



HAL
open science

Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut

Laurent Deschodt

► **To cite this version:**

Laurent Deschodt. Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut. Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2014. Français. NNT : 2014PA010603 . tel-01397076v2

HAL Id: tel-01397076

<https://hal.science/tel-01397076v2>

Submitted on 4 Jun 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

En vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE
PARIS 1 – PANTHÉON-SORBONNE**

Discipline: Géographie Physique

**Présentée et soutenue par Laurent DESCHODT
en octobre 2014**

CHRONOSTRATIGRAPHIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES FONDS DE VALLÉE DU BASSIN FRANÇAIS DE L'ESCAUT

Volume I: Observations choisies

JURY

Jef VANDENBERGHE, professeur, université d'Amsterdam, rapporteur

Philip GIBBARD, professeur, université de Cambridge, rapporteur

Pascal BERTRAN, Inrap et UMR 5199 du CNRS, examinateur

Jean SOMMÉ, professeur émérite, université de Lille 1, UMR 8164 du CNRS, examinateur

Directeurs de thèse:

Charles LE CŒUR, professeur, université de Paris 1, UMR 8591 du CNRS

Pierre ANTOINE, directeur de recherche CNRS-DR2, UMR 8591 du CNRS

*École doctorale de géographie de Paris
Unité mixte de recherche du CNRS 8591
Université Paris-Est Creteil Val de Marne
Institut national de recherches archéologiques préventives*



Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut

Laurent DESCHODT

octobre 2014

Volume I : Observations choisies

« Vous venez de voir quels féconds résultats on peut
retirer de l'alliance de la géologie avec l'archéologie »

Gosselet, J., 1875
Les progrès de la géologie dans le Nord depuis dix ans,
Annales de la Société Géologique du Nord, 1, p. 98

« La montagne existerait pas,
on serait épatés devant une taupinière »

Gourio, J.-M., 2003
Brèves de comptoir,
éd. France loisirs, Paris,
ISBN 2-7441-6563-8, p. 794.

, vant-propos et remerciements

Tout çaAc'est mon cinoche

La voilà, finalement. Ma thèse... J'ose espérer qu'à côté de ses défauts, elle présente quelque intérêt. Mais est-ce vraiment « ma » thèse ? Certes, j'en suis l'auteur et y ai consacré du temps. Les idées qui y sont développées sont en grande partie miennes et correspondent à ma vision d'un espace vécu au quotidien. Elles sont la résultante logique (prédisposition mais non déterminisme) d'émois stratigraphiques qui ont débuté dans le bac à sable (si, si... j'en ai gardé le souvenir) et de questions que se posait un petit garçon : pourquoi la terre de chez nous est-elle si noire (j'habitais dans la plaine de la Scarpe) alors qu'elle est brune ailleurs ? (en fait, à l'époque, je disais « marron » car « brun » était surtout un gros mot pâtois). Qu'y a-t-il en dessous ? Que trouverait-on si on creusait profondément sous la terre du jardin ?

Les aléas de la vie m'ont procuré la chance insigne de pouvoir continuer à me poser des questions d'enfant dans ma vie d'adulte. Elles n'ont cessé de se complexifier à mesure que j'obtenais de loin en loin quelques réponses et que mon cinoche intérieur collait un peu mieux à la réalité perçue. Mais quelle est cette réalité ? Nul ne la connaît dans son entier. Très prosaïquement (adverbe qui me permet de faire une impasse totale et assumée sur tout développement ontologique ou modèle cosmologique et autre physiques des cordes pour lesquels je me déclare incompetent), la réalité, donc, me semble prosaïquement composée de « ce qui est » (partiellement sensible), et de « ce qui fut » (définitivement inaccessible à nos sens). Un passé envolé, mais peut-être pas totalement impénétrable à notre entendement : il a laissé des traces qui, elles, sont bel et bien présentes. À nous d'apprendre à les voir, à les décrypter, à les partager. Elles nous invitent, en imagination, à un voyage dans le temps. Randonnée bien difficile pour un être humain biologiquement programmé à satisfaire deux besoins élémentaires (assurer son prochain repas et assouvir sa sexualité) et dont la perception innée de la temporalité excède rarement (les jours de lucidité) ses ascendants et descendants directs. Mais voilà : ses fonctions vitales primordiales assurées, cet être humain a besoin de quelque chose de plus : se sentir bien ici et maintenant. Une des voies vers un bien-être supérieur (et ne me demandez pas par quel mystérieux mécanisme neurochimique, je laisse ce plaisir à d'autres) est de comprendre ce qui l'entoure. Peut-être sa propre existence gagne-t-elle ainsi un peu de sens à travers l'exercice de sa capacité à appréhender une partie de la complexité du monde qu'il habite ? Mais, hop là !, je ne m'aventurerai pas sur ce chemin glissant : le sens de la vie c'est 42 et basta.

Revenons à nos moutons. Tout tiot, alors que mon premier besoin élémentaire était comblé (l'autre se fera sentir assez vite), je ressentais l'appel d'un mystère chthonien : que nous cache donc la surface des choses ? et « surface » est, ici, à prendre au sens propre, puisqu'il s'agit de roches, de sédiments et de sols qui possèdent une surface tangible avec des formes à contempler et à fouler du pied. L'envie d'aller au-delà (en-deçà ?) de la surface est d'autant plus intense que ce sont des entités physiques palpables et exposées qui, par leur présence même, recèlent la promesse d'une histoire, pour peu que nous leur consacrons un petit effort. Le contentement promis est d'autant plus grand qu'il s'agit d'un récit plein de rebondissements (parfois aussi étonnants que ceux produits par tout *narrativium*). De plus, ce qui pimente l'ensemble, les péripéties à ouïr englobent celles de l'Homme. L'histoire avait commencé bien avant lui et se prolongera assurément après, ce qui, d'une manière assez débile, tend à me reconforter.

Tout ça pour en venir là : si j'ai effectivement rédigé ce mémoire, il n'aurait pas été le même si j'avais été isolé. Il est, pour partie, le produit d'un système et du turbin de nombreux collègues. Le système c'est celui de l'archéologie préventive qui m'a donné cette chance de faire de ma curiosité enfantine un métier (après vingt années où j'arrive à subvenir à mes besoins élémentaires par ce biais, je commence à oser qualifier mon activité de métier) et qui a multiplié les opportunités d'observations et d'études. Mes collègues sont tous ceux qui participent à ce système, quelque soit leur tâche ou institution. Je dois remercier tous ces étranges paléontologues nombrilistes qui se dénomment archéologues et avec qui j'ai partagé nombre de petits matins gadouilleux. En vingt années, il y en a eu des bons de pelles (mécaniques) à signer, des kilomètres de tranchées, des pelletées (pas mécaniques du tout) trop lourdes de boue collante, des coupes à nettoyer, des renfilages de vêtements mouillés au cœur de l'hiver où, parfois, comme qui dirait, un doute nous étreint.

Je vous remercie tous collectivement : vous qui m'avez à un moment ou un autre fait confiance, vous que je fréquente tous les jours et qui ne ménagez pas vos efforts sur un travail souvent ingrat, vous que j'aurai peut-être bientôt le plaisir de rencontrer sur les bords d'un sondage. Il s'agit bien de ma thèse, mais elle reflète aussi votre implication dans une exploration et une aventure collective.

Je voudrais partager avec vous cette dernière version du petit cinoche que j'ai dans la tête. Je souhaite qu'il s'approche au plus près de la janusienne réalité géologique « qui est » et « qui fut ». Et, qu'ensemble, nous continuions à l'approcher encore un peu plus.

Remerciements

Merci papa ! Merci maman !

Merci à tous ceux qui m'ont supporté, mais aussi à tous ceux qui ont dû me supporter dans ces temps de rédaction. Pernelle et Adélie, je pense particulièrement à vous !

Je remercie Charles Le Coeur et Pierre Antoine d'avoir accepté de diriger ce travail.

Je remercie Messieurs Bertran, Guibbard, Sommé et Vandenberghe d'avoir accepté de faire partie du jury.

Je remercie les chasseurs de coquilles (et de tickets) : Viviane, Muriel et Marie, ainsi que tous ceux et celles qui ont accepté à leur suite de corriger fautes et coquilles : Viviane, Jennifer, Véro (Devred), Pierre-Gil, Sylvie, Muriel, Françoise, Géraldine, Kai, Olivier, Vaïana, la copine de Benjamin (ben, c'est du propre Benjamin), Delphine, Carole, Mathieu (fils, tu l'as ton mot !), Kevin, Ivan, Sandrine, Véro (Harnay), Jim, Emmanuelle, Florence, Sophie, Dominique (dit NN, le roi « du pomme+S »), Marie, Sam, Christine, Yves, Jean-Marcel, Anne-Lise, David, Christelle, Virginie, Alain, Jean-Luc. Maintenant, si vous trouvez encore des coquilles, vous savez à qui vous adresser. En tout cas un grand merci pour votre aide et votre implication.

Merci à David pour son contre-poison.

Merci à Christelle pour ses conseils de mise en page et la réalisation des couvertures.

Je remercie Erik d'avoir accepté la relecture de mon awfull anglais.

La grande majorité des données qui ont été utilisées dans ce travail a été récoltée sur des chantiers d'archéologie de l'Institut national de recherches archéologiques préventives (et auparavant de l'Association pour les fouilles archéologiques nationales). Je salue mes collègues et remercie tous ceux qui font l'institut.

La rédaction du mémoire a bénéficié d'un congé de quatre mois accordé par l'INRAP et validé par son conseil scientifique. Je remercie tous ceux qui permettent à notre structure de rester fidèle à une politique de recherches.

Enfin, je remercie de nouveau Jean Sommé. Si ce mémoire pouvait lui rendre en petite monnaie le plaisir que j'ai eu à suivre son enseignement, je serai comblé.

Sommaire

Volume I - Observations choisies

Sigles utilisés	iii
Collaborateurs	iii
I.1 - Cadre et contexte.....	1
I.2 - Lambersart « les Conquérants ».....	41
I.3 - Lille « rue du Palais Rihour».....	55
I.4 - Lille « rue Hegel ».....	63
I.5 - Houplin-Ancoisne, transect « Station d'épuration ».....	73
I.6 - Houplin-Ancoisne, « Le Marais de Santes ».....	81
I.7 - Seclin « Hôpital ».....	99
I.8 - Douvrin et Billy-Berclau.....	105
I.9 - Le marais de Dourges (Dourges « Delta 3 »).....	115
I.10 - Dourges-Ostricourt « extension Delta 3 ».....	135
I.11 - Avion « Z.I. des 14 ».....	147
I.12 - Bouvines « Grand Marais ».....	153
I.13 - Waziers « Bas-Terroir ».....	161
I.14 - Gazoduc Scarpe.....	181
I.15 - Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial ».....	207
I.16 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence ».....	217
I.17 - Crespin « Zone d'expansion des crues ».....	225
I.18 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux ».....	233
I.19 - Valenciennes « le Vignoble ».....	241
I.20 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 ».....	263
I.21 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais ».....	227
I.22 - Famars « Zone d'expansion des crues ».....	277

Volume II - Synthèse

Résumé	289
<i>Abstract</i>	291
II.1 - Les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien	293
Résumé détaillé.....	293
<i>Detailed abstract</i>	296
Conclusion partielle.....	367
<i>Partial conclusion</i>	368
II.2 - Les dépôts du Pléniglaciaire weichselien.....	369
Résumé détaillé.....	369
<i>Detailed abstract</i>	373
Conclusion partielle.....	483
<i>Partial conclusion</i>	484
II.3 - Les dépôts postérieurs au Pléniglaciaire weichselien.....	485
II.4 - Remarques méthodologiques, perspectives et synthèse géographique.....	531
Conclusion	541
<i>Conclusion</i>	543
Annexes	545
Index des illustrations et tables.....	567
Bibliographie	581

Sigles utilisés

AFAN Afan	association pour les fouilles archéologiques nationales
BDLD	base de données Laurent Deschodt (cf. Annexe 1)
BRGM	bureau de recherches géologiques et minières
BSS	banque du sous-sol
CNRS	centre national de la recherche scientifique
CETE	centre d'études techniques de l'équipement
DEM	<i>digital elevation model</i>
DAPCAD	direction de l'archéologie préventive de la communauté d'agglomération du Douaisis
DDTM	direction départementale des territoires et de la mer
DREAL	direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement
MNT	modèle numérique de terrain
OSL	<i>optic stimulated luminescence</i>
PPIGE	Plate-forme publique de l'information géographique
IGN	institut national de géographie
INRA	institut national de la recherche agronomique
INRAP Inrap	institut national de recherches archéologiques préventives
LIDAR LIDAR Lidar	<i>light detection and ranging</i>
SRA	service régional de l'archéologie
UMR	unité mixte de recherche

Collaborateurs

Collaborateurs dont une contribution rédigée a été reprise en totalité ou en partie.

	institution/ labo	discipline	contributions
Patrick Auguste	UMR 8217	archéozoologie (faune mammalienne pléistocène)	I.9 – Marais de Dourges (p.130)
Muriel Boulen	INRAP et UMR 7209	palynologie	I.3 – Lille « Rue du Palais Rihour » (p. 58) I.4 – Houplin-Ancolsne « Le marais de Santes » (p.91) I.5 – Seclin « Hôpital » (p. 102) I.20 – Valenciennes « le Vignoble » (p. 254)
Sylvie Coutard	INRAP et UMR 8591	micromorphologie	II.2 – 2.1.4.B, plaine de la Lys (p. 391)
Anne Dietrich	INRAP et UMR 7041	xylogie	I.13 – Waziers « Bas Terroir » (p. 166)
Agnès Gauthier	UMR 8591 du CNRS	palynologie	I.13 – Waziers « Bas Terroir » (p. 173)
Guillaume Hulin	INRAP et UMR 7619	géophysique	I.13 – Waziers « Bas Terroir » (p. 174)
Nicole Limondin-Lozouët	UMR 8591 du CNRS	malacologie	I.1 – Lambersart « Les Conquérants » (p. 52) I.9 – Le Marais de Dourges (p. 129) I.13 – Waziers « Bas Terroir » (p. 170)
Olivier Moine	UMR 8591 du CNRS	malacologie	I.10 – Dourges-Ostricourt « extension Delta 3 » (p. 144)
André-Valentin Munaut (†)	Lab. de palynologie et dendrochronologie, université catholique de Louvain-la-Neuve	palynologie	I.1 – Lambersart « Les Conquérants » (p. 50)
Éric Teheux	Inrap	archéologie	I.9 – Le Marais de Dourges (p. 129)
Clément Vermoux	UMR 8591 du CNRS	géophysique	I.13 – Waziers « Bas Terroir » (p. 174)

I.1 - Cadre et contexte

1. Cadre géographique

Toutes les cartes sont présentées dans le système de projection Lambert 93, sauf mention contraire.

1.1. L'Escaut et son bassin

L'Escaut (*Schelde* en néerlandais, *Scheldt* en anglais) est un fleuve de taille moyenne, long d'environ 350 km et drainant un bassin de l'ordre de 22 000 km² avec un débit moyen de plus de 100 m³/s (figures 1 et 2, table 1). Le fleuve est transnational, il prend sa source en France dans le nord du département de l'Aisne, traverse la Belgique (dont il est, avec la Meuse, l'un des principaux cours d'eau) et rejoint le sud des Pays-Bas en Zélande. Là, il se jette dans la mer du Nord en formant un large estuaire (figure 1). Son régime est pluvial, avec des hautes eaux d'hiver et des basses eaux d'été (table 1 et figure 2). Les marées remontent largement le fleuve et sont sensibles jusqu'à Gand, plus de 160 km en amont de la l'embouchure (Meire *et al.*, 2005).

Le bassin est densément peuplé et industrialisé. Il est géré par de multiples acteurs nationaux à des échelles diverses. Depuis 1994, une structure intergouvernementale tend à coordonner les actions des différents partenaires, notamment en matière environnementale : la CIE-SCI « Commission internationale de l'Escaut » (*Internationale Scheldecommissie, International Scheldt Commission*) (anciennement CIPE « Commission internationale pour la protection de l'Escaut » jusqu'en 2002). La CIE agit dans le cadre du DHI « District Hydrographique International » de l'Escaut. Ce dernier déborde largement des limites du bassin de l'Escaut au sens strict et intègre tous les bassins côtiers jusqu'à celui de la Somme (coïncidant dans ce dernier cas avec les limites de l'établissement français de l'agence de l'eau Artois-Picardie).

La délimitation exacte du bassin versant de l'Escaut n'est pas évidente dans sa partie estuarienne (ce qui explique l'approximation de la mesure de la superficie ou ses variations rencontrées dans la littérature, *cf.* table 1). En effet, l'estuaire appartient à une zone de plaine maritime où le relief et le drainage ne permettent pas de distinguer une limite morphologique incontestable en rive gauche. Les institutions et auteurs néerlandais tendent à considérer la petite fraction des Pays-Bas au sud du bassin de la Meuse comme partie intégrante du bassin de l'Escaut. Dans ce cas, la frontière politique est considérée comme limite du bassin. Cette limite arbitraire est reprise dans de nombreux documents et études, notamment communautaires, sans autres commentaires. Un autre choix, adopté par Tavernier et De Moor (1974), est de considérer un bassin plus restreint (de l'ordre de 20 000 km²) séparé d'une zone maritime et estuarienne par les légers reliefs dunaires pléistocènes du nord de la Flandre et par le relief du pays de Boom. Le bassin ainsi délimité forme un espace cohérent avec un exutoire en amont d'Anvers. Une cartographie intermédiaire peut aussi être rencontrée (Claessens, 1988). Nous avons arbitrairement fait le choix d'intégrer la zone estuaire comme indiquée sur la figure 4. La superficie du bassin ainsi définie est de 21 739 km², dont 2 228 km² relevant de la zone littorale et estuarienne. Le fait a d'ailleurs peu de conséquence sur notre travail. Ce dernier concerne la partie amont.

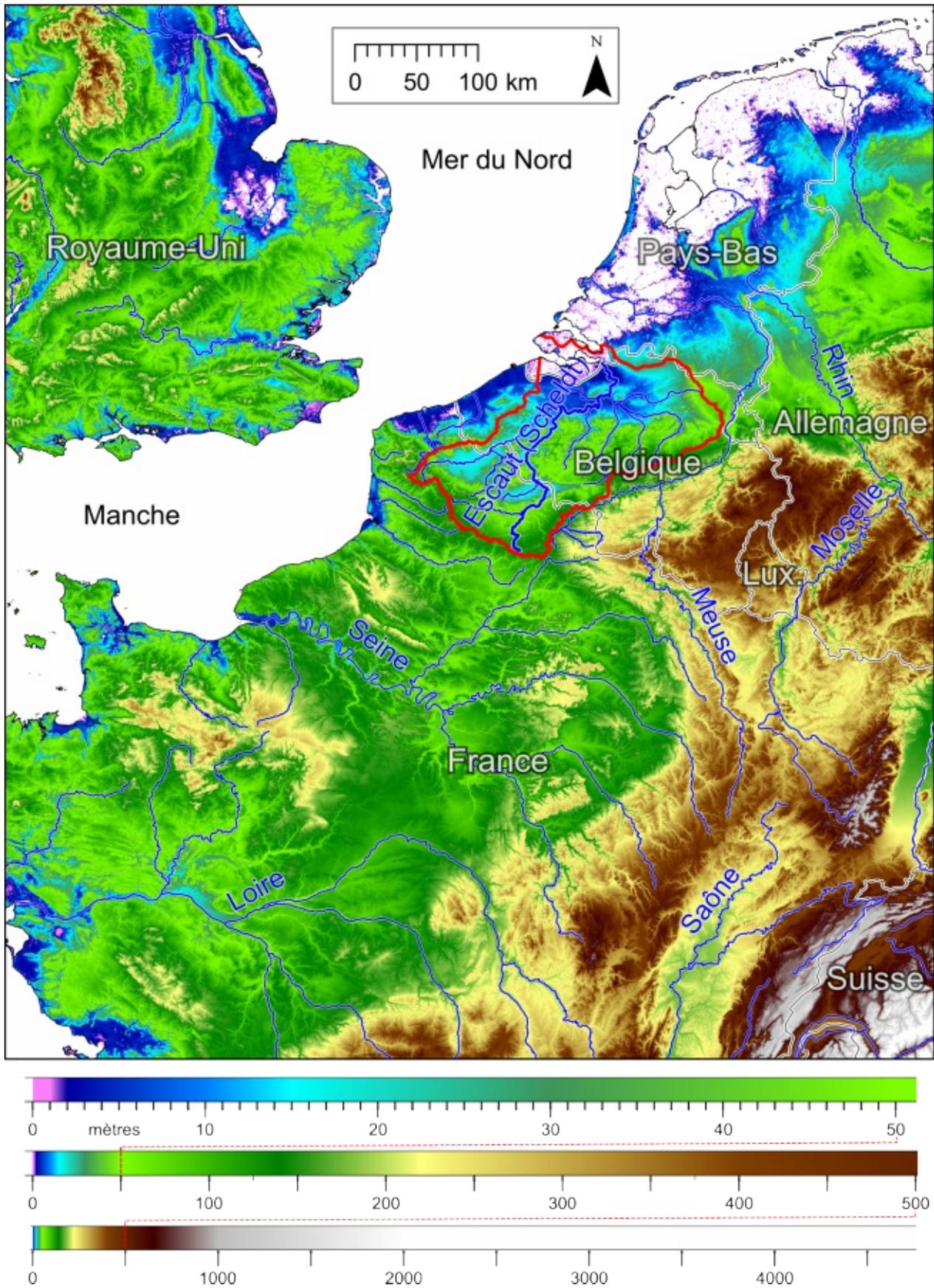


Figure 1 - Le bassin de l'Escaut dans le contexte Nord-Ouest européen
sources MNT voir partie I.1-1.2.2

Figure 1 - The Scheldt river catchment in the North-West european context
DEM sources, see part I.1-1.2.2

source	superficie bassin / catchement area (km ²)	longueur / length (km)	débit moyen / average discharge (m ³ /s)	débit basses eaux / low-water discharge (m ³ /s)	débit hautes eaux / high-water discharge (m ³ /s)	localisation / location	période référence / reference periode	S
Vanden-bruweene <i>et al.</i> 2013	-	-	107	34	253	Schelle	?	?
Meire <i>et al.</i> 2005	21863	355	104 (max. : 207, en 1966 et min 43, en 1949)	-	-	Schelle	?	a
Claessens 1988	env 21500	320	105	20 (10 jours)	650 (10 jours)	Schelle	sur 40 ans	?
Bayens <i>et al.</i> 1998	env 22100	355	104	60 (min. : 20)	180 (max. > 600)	Schelle	1949-1986	b
ISC-CIE 2014	22116	350	115 (c)	-	-	(d)	?	?
Van Sevenscoten 2004	-	350	161 (c)	39	490	Lillo	1991-2002	?
Van Sevenscoten 2004	-	-	-	9	256	Rupelmonde	1991-2002	?

Table 1 – Caractéristiques hydrologiques du bassin de l'Escaut

d'après : Vandenbruwaene *et al.*, 2013 ; Meire *et al.*, 2005 ; Claessens, 1988 ; Baeyens *et al.*, 1998 ; ISC-CIE, 2014 ; Van Sevenscoten, 2004
 localisation : voir figure 3
 S = Sources primaires
 (a) « Taverniers, written commincation »
 (b) « Ministry of Public Works »
 (c) estimé
 (d) d'après le cumul de tous les débits

Table 1 - Hydrological features of the Scheldt river catchment

according to: Vandenbruwaene *et al.*, 2013 ; Meire *et al.*, 2005 ; Claessens, 1988 ; Baeyens *et al.*, 1998 ; ISC-CIE, 2014 ; Van Sevenscoten, 2004
 location: see figure 3
 S = primary sources
 (a) « Taverniers, written commincation »
 (b) « Ministry of Public Works »
 (c) estimated
 (d) according the som of all decharges

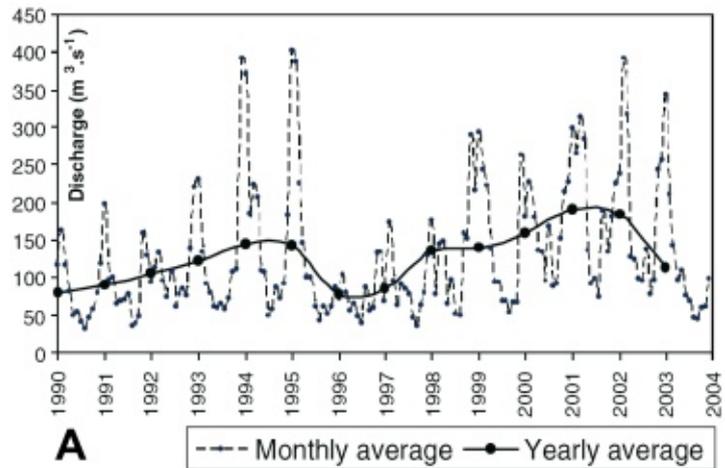
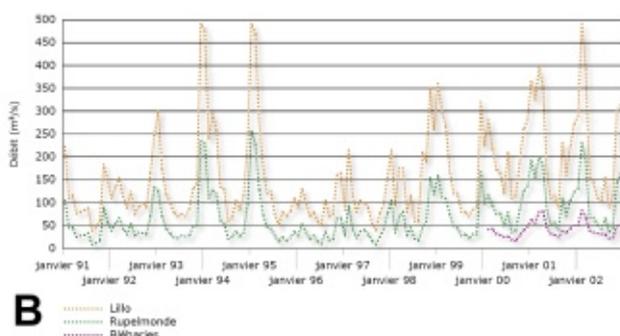


Figure 2 - Régime de l'Escaut

d'après :
 A, Meire *et al.*, 2005
 B, Van Sevenscoten, 2004
 localisation des stations :
 voir figure 3

Figure 2 - The Scheldt river flow

according to :
 A, Meire *et al.*, 2005
 B, Van Sevenscoten, 2004
 location of the station : see figure 3



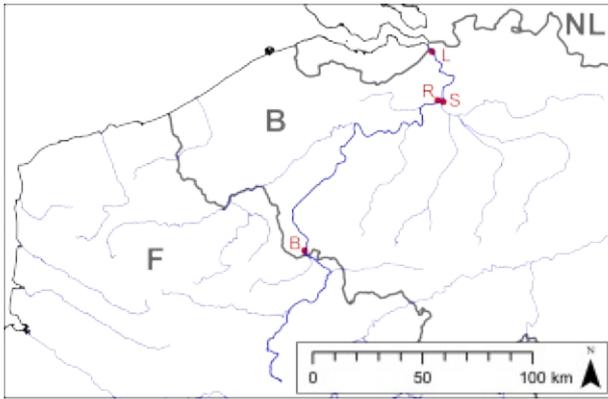


Figure 3 - Localisation des stations citées dans la table 1 et la figure 2

B = Bléharies
R = Rupelmonde = S = Schelle
L = Lillo

Figure 3 - Location of stations mentioned in table 1 and figure 2

B = Bléharies
R = Rupelmonde = S = Schelle
L = Lillo

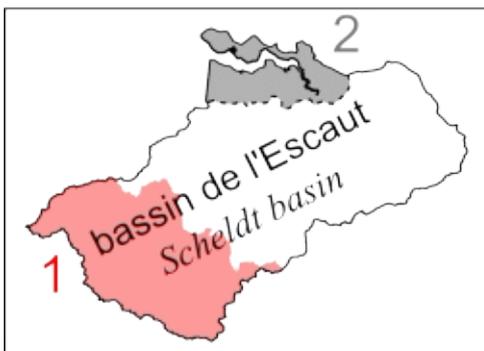
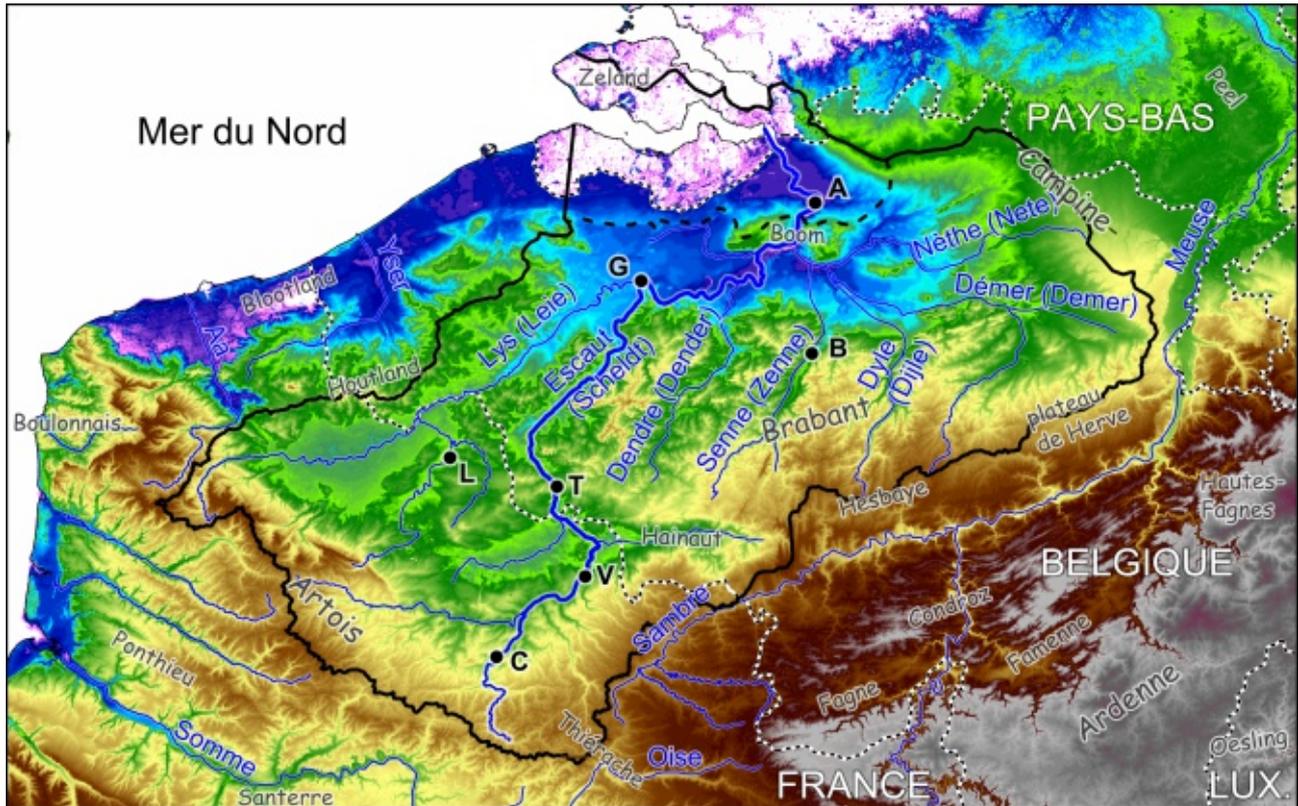


Figure 4 - Le bassin de l'Escaut

1 – zone d'étude (partie française)
2 – partie estuarienne
a – frontière politique
b – limite du bassin
c – régions « naturelles »
principales villes sur le cours de l'Escaut (d'amont en aval) :
C = Cambrai ; V = Valenciennes, T = Tournai (nl : Doornik),
G = Gand (nl : Gent, engl : Ghent), A = Anvers (nl : Antwerpen,
engl : Antwerp)
autres villes : L = Lille (nl : Rijsel), B = Bruxelles (nl & engl :
Brussels)

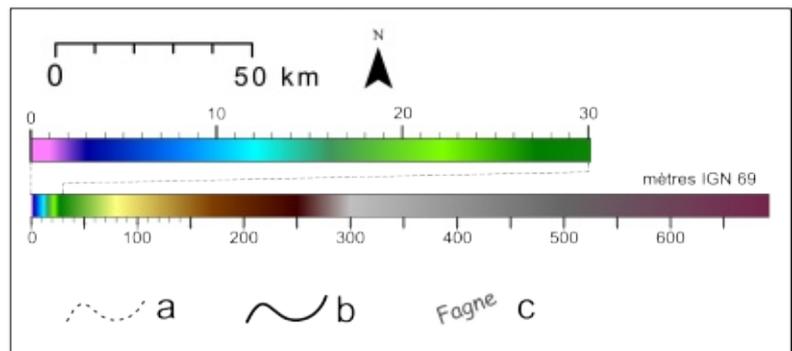


Figure 4 - The Scheldt river catchment

1 – Study area (french part)
2 – estarian part
a – political boundary
b – catchment limit
c – « natural » region
mean towns along Scheldt river (from upstream to
downstream): C = Cambrai, V = Valenciennes, T = Tournai (nl:
Doornik, G = Gand (nl: Gent, engl: Ghent), A = Anvers (nl:
Antwerpen, engl: Antwerp)
other towns : L = Lille (nl: Rijsel), B = Bruxelles (nl & engl:
Brussels)

1.2. Le bassin amont français

1.2.1. Délimitation de la zone d'étude

Nos données ont été acquises essentiellement dans le cadre de notre activité professionnelle en archéologie préventive et exclusivement sur le territoire français (*cf. infra*). La zone d'étude se trouve donc contrainte par la frontière politique et nous avons fait le choix de l'afficher jusque dans le titre. La zone d'étude est donc définie comme la partie française du bassin de l'Escaut (figure 5). Elle représente une surface de 6 738 km².

1.2.2. Représentation du relief

Plusieurs modèles numériques de terrain sont disponibles sur la zone ou à proximité, chacun avec ses caractéristiques propres (table 2, figures 8 et 9).

La couverture SRTM3 est peu précise. En outre, acquise par interférométrie radar, la végétation et les bâtiments affectent l'altitude. Le fait est particulièrement sensible dans le bas-pays où les grandes parcelles de forêt se distinguent nettement. Toutefois, la couverture est planétaire et peut être utilisée avantageusement pour constituer des cartes à petites échelles nécessitant des données à l'extérieur des frontières (par exemple, figure 1).

Nous utilisons la BD ALTI 25 (résolution 25 x 25 m) dans la zone d'étude, à l'exception du bassin de la Lys en raison d'aberrations qui apparaissent dans la plaine (présence de lignes

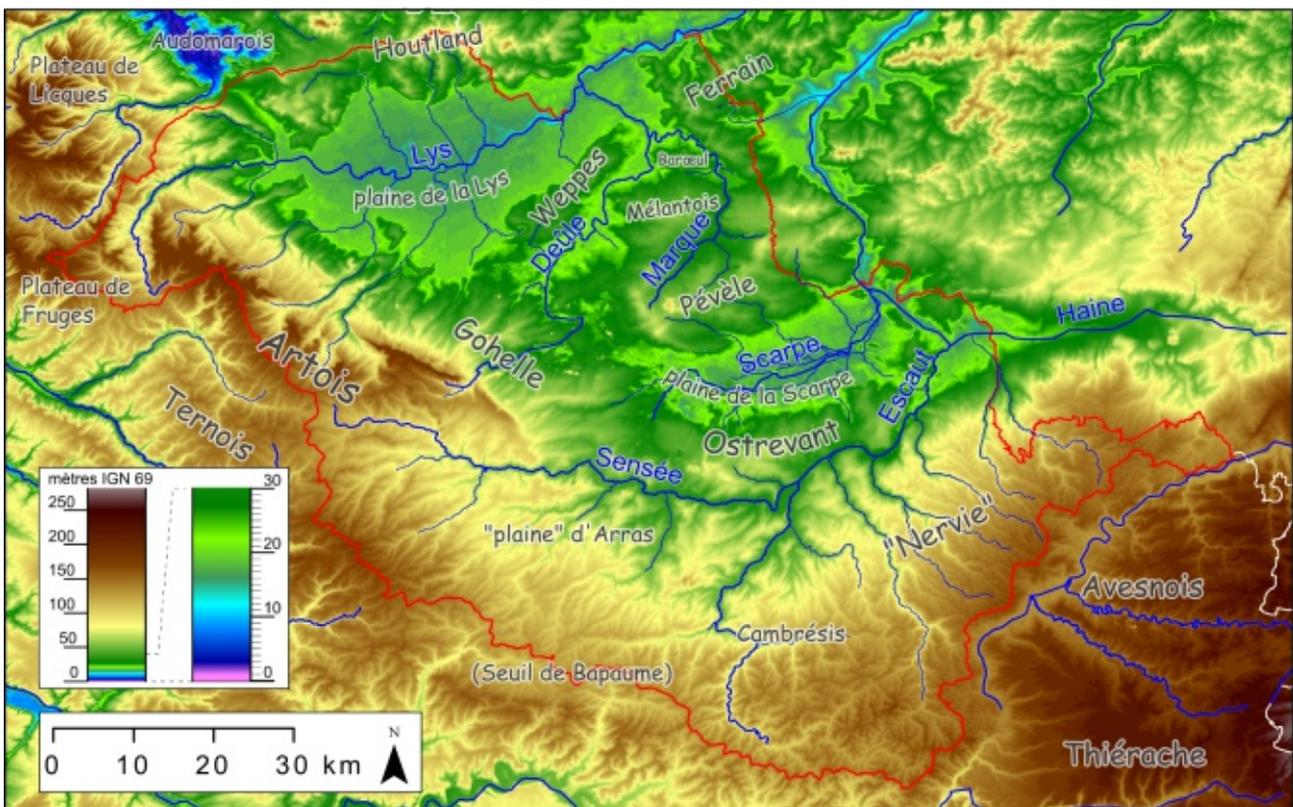


Figure 5 - La zone d'étude : relief et hydrographie

La zone d'étude correspond à la partie française du bassin de l'Escaut (n°1 sur la figure 4)

Figure 5 - The study area : relief and hydrography

The study area is the french part of the Scheldt catcment (n°1 sur la figure 4)

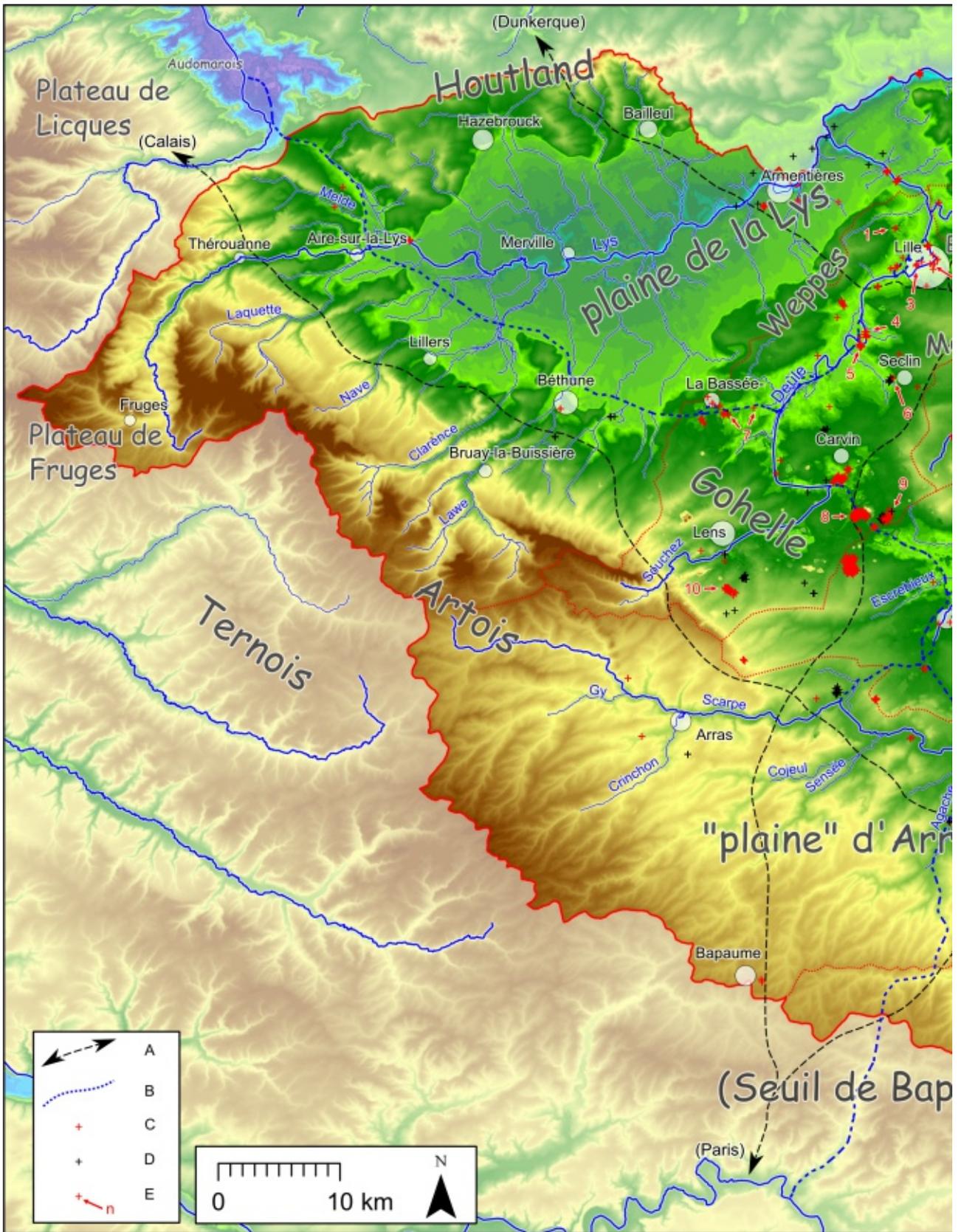


Figure 6 - Zone d'étude (partie ouest)

- A – autoroute
- B – canal
- C – observations personnelles dans la BDL
- D – observations de tiers dans la BDL
- E – observation choisie présentée dans le mémoire (voir table 8)

Figure 6 - Study area (west part)

- A – highway
- B – canal
- C – personal observations in the BDL
- D – third party observations in the BDL
- E – Selected observation displayed in the memory (see table 8)

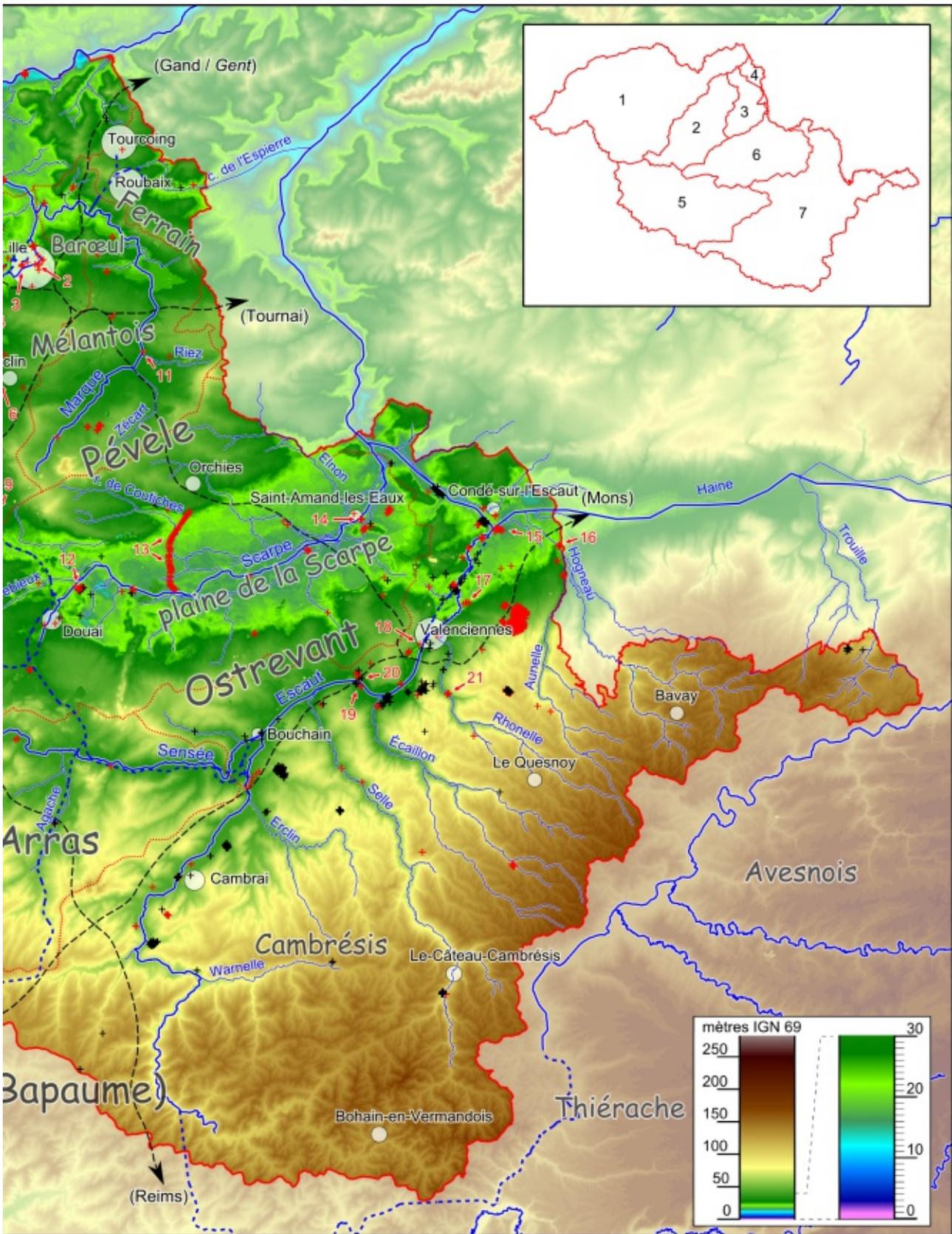


Figure 7 - Zone d'étude (partie est)

sous-bassins :

- 1 – bassin de la Lys
- 2 – bassin de la Deûle
- 3 – bassin de la Marque
- 4 – bassin frontalier de l'Escaut
- 5 – bassin de la Sensée-Satis
- 6 – bassin de la Scarpe-Scarbus
- 7 – bassin de l'Escaut et affluents de rive droite

Figure 7 - Study area (east part)

sub-basins :

- 1 – Leie river catchment
- 2 – Deûle river catchment
- 3 – Marque river catchment
- 4 – Scheldt river boulder catchment
- 5 – Sensée-Satis river catchment
- 6 – Scarpe-Scarbus river catchment
- 7 – Scheldt river and right bank tributary catchment

horizontales). Nous lui substituons la BD ALTI 50 . Sur le reste de la France, pour les présentations à petite échelle, nous utilisons la BD ALTI 75. Le système de référence altitudinale est l'IGN69.

Nous utilisons pour la région flamande la couche de surface du modèle géologique 3D (*G3D_00_DEM_VLAKO*) du LNE (*Departement Leefmilieu, Natuur en Energie*) de la Région flamande. La résolution est de 100 x 100 m pour une topographie restituée hors remaniement anthropique. Le référentiel altitudinal est le TAW, dont le zéro est inférieur au système de nivellement IGN69. Une seconde couche du modèle géologique 3D (MNT de la base du Quaternaire, *G3D_01_Quartair Basis*) est utilisée dans la partie II.1-5.2.

Dans le mémoire, diverses sources ou combinaisons de ces sources sont utilisées. Une carte standard a été créée avec la combinaison suivante :

- SRTM pour les régions éloignées,
- BDALTI 75 pour la France,
- BD ALTI 25 sur la zone d'étude et les régions limitrophes (sauf pour le bassin de la Lys où nous utilisons la BD ALTI 50),
- G3D_00_DEM_VLAKO en Flandre, sauf si nous présentons à grande échelle des données proches de la frontière, dans ce cas nous préférons utiliser la prolongation de la BD ALTI dans un souci de cohérence altitudinale,
- DEM ERRUISOL en Wallonie, sauf, comme pour la Flandre, si nous présentons des données à grande échelle proche de la frontière,
- Lidar littoral,
- Lidar Scarpe.

	MNT	source	autorisation, mention légale
1	SRTM	gouvernement des États Unis d'Amérique (http://srtm.csi.cgiar.org/)	domaine public
2	BD ALTI 75	IGN (http://professionnels.ign.fr/mnt)	® donnée libre et gratuite
3	BD ALTI 50	IGN (http://professionnels.ign.fr/mnt)	® gratuité pour la recherche et l'enseignement
4	BD ALTI 25	IGN (http://professionnels.ign.fr/mnt)	® gratuité pour la recherche et l'enseignement
5	G3D_00	ALBON - Dienst Natuurlijke Rijkdommen (http://www.lne.be)	<i>Geologisch 3D Model Vlaanderen (v1.2011), opgemaakt door VITO in opdracht van Vlaamse overheid, ALBON / modèle géologique 3D de la Flandre (v1.2011) présenté par le VITO pour le compte du gouvernement flamand, ALBON</i>
6	ERRUISOL	Région Wallonne (http://geoportail.wallonie.be)	Licence n°140122-0000
7	Lidar littoral	Direction Départementale des Territoires et de la Mer	© DDTM 59, lidar littoral 2007-2008
8	Lidar Scarpe	mission du 25 janvier 2008 effectuée par la société Aéro Data France DREAL Nord-Pas-de-Calais	données gracieusement transmises par la DREAL (contact : elodie.gondran@developpement-durable.gouv.fr)

Table 2 - Liste des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données

Table 2 - List of the most used DEM for data location

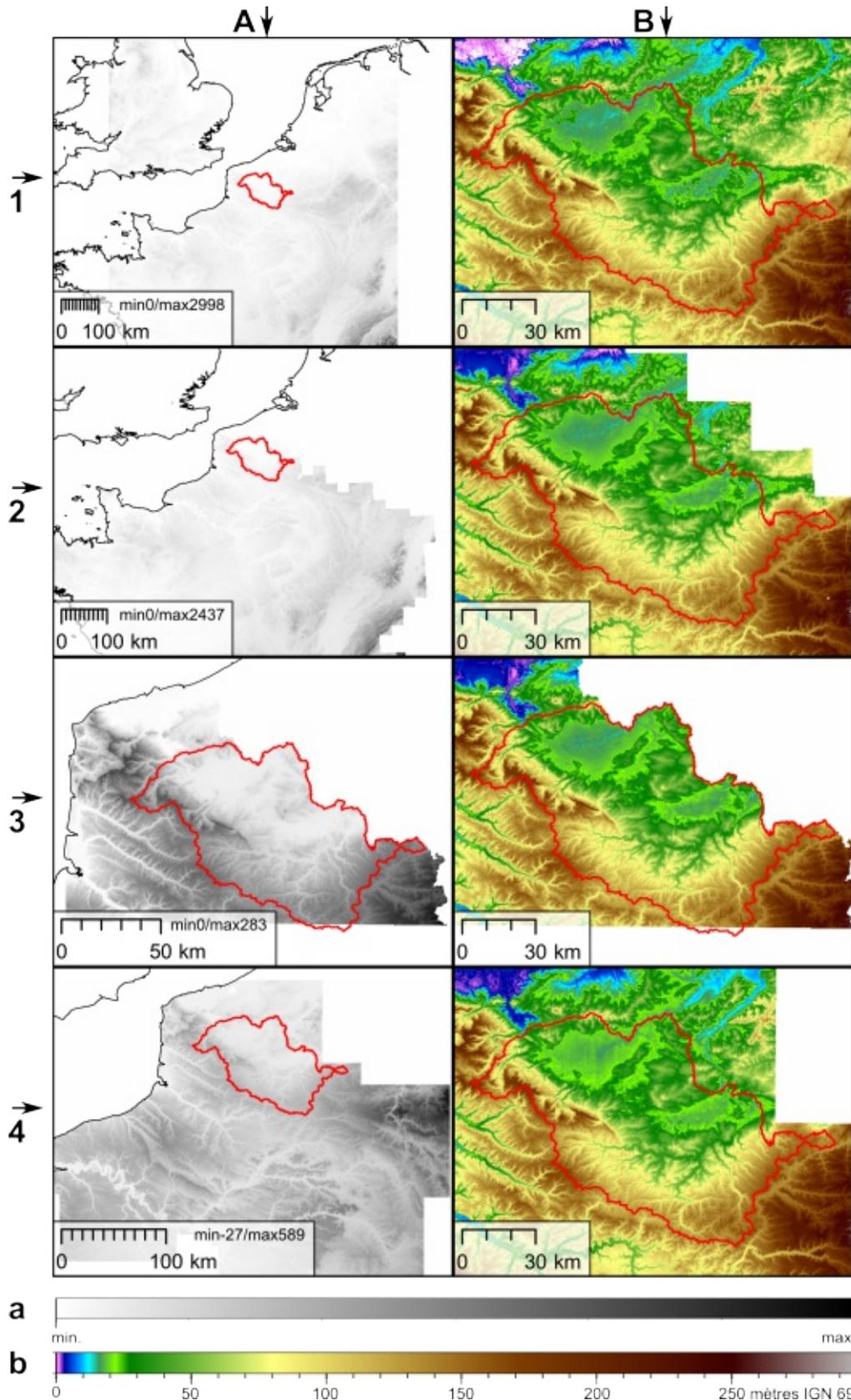


Figure 8 - Représentation des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données (partie 1 sur 2)

1 à 4 – différents MNT, voir table 2

A – représentation en niveaux de gris, centré sur la donnée (charte graphique « a », valeur variable en fonction des altitudes min. et max.), représentation en rouge de la zone d'étude

B – représentation en couleur, centré sur la zone d'étude (charte graphique « b » fixe)

Figure 8 - Display of the most used DEM for the data location (part 1 of 2)

1 to 4 – different DEM, see table 2

A – grey shader display, data centred (« a » graphic standard, variable accordint min. and max. value)

B – colour shader display, study area centred (« b » set graphic standard)

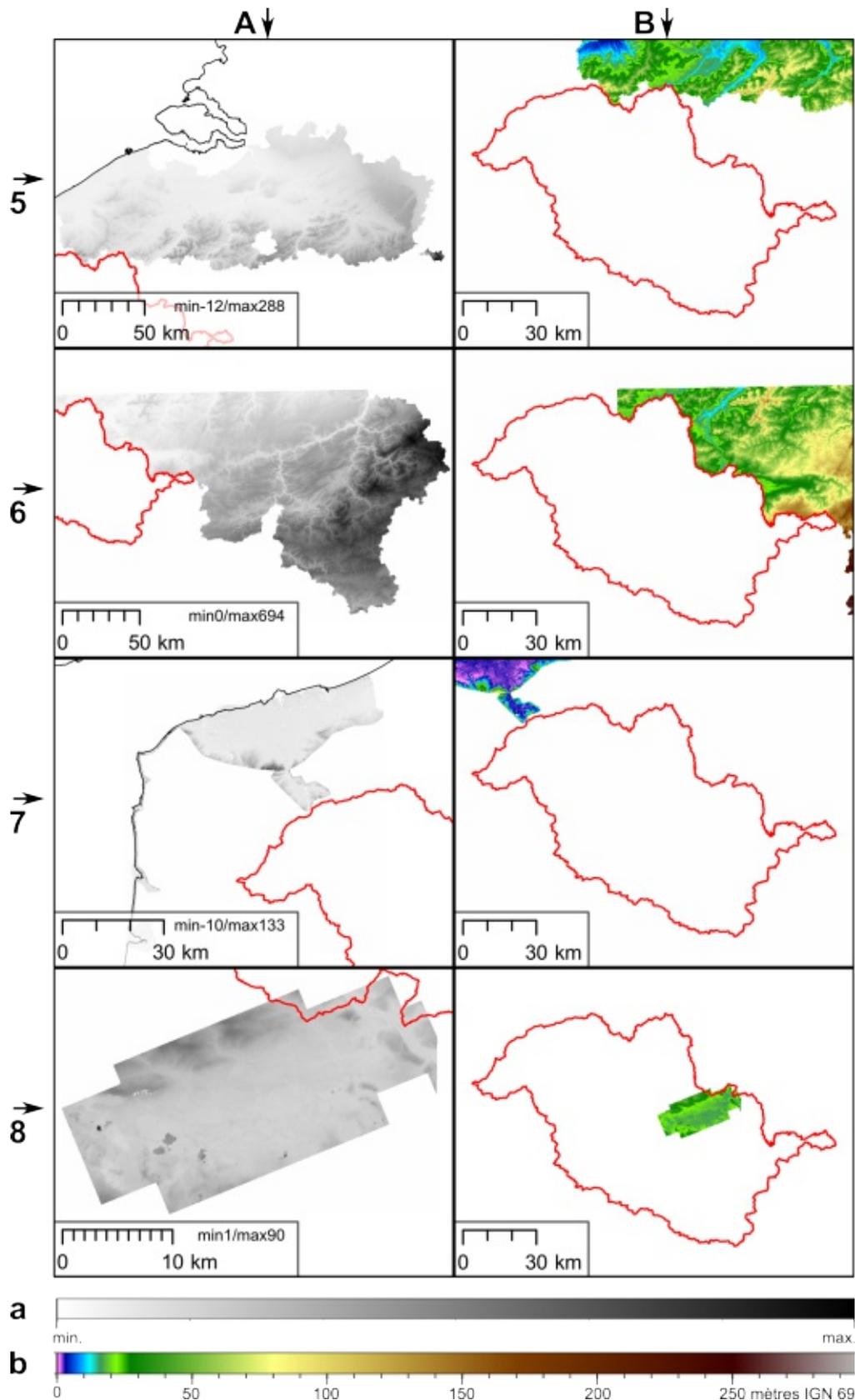


Figure 9 - Représentation des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données (partie 2 sur 2)

5 à 8 – différents MNT, voir table 2

A – représentation en niveaux de gris, centré sur la donnée (charte graphique « a », valeur variable en fonction des altitudes min. et max.), représentation en rouge de la zone d'étude

B – représentation en couleur, centré sur la zone d'étude (charte graphique « b » fixe)

Figure 9 - Display of the most used DEM for the data location (part 2 of 2)

5 to 8 – different DEM, see table 2

A – grey shader display, data centred (« a » graphic standard, variable accordint min. and max. value)

B – colour shader display, study area centred (« b » set graphic standard)

Les MNT belges utilisent un référentiel altitudinal différent de l'IGN69. Toutefois, nous considérons que le désagrément est mineur pour l'utilisation que nous en faisons, c'est-à-dire une carte de localisation à petite échelle. Aucune correction n'a été apportée. Le décalage ne devient flagrant que sur la zone littorale, hors de la zone d'étude (les Moères, sur la figure 4). Une anomalie de même type apparaît à la frontière belgo-néerlandaise entre MNT flamand et SRTM3.

À cette combinaison, nous adjoignons ponctuellement des semis de points issus de plans aménageurs ou de levés INRAP.

Toutes les cartes n'utilisent pas la combinaison standard décrite ci-dessus, soit par choix, soit parce que la date de réalisation de la carte considérée est antérieure à l'acquisition de certains des MNT. Dans ce cas, les fonds n'ont pas été systématiquement retravaillés : « coprolithe ! », ils étaient assez bons pour localiser les données, ils le resteront encore quelque temps.

1.2.3. Représentation du réseau hydrographique

Plusieurs géoréférences du réseau hydrographique sont disponibles sur la zone d'étude (table 3, figures 10 et 11). Nous en tirons une représentation cartographique personnelle qui satisfait nos besoins, avec représentation des cours d'eau majeurs hors de la zone d'étude et d'un réseau un peu plus dense dans la zone d'étude (figure 12). Dans la mesure du possible, les tronçons de canaux et les connexions entre bassins n'ont pas été repris. Il n'en reste pas moins que les détails des tracés sont en grande partie un calque de l'existant et utilisent, faute de mieux, de nombreuses sections anthropisées (en particulier dans les zones basses humides). Les extrémités amont des tracés ont été raccourcies pour correspondre à l'apparition d'un figuré de cours d'eau pérenne sur la carte de l'IGN à 1/25 000. Le réseau représenté correspond donc à une approximation du réseau hydrographique holocène avant l'intervention humaine.

Ponctuellement, les tronçons hydrographiques de la BD Carthage de l'IGN sont directement figurés sur des cartes à grande échelle pour représenter l'état actuel dans son détail.

nom / détail	source	autorisation, mention légale
1 WISE / Large rivers.shp Other large rivers and tributaries.shp (23 février 2009)	Agence Européenne de l'Environnement (<i>European Environment Agency</i>) (http://www.eea.europa.eu)	réutilisation autorisée avec mention de la source
2 Natural Earth / RIV1_ETRS89.shp	Natureal Earth (http://www.naturalearthdata.com/downloads/10m-physical-vectors/10m-rivers-lake-centerlines/)	domaine public
3 Europe UTM31		
4 SANDRE / cours eau france	SANDRE (www.sandre.eaufrance.fr)	licence ouverte
5 BD Carthage / cours d'eau	IGN (http://professionnels.ign.fr/bdcarthage)	© gratuité
6 BD Carthage / tronçons hydrographiques	IGN (http://professionnels.ign.fr/bdcarthage)	© gratuité

Table 3 - Liste de fichiers consultés au format shapefile sur le réseau hydrographique

Table 3 - List of the consulted shapefiles about hydrographic network

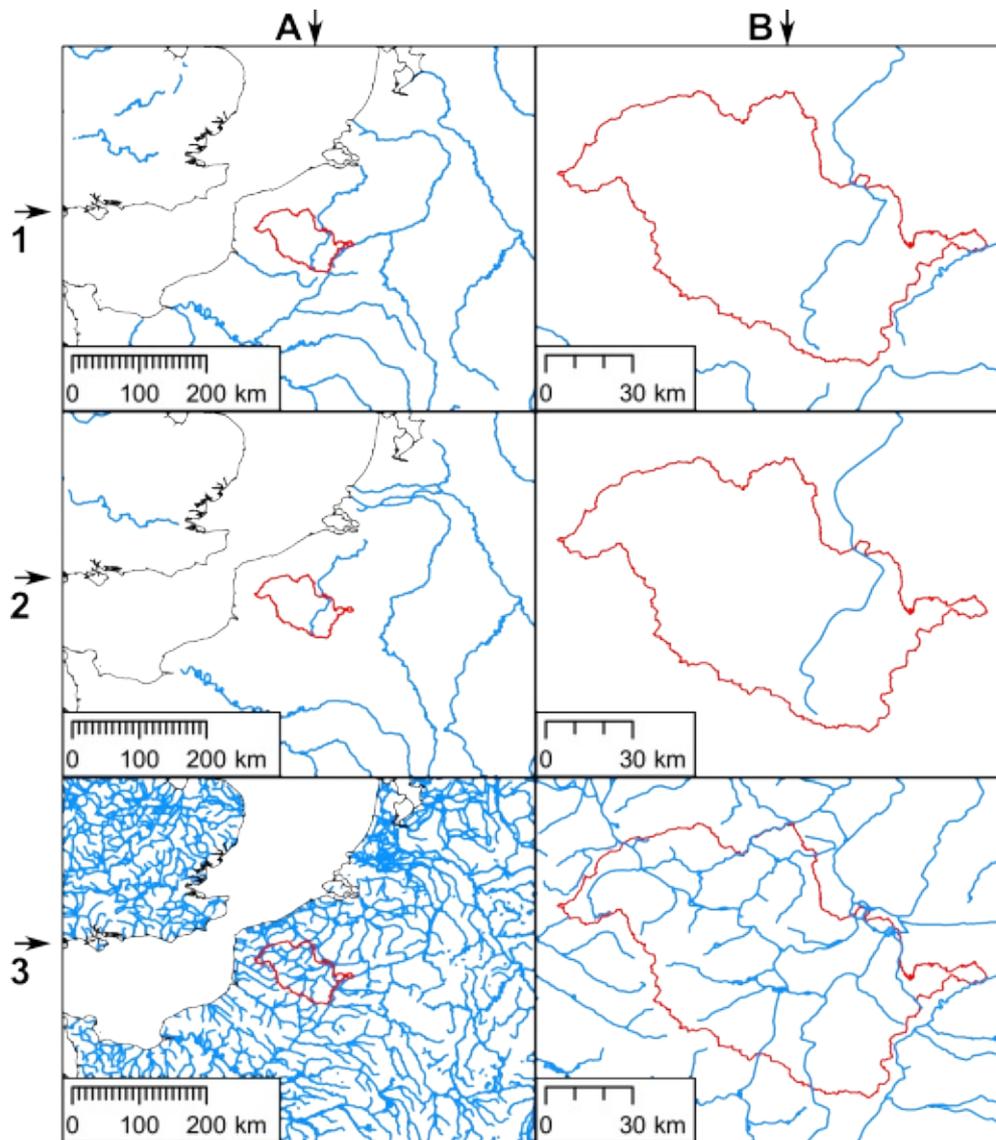


Figure 10 - Représentation des fichiers de réseau hydrographique consultés (partie 1 sur 1)

1 à 3 – voir tableau 3

A – extrait

B – extrait centré sur la zone d'étude

Figure 10 - Display of consulted hydrographic network files (part 1 of 2)

1 to 3 – see table 3

A – extract

B – study area centred extract

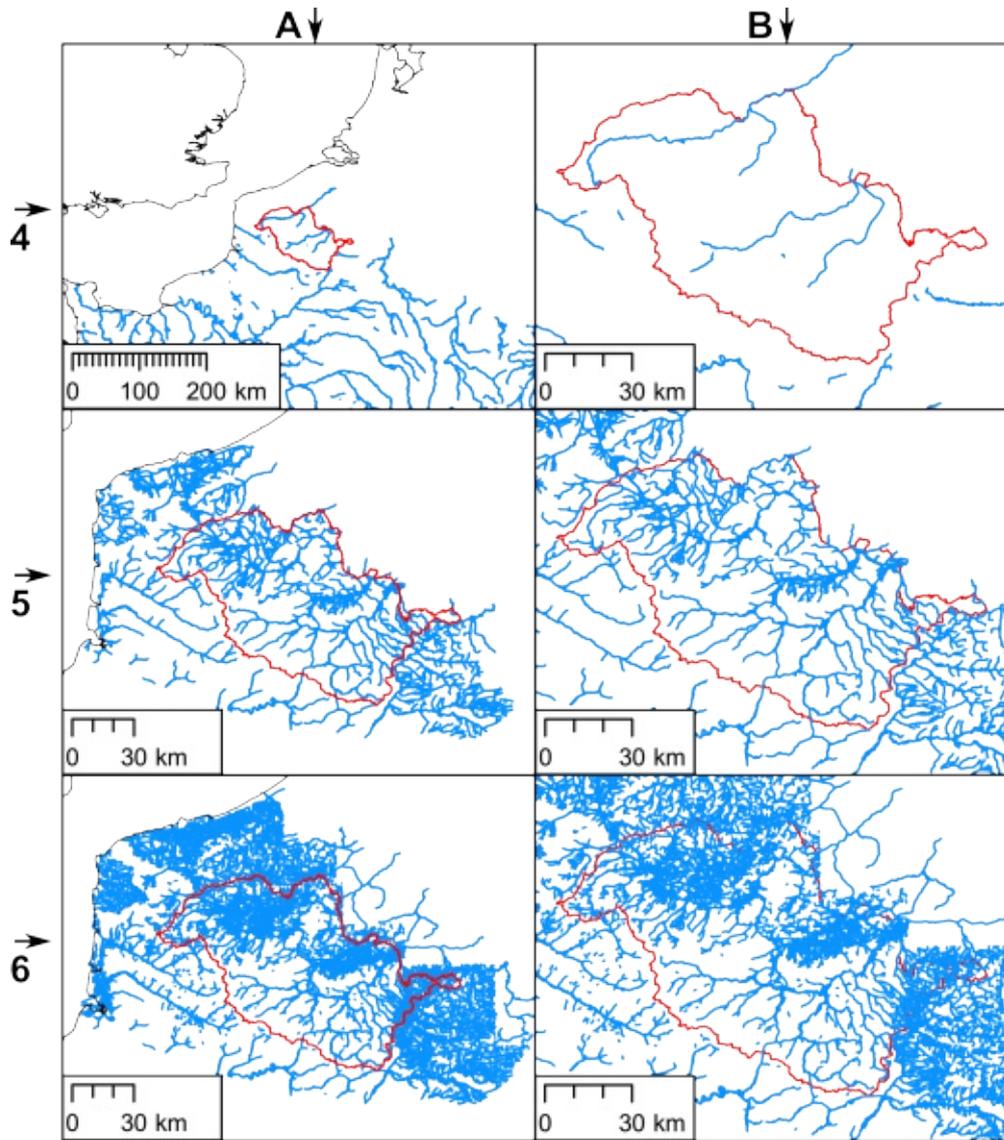


Figure 11 - Représentation des fichiers de réseau hydrographique consultés (partie 1 sur 1)
 4 à 6 – voir tableau 3
 A – extrait
 B – extrait centré sur la zone d'étude

Figure 11 - Display of consulted hydrographic network files (part 1 of 2)
 4 to 6 – see table 3
 A – extract
 B – study area centred extract

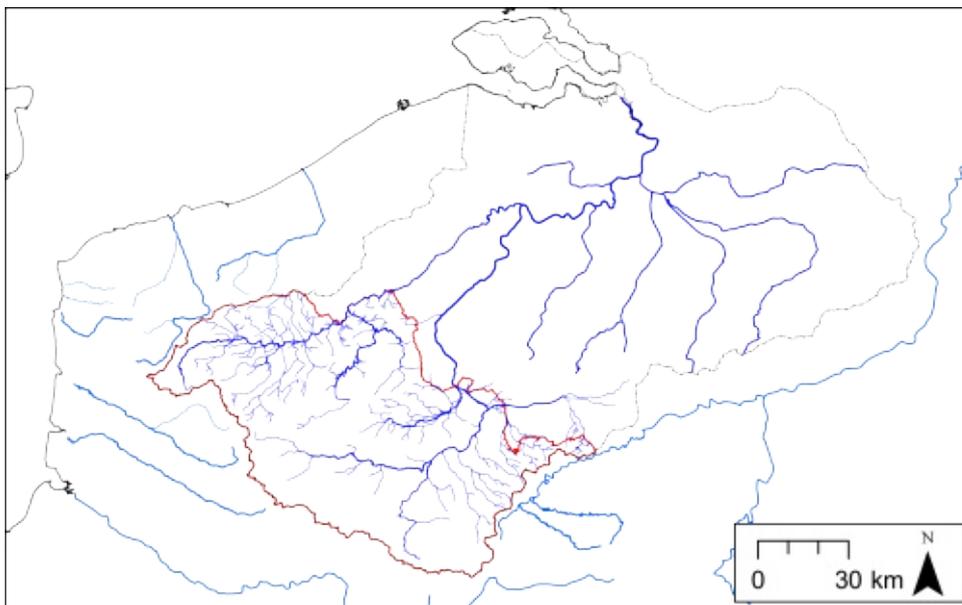


Figure 12 - Création d'un fichier personnel du réseau hydrographique à partir des données de la table 3, modifiées

Figure 12 - Making of a personal file of the hydrographic network from the table 3 data, modified

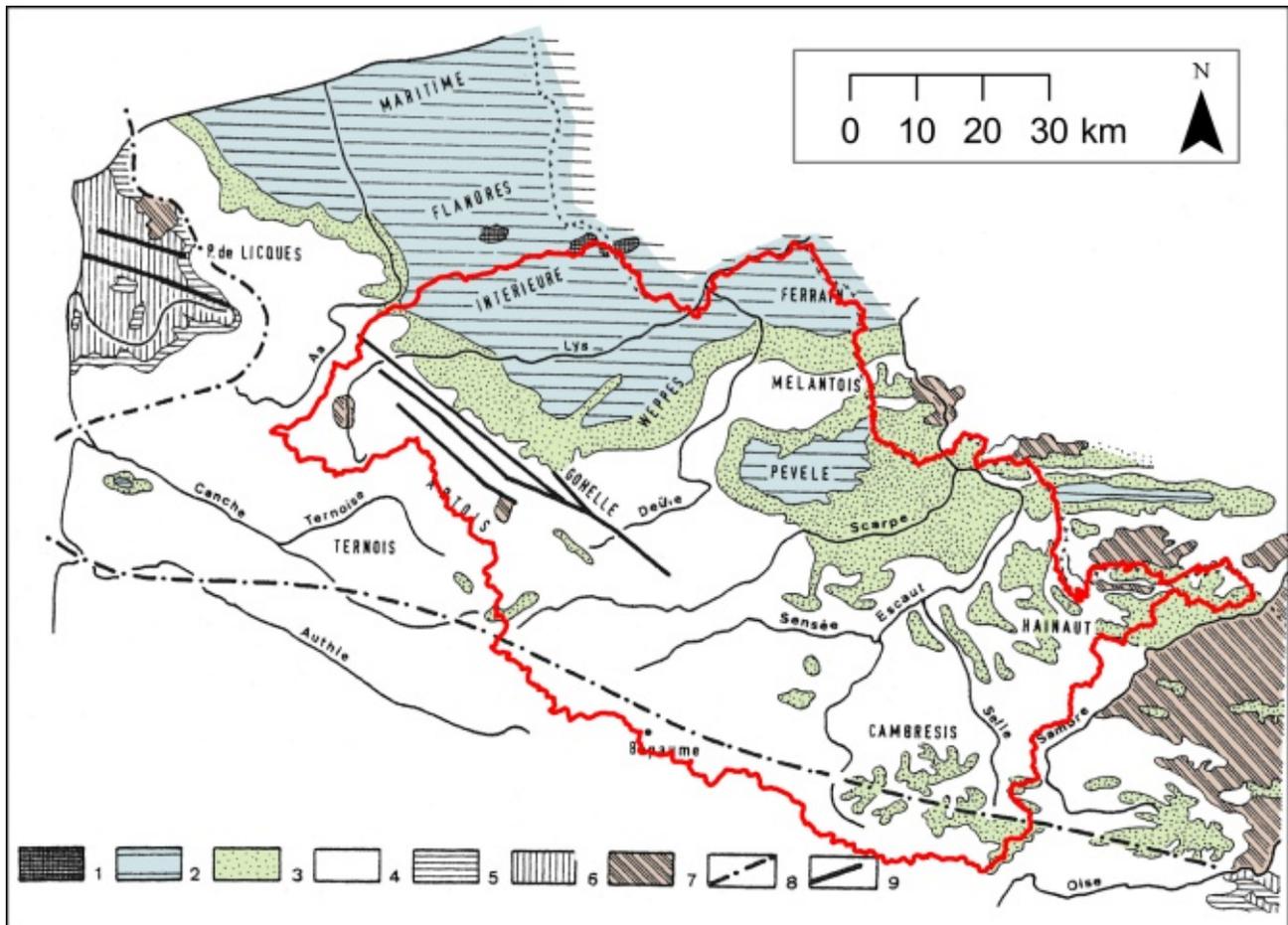


Figure 13 - Géologie simplifiée du nord de la France et zone d'étude

géologie d'après Sommé (1978a), colorisée

- 1 - « Diestien » et Eocène supérieur (sables)
- 2 - Yprésien (sables argileux et argiles)
- 3 - Landénien (sables, « tuffeau » -sable grésifié- et argiles)
- 4 et 5 - Crétacé (craies)
- 6 - Jurassique (calcaires et argiles)
- 7 - Primaire (grès, calcaires, schistes)
- 8 - limite d'extension du Jurassique
- 9 - principales failles

Figure 13 - Simplified geology of the northern France and study area

geology after Sommé (1978a), coloured

- 1 - « Diestian » et Upper Eocene (sands)
- 2 - Ypresian (clayey sands and clays)
- 3 - Landenian (sands, "tuffeau" -sand stone- and clays)
- 4 et 5 - Cretaceous (chalks)
- 6 - Jurassic (limestones and clays)
- 7 - Primary (sandstones, limestones, grès, calcaires, schists)
- 8 - Jurassic extension limit
- 9 - main faults

2. Description succincte de la zone d'étude et état des connaissances

Telle que définie, la zone d'étude couvre un peu plus de 6 700 km² (figures 5 à 7).

2.1 Relief et géologie

Le point le plus bas de la zone d'étude est aux environs de 10 m d'altitude (exutoire de la plaine de la Lys) tandis que le point le plus haut se situe à près de 200 m (interfluve avec la Sambre). En accord avec les synthèses régionales existantes (Gosselet, 1893, 1894, 1895, 1897, 1898, 1900 ; Sommé, 1977b, 1978a), nous distinguons deux ensembles structuraux majeurs : le haut-pays et le bas-pays.

Le haut-pays, au sud et à l'est, est constitué de reliefs de plateaux qui s'élèvent à plus de 80 m d'altitude. Ils sont développés dans le substrat crayeux mésozoïque du Bassin parisien au sud (Artois, Cambrésis) ou vers l'Est (Hainaut). Le bas-pays est constitué de plaines basses, aux environs de 20 mètres d'altitude. Elles s'égrainent d'ouest en est (plaine de la Lys, vallée de la Deûle, plaine de la Scarpe, plaine de confluence Escaut-Haine), séparées ou bordées par des reliefs peu élevés (Houtland, Weppes, Ferrain, Barœul, Mélantois, Pévèle) avec quelques collines dépassant 100 m d'altitude (monts des Flandres, Mons-en-Pévèle).

Le contact entre haut et bas-pays peut être rapide, sous la forme d'escarpements structuraux faillés (bordure des plateaux artésiens), ou s'effectuer de manière plus progressive par des régions de transition formant des glacis à petite échelle : Gohelle, Ostrevant et « plaine » d'Arras, région entre Escaut et Sambre. Cette dernière a été dénommée « Nervie » par Gosselet, du nom de la tribu gauloise des Nerviens. Cette désignation n'a guère été reprise depuis bien qu'elle soit moins ambiguë que « Hainaut » qui désigne aussi des espaces (géographiques, historiques ou administratifs)

différents. La « plaine » d'Arras (désignée ainsi par Gosselet malgré le léger encaissement des cours d'eau) fait transition entre l'Ostrevant et l'ensellement des plateaux vers les bassins de la Somme et de la Seine (seuil de Bapaume, emprunté, encore aujourd'hui, par tous les grands axes de circulation nord-sud).

Au haut-pays correspond la craie mésozoïque du Bassin parisien avec quelques buttes-témoins de sable cénozoïque parfois couronné d'une assise gréseuse (figure 13). Le socle paléozoïque affleure sur de faibles aires en Artois et dans l'extrémité nord-est de la zone d'étude. Le bas-pays correspond majoritairement à un substrat de sables et d'argiles éocènes, avec un affleurement de craie qui forme le dôme structural du Mélantois à la faveur d'un axe anticlinal ouest-est (prolongé hors zone d'étude par les affleurements paléozoïques du Tournaisis). Les régions de collines sont développées dans les assises argileuses éocènes. Le pendage général des couches vers le nord et les superpositions de sables et d'argiles favorisent l'émergence de petits reliefs assimilables à des *cuestas*.

En tout point de la zone d'étude, le socle paléozoïque est peu profond (de l'ordre d'une centaine de mètres, souvent moins). L'influence de la structure faillée est forte et s'exprime à travers les rejeux d'une mosaïque de petits blocs tectoniques (Colbeaux *et al.*, 1977 ; Sommé, 1977b ; Colbeaux et Sommé, 1981, 1985). Le substrat ante-quatenaire est masqué par un dépôt éolien (loess) ou fluviatile quasi continu (sauf sur les pentes les plus fortes du haut pays) et localement épais (de l'ordre de 20 mètres dans la plaine de la Lys et le nord de vallée de la Deûle) (Sommé, 1977b).

Station : TOURNAI Rivière : ESCAUT Période : 2002-2011
Débits (m³/s)

Année	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec	Année
2002	53.34	87.01	71.91	41.31	37.15	34.76	33.24	32.52	23.54	25.19	51.51	54.10	45.47
2003	70.39	52.05	35.85	27.59	28.18	23.73	21.43	16.07	14.35	14.16	16.39	20.24	28.37
2004	39.51	31.69	23.03	19.44	16.61	14.01	12.89	13.60	11.33	11.24	13.19	16.37	18.58
2005	17.22	31.20	22.54	22.20	17.02	10.83	22.15	16.18	10.91	12.17	18.27	23.46	18.68
2006	21.58	33.97	30.73	26.50	31.13	18.03	12.01	18.49	11.67	11.87	14.62	26.71	21.44
2007	27.78	34.15	37.87	18.61	17.71	17.92	18.41	16.62	13.02	17.50	19.16	35.01	22.81
2008	32.72	26.95	58.80	32.22	23.85	26.12	19.26	24.76	20.29	27.34	32.23	37.18	30.14
2009	39.53	46.03	37.68	32.67	27.87	20.64	18.11	14.77	13.35	16.45	21.96	26.13	26.27
2010	26.51	38.05	33.99	24.72	19.03	14.94	13.00	19.96	17.55	16.72	40.33	30.39	24.60
2011	53.13	30.61	24.90	18.60	13.59	13.28	12.77	16.41	13.23	10.87	10.76	33.76	20.99
Valeurs Moy. Mens.	38.17	41.17	37.73	26.39	23.21	19.43	18.33	18.94	14.92	16.35	23.84	30.34	25.73
Min	17.22	26.95	22.54	18.60	13.59	10.83	12.01	13.60	10.91	10.87	10.76	16.37	18.58
Année (Min)	2005	2008	2005	2011	2011	2005	2006	2004	2005	2011	2011	2004	2004
Max	70.39	87.01	71.91	41.31	37.15	34.76	33.24	32.52	23.54	27.34	51.51	54.10	45.47
Année (Max)	2003	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2002	2008	2002	2002	2002
Ecart-Type	16.61	17.82	15.95	7.36	7.65	7.19	6.47	5.71	4.20	5.76	13.29	10.65	7.94
P.10	17.66	27.32	22.59	18.60	13.89	11.08	12.09	13.72	10.95	10.91	11.00	16.76	18.59
P.25	25.28	31.05	24.43	19.23	16.92	13.83	12.86	15.75	11.59	11.71	14.26	22.66	20.41
P.50	36.12	34.06	34.92	25.61	21.44	17.98	18.26	16.52	13.29	15.31	18.72	28.55	23.71
P.75	53.18	47.54	43.10	32.33	28.92	24.33	21.61	21.16	18.24	19.42	34.26	35.55	28.81
P.90	68.69	83.51	70.60	40.45	36.55	33.90	32.13	31.74	23.22	27.13	50.39	52.41	43.93

Table 4 - Le débit de l'Escaut à Tournai

à quelques kilomètres en aval de la zone d'étude
source : <http://voies-hydrauliques.wallonie.be>, consulté le 21 avril 2014

Table 4 - Scheldt flow rate in Tournai few kilometers downstream of the study area

Table 5 - Quelques données hydrologiques dans la zone d'étude

loc = localisation, voir figure 14
Q = débit spécifique inter-annuel
Q [2σ] = intervalle de confiance 95 % du débit spécifique inter-annuel
sources :
A = source Banque Hydro, Eau de France, MEDD (Ministère de l'Environnement et du Développement Durable), calculé le 8 janvier 2014 sur des données DREAL-Nord-Pas-de-Calais (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement), consulté le 20 janvier 2014 (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>)
B = source Agence de l'eau Artois-Picardie, publié le 17 octobre 2006 sauf Lys le 12 janvier 2005, consulté le 20 janvier 2014 (<http://www.eau-artois-picardie.fr/-Cartes-de-la-morphologie-des-cours-.html>)
C = Commission Locale de l'Eau du SAGE Marque Deûle, 2013
D = SAGE Scarpe aval, 2009
E = voir table 4

Table 5 - Few hydrological data in the study area

loc = location, see figure 14
Q = multiannual average flow
Q [2σ] = 95% confidence level of average flow

loc	lieu / place	cours d'eau / river	Q (m³/s)	2σ	crue cinquantennale / 50-year flood (m³/s)	maximum journalier connu / known daily max. (m³/s)	période (ans) / period (years)	source
1	Flines-lez-Raches	ruisseau de Coutiches	0,43	[0,37-0,50]	8,4	7,23	31	A
2	Don	Deûle	0,63	-	-	-	-	C
3	Wambrechies	Deûle	10,56	-	-	-	-	C
4	Thiant	Ecaillon	1,24	[1,16-1,33]	13	15	52	A
			1,3	-	-	-	-	B
5	Iwuy	Erclin	0,45	-	-	-	-	B
6	Proville	Escaut	1,9	-	-	-	-	B
7	Mortagne-du-Nord	Escaut	-	-	-	127	-	A
8	Tournai	Escaut	25,7	-	-	-	-	E
9	Thivencelle	Hogneau	1,91	[1,71-2,11]	33	33,1	42	A
10	Lugy	Lys	1,05	[0,96-1,14]	14	11,4	43	A
11	Delettes	Lys	2,03	[1,89-2,18]	25	23,8	60	A
12	Aire-sur-la-Lys	Lys	2,4	-	-	-	-	B
			-	-	-	24,8	-	A
13	Wervicq-Sud	Lys	22,8	-	150	170	19	A
14	Pont-à-Marq	Marque	0,23	[0,20-0,26]	-	6,36	30	A
15	Ennevelin	Marque	0,23	-	-	-	-	C
16	Bouvines	Marque	0,86	[0,77-0,95]	9,3	12,7	48	A
			0,86	-	-	-	-	C
17	Famars	Rhonelle	0,64	-	-	-	-	B
18	Aulnoy-lez-Valenciennes	Rhonelle	0,62	[0,57-0,67]	6,9	7,6	51	A
19	St-Catherine-lez-Arras	Scarpe	2,6	-	-	-	-	B
7	Mortagne-du-Nord	Scarpe canalisée	4,5	-	-	-	-	D
			-	-	-	36,5	-	A
20	Denain	Selle	2,33	[2,0-2,65]	10	11,6	52	A
21	Etaing	Sensée	1,83	[1,59-2,07]	-	5,05	23	A

2.2 Les cours d'eau

2.2.1. Des débits modestes

L'Escaut a pour principaux affluents dans la zone d'étude : la Lys, la Deûle, la Scarpe, la Sensée, la Selle, l'Écaillon, la Rhonelle, l'Hogneau, la Haine (figures 5 à 7). Les deux plus importants axes de drainage sont la Lys, à l'ouest, et l'Escaut, à l'est, avec des débits moyens d'environ 25 m³/s (tables 4 et 5). Le régime est pluvial océanique avec un étiage peu prononcé en été et des hauts niveaux en fin d'hiver (pour l'Escaut à Tournai, moyenne interannuelle de l'ordre de 15 m³/s en septembre et 40 m³/s en février). En dehors de ces grands axes de

drainage, les débits sont extrêmement modestes, de l'ordre de un à quelques m³/s (table 5 et figure 14). Le contraste entre la largeur de quelques vallées et la parcimonie des écoulements est spectaculaire. L'influence de la lithologie du substrat sur la densité du réseau hydrographique est sensible, avec une opposition nette entre les plaines basses humides et les zones crayeuses du haut-pays et du Mélantois, plus sèches (figure 14, voir aussi la BDcarthage, figure 11 n° 6).

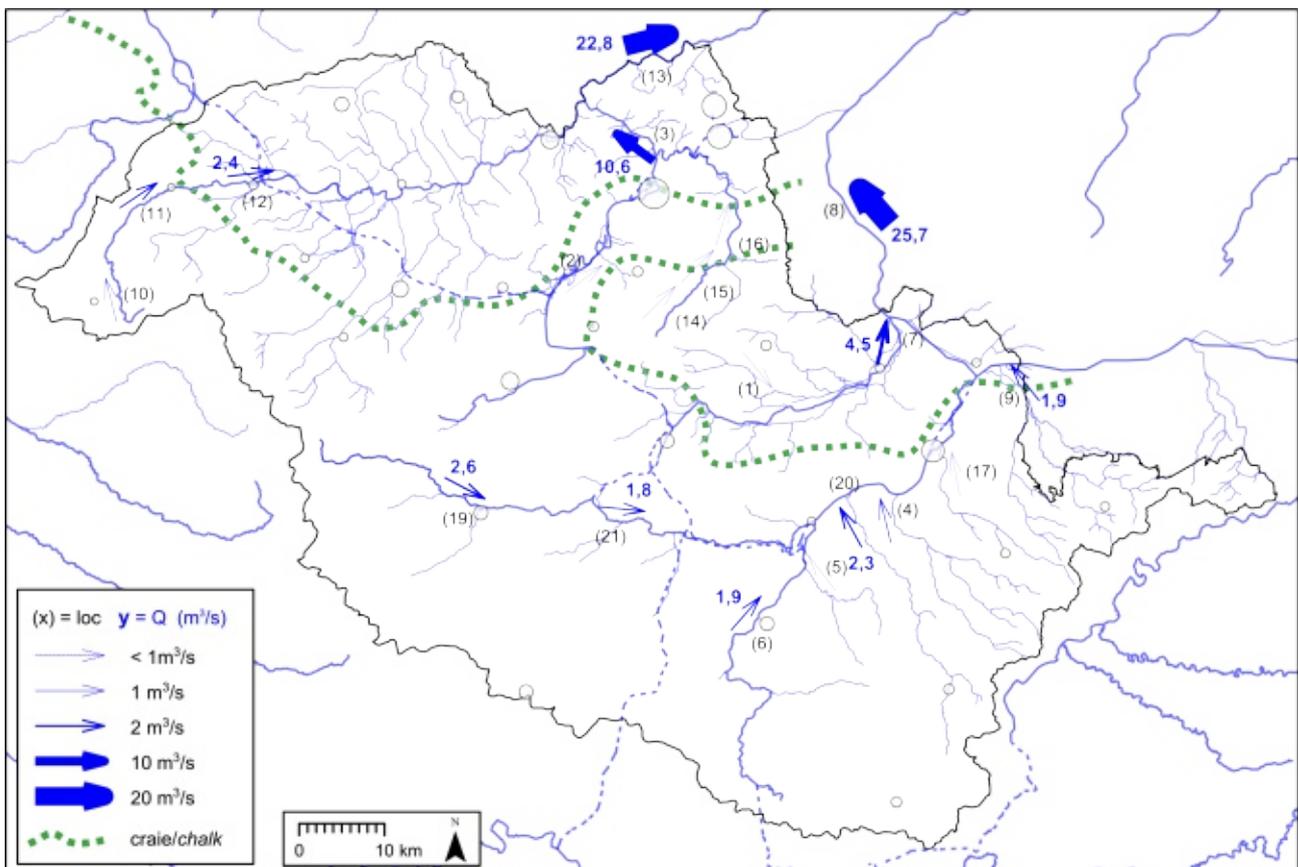
Figure 14 - Carte de quelques débits moyens dans la zone d'étude

voir table 5

craie : limite approximative des affleurements de craie vers le nord

Figure 14 - Map of few average flow rates in the study area see table 5

chalk: approximative chalk outcrops northwards limit



2.2.2 Un réseau fortement anthropisé

Le réseau actuel est fortement anthropisé, avec des interconnexions entre bassins et des canalisations anciennes, denses et répétées qui, pour certaines sections de cours d'eau en plaine, ont été jusqu'à oblitérer le souvenir de l'état holocène originel (Deschodt, 2009). Pour exemple, nous notons la Melde à sa confluence avec la Lys (BDLD 377 à 381), la Scarpe dans sa plaine (Deligne, 1998), ou la Deûle à Lille (Deschodt, 1999a ; Cercy et Deschodt, 2011 ; Deschodt et Cercy, 2014). Même si, comme évoqué dans la partie 1.1-1.2.3, nous avons cherché à représenter le réseau hydrographique originel dans les représentations cartographiques, celui-ci est très imparfaitement rendu. En effet, nous nous fondons essentiellement sur des documents représentant le réseau actuel avec nombre de canaux ou déviations. La création d'une carte d'un état holocène antérieur aux interventions anthropiques reste à faire. Ce travail de nature éminemment géographique nécessiterait une analyse régressive du réseau actuel et une collaboration entre historiens, paléographes et quaternaristes. Il se heurterait à de nombreuses incertitudes voire localement à une absence de données. Il peut être toutefois envisageable par secteurs.

2.2.3 Capture anthropique de la Scarpe et problèmes de dénomination induits

Parmi les modifications anthropiques du réseau, un regard particulier doit être porté sur la capture médiévale de la Scarpe *via* Vitry-en-Artois. En effet, le bassin versant actuel résulte de la création d'un petit canal à travers le seuil de Vitry-en-Artois qui détourne la « Scarpe d'Arras » vers Douai. Ladrière (1888) avait noté l'absence d'alluvions le long de la section de l'actuelle Scarpe passant à Vitry. Avant cette capture, la « Scarpe d'Arras », en amont de Vitry, constituait la partie supérieure du cours de la « Satis » (du nom latin de la Sensée) qui s'écoulait par l'actuelle vallée de la Sensée et rejoignait l'Escaut (Ladrière, 1888 ; Gosselet, 1897 ; Lequeux, 1934). La capture a été plus particulièrement étudiée par Louis (1990, 2009) à travers une réflexion sur le contexte historique et une estimation du cubage, des moyens et méthodes. Elle a été probablement motivée par la volonté d'étendre plus en amont, jusque Douai ou Lambres, la navigabilité et, ainsi, capter les revenus de taxes liées aux flux commerciaux nord/sud. De la topographie et des estimations émises sur le fossé initial creusé pour le détournement des eaux de la *Satis*, Louis (2009) conclut que les travaux ont pu être menés sans difficulté majeure en quelques saisons de

corvées par un pouvoir politique fort (cubage estimé à environ 50 000 à 90 000 m³ ; travail nécessaire pour creuser 50 000 m³ sur le linéaire estimé à un peu plus de 1 000 mois/homme). Enfin, les périodes d'unité politique des territoires concernés permettent d'émettre plusieurs fourchettes chronologiques possibles au cours des 8^e, 9^e et au début du 11^e siècle.

Quel que soit le détail de la réalisation et de la chronologie de la capture, celle-ci a abouti à la réduction du bassin versant de la Satis « Scarpe d'Arras » et à l'extension de celui de la « Scarpe de Douai », tel qu'il est actuellement. Le bassin de la Scarpe est alors passé d'environ 770 km² à plus de 1 320 km² (+71 %). Cette modification est récente (millénaire) et coïncide avec l'anthropisation profonde du réseau hydrographique. Sauf mention particulière, nous plaçons notre étude par défaut dans le cadre géographique antérieur à la capture, avec un bassin de la Scarpe constitué par la plaine de la Scarpe et ses versants immédiats.

Il serait peu judicieux de revenir sur l'usage actuel des hydronymes (bien établis depuis quelques siècles). Nous continuerons donc d'utiliser « Scarpe » et « Sensée » par défaut même si la plupart des alluvions traitées renvoient à des objets hydrologiques quelque peu différents de leur définition actuelle. Jusqu'à maintenant, ce léger flou n'a pas, nous semble-t-il, porté à équivoque dans notre travail. Toutefois, nous nous devons de présenter le cadre de nos études de manière rigoureuse, et, de plus, un risque de confusion est envisageable dans certains contextes. Par exemple, si nous devons traiter d'un transect dans la région d'Arras, associer des alluvions antérieures au haut Moyen Âge à la rivière Scarpe, sans précision, serait simplement faux. Les attribuer à la Sensée serait absurde puisque cette dernière prend sa source bien plus en aval. Nous pouvons jouer à un jeu d'esprit en réfléchissant aux différents toponymes possibles (certains ayant déjà été publiés) en fonction de l'espace et du temps (figure 17 et table 6). Nous aurions personnellement tendance à garder les mêmes hydronymes avec un qualificatif de temps « ante- ou post-capture ». C'est tout à fait possible dans le cas de la Scarpe, mais beaucoup plus délicat dans le cas de la Sensée. En effet, réutiliser le terme « Sensée » entretiendrait une confusion profonde avec la section amont de l'actuelle Sensée. Il est possible d'user des termes latins *Scarbus* et *Satis* qui ont l'avantage de renvoyer sans ambiguïté à un état ancien, antérieur à la capture. Mais outre qu'ils ne sont pas instantanément parlant pour tous, ils sont définis sur des bases paléographiques que nous ne maîtrisons pas qui seraient susceptibles d'évoluer.

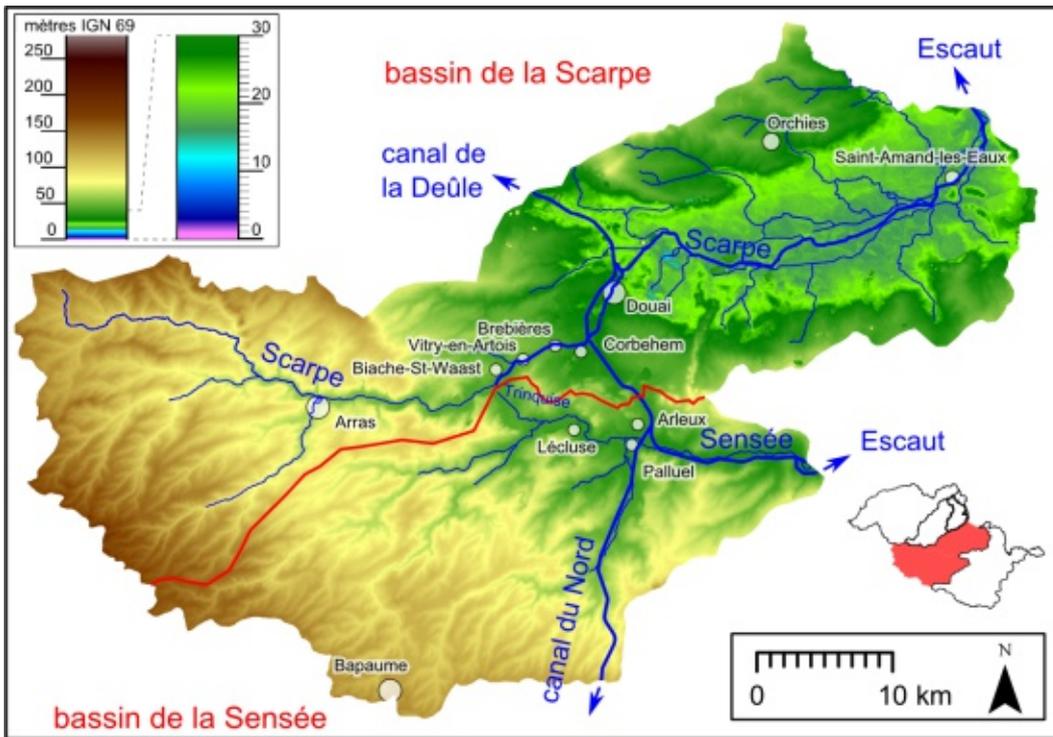
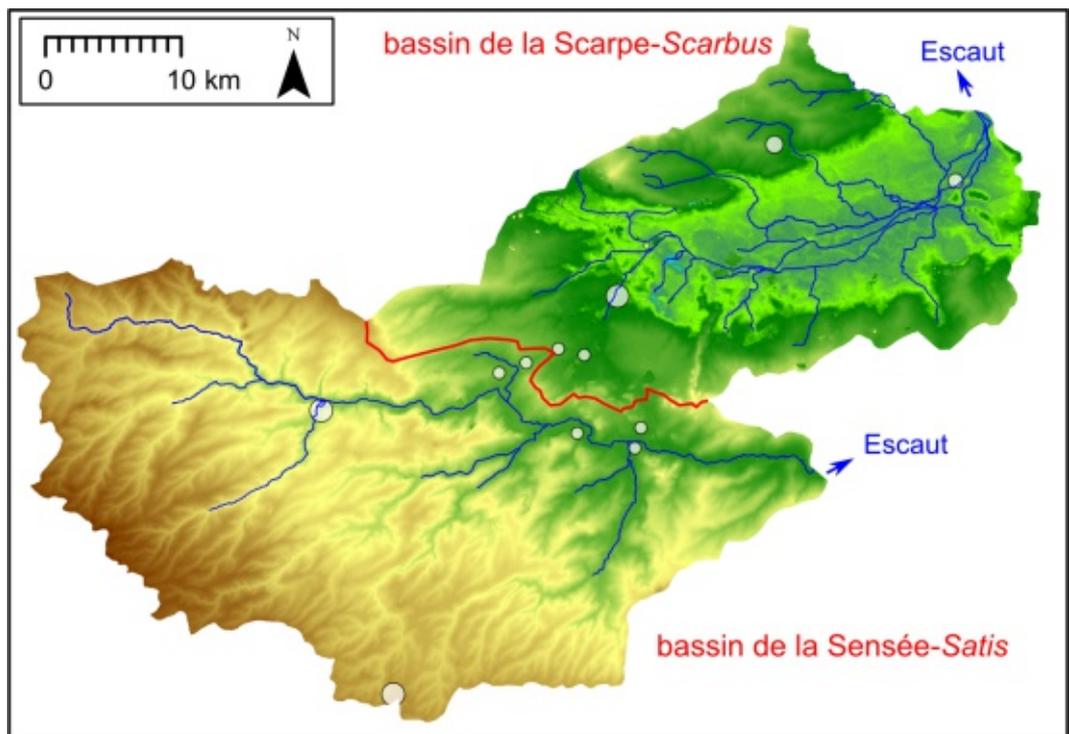


Figure 15 - Les bassins Scarpe-Sensée, situation actuelle

Figure 15 - Scarpe-Sensée rivers catchments, current state

Figure 16 - Les bassins Scarpe (Scarbus) – Sensée (Satis) avant la capture

Figure 16 - The Scarpe (Scarbus) – Sensée (Satis) rivers catchment anterior the capture



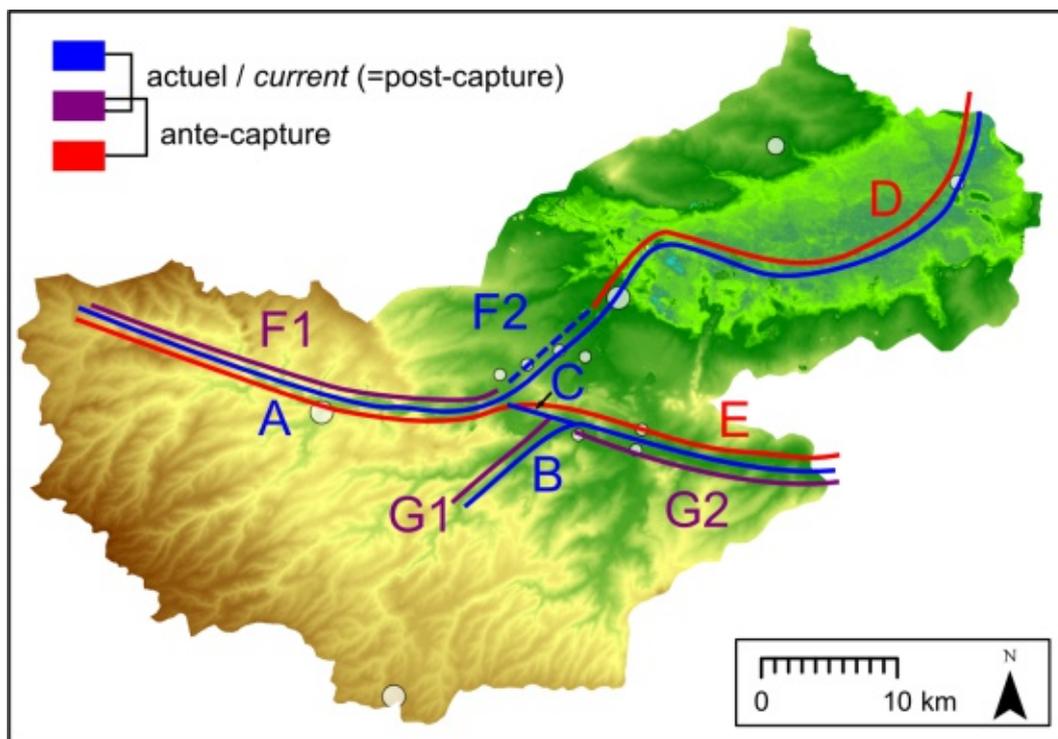


Figure 17 - Bassin Scarpe-Sensée : quelques hydronymes possibles en fonction de l'espace et du temps
voire table 6

Figure 17 - Scarpe-Sensée rivers catchment: few possible hydronyms according to the space and time
see table 6

Table 6 - Hydronymes possibles dans le bassin Scarpe-Sensée, en fonction de l'espace et du temps

voir figure 17
souligné = hydronyme déjà utilisé dans au moins une publication antérieure

Table 6 - Possible hydronyms in the Scarpe-Sensée rivers catchment, according to the space and time

see figure 17
underlined = hydronym used in at least a prior publication

Section	hydronyme possible	temporalité		remarques
		actuel	ante-capture	
A	<u>Scarpe</u>	X		
	Scarpe « post-capture »	X		
B	<u>Sensée</u>	X		
C	<u>Trinquise</u>	X		
D	<u>Scarbus</u>		X	
	<u>Scarpe de Douai</u>	X	X	
	Scarpe « ante-capture »		X	
	<u>Scarpe inférieure</u>	X	X	
	Scarpe-Scarbus		X	recommandé
E	<u>Satis</u>		X	
	<u>ancienne Scarpe</u>		X	confusion possible avec « D »
	Sensée « ante-capture » (sens large)		X	à éviter, risque de confusion avec « G1 »
	Sensée-Satis		X	recommandé
F1	<u>Scarpe d'Arras</u>	X	(X)	la limite entre F1 et F2 (section creusée, site de la capture) peut-être variable en fonction de l'intégration ou non de la section de fond de vallée en amont de Vitry dans l'une ou l'autre des sections ; de même, F2 peut varier si on considère la seule section creusée ou la section creusée + son débouché dans la vallée sèche amont du Scarbus
	<u>Scarpe supérieure</u>			
F2	<u>Scarpe moyenne</u>	X		
F3	<u>Scarpe de Douai</u>	X	X	
	<u>Scarpe inférieure</u>			
G1	Sensée « ante-capture » (sens strict)		(X)	
	Sensée supérieure	X	X	
G2	Sensée inférieure	X		

Au final, nous proposons de doubler l'hydronyme sous la forme « Scarpe-*Scarbus* » et « Sensée-*Satis* », ces termes étant définis comme les cours d'eau pléistocènes et holocènes antérieurs à la capture anthropique et dont les tracés sont schématisés sur la figure 17 (D et E), et ce, indépendamment de tout passif ou rebondissement paléogéographique. Des synonymes sont possibles pour certaines sections (table 6). Toutefois, notre proposition a l'avantage de garder des termes géographiques immédiatement identifiables par tous en les rattachant à des entités hydrographiques actuelles (évolution du réseau et filiation mais non substitution), de souligner la dichotomie Sensée/Scarpe (dans ce qui est finalement un jeu à somme nulle) et, enfin, de marquer sans ambiguïté l'antériorité de l'état (par l'utilisation du latin). Nous n'avons pas la volonté de systématiser l'usage de ces termes mais seulement d'y référer à l'avenir quand nous estimons qu'un risque de confusion est susceptible de se présenter ou par souci de précision (par exemple, nous parlons bien jusqu'ici du bassin versant de la Sensée-*Satis* et non de celui de la Sensée qui en est une subdivision en aval de la capture).

2.3 La recherche sur les « anciennes rivières » : quelques repères

Le cadre physique brossé à grand trait, nous désirons présenter dans cette partie un état de la recherche. Nous ne cherchons pas à présenter exhaustivement tous les travaux ou observations existants sur les fonds de vallée de la zone d'étude (bien plus abondants que les quelques références citées), mais plutôt à replacer notre travail dans une perspective de l'histoire de la recherche, en quelques étapes et acteurs clefs.

Fin du 19^e siècle : les travaux pionniers de Ladrière

À notre connaissance, les premières descriptions de nature géologique des formations de fonds de vallées dans la zone d'étude peuvent être trouvées dans les travaux de Meugy (1852). Son travail était résolument tourné vers un aspect utilitaire (recensement et exploitation de ressources). La recherche géologique sur le Quaternaire de la région s'ouvre réellement avec l'arrivée de Jules Gosselet à la faculté des Sciences de Lille en 1865 (Vanneufville, 2003). En effet, si Gosselet est encore aujourd'hui éminemment connu pour

des travaux sur les terrains primaires et sur la paléontologie qui ont marqué la discipline, il s'est intéressé avec la même curiosité et vivacité d'esprit aux terrains « diluviens » et récents. À la création de la Société Géologique du Nord en 1870, il s'est entouré de nombreux membres amateurs qui régulièrement rapportaient avec enthousiasme (et publiaient) des données (souvent de simples observations). Jusqu'à l'interruption de la Première Guerre mondiale, les annales de la société ont foisonné de descriptions de formations superficielles. La vallée de la Deûle y était fortement représentée (proximité géographique oblige). Les réaménagements et agrandissements contemporains de la ville de Lille l'ont probablement aussi favorisée. Rétrospectivement, cette période apparaît comme un moment faste pour la collecte de données sur le Quaternaire. Toutes mineures qu'elles puissent être considérées individuellement, ces observations se révèlent toujours utilisables et même particulièrement précieuses pour connaître les terrains quaternaires de Lille et de sa région. Lors d'un essai de cartographie des formations superficielles de la ville (Deschodt, 1999a), nous avons constaté que sur 155 données ponctuelles distinctes issues de la bibliographie entre 1852 et 1999, 62 proviennent des seules annales de la Société Géologique du Nord d'avant la Grande Guerre (pour les références complètes, voir les annexes de : Deschodt, 1996). À ce constat purement quantitatif, nous pouvons aussi ajouter que les observations anciennes, brutes et non commentées, souvent limitées à une simple lithostratigraphie détaillée, se révèlent finalement souvent de meilleure qualité et plus facilement utilisables que nombre d'observations plus récentes, évasives, semi-ou mal interprétées.

Au-delà de simples observations publiées, la première synthèse consacrée en propre à la stratigraphie des alluvions du Nord de la France à la fin du 19^e siècle est due à Jules Ladrière. À la suite de ses travaux sur les formations limoneuses de versant (Ladrière, 1879), il communiqua sur « Les anciennes rivières » (Ladrière, 1881b). Il y présente et compare des coupes levées dans les vallées de L'Hogneau, de l'Aunelle, de la Rhonelle et de la Deûle. Ladrière date les dépôts par le matériel archéologique et a corrélé des formations distantes dans une même vallée et d'une vallée à l'autre, recherchant des correspondances entre faciès similaires. Si cette méthode lui avait permis une approche stratigraphique pertinente des couvertures limoneuses superficielles sur les versants, elle s'avère toutefois moins

adaptée aux dépôts alluviaux dont il sous-estime la variabilité. Sa vision suppose que toutes les étapes de l'histoire sont représentées dans les enregistrements sédimentaires. Elle implique une reconstitution simpliste de l'évolution des rivières faite de quelques grandes phases d'incision, d'activité et de remblaiement. En 1881, il concluait à l'existence de deux niveaux « d'inondations », l'un gallo-romain et l'autre médiéval. Si ses interprétations sont obsolètes, Ladrière fait toutefois preuve d'une capacité d'observation hors du commun. En 1886, il mettait en évidence la présence de formations alluviales anciennes sous les formations limoneuses de bas de versant au nord-ouest de Lille (fort du Vert-Galant, à Wambrechies) et à l'ouest de Lille, sur Lomme et Canteleu (Ladrière, 1886). Les travaux de Ladrière ont constitué une grande partie de la synthèse régionale de Gosselet (1903).

De la Première Guerre mondiale aux années 1960 : un thème déserté

Les annales d'après la Première Guerre mondiale ont changé et les auteurs sont désormais principalement des professionnels. Les comptes-rendus de séance ont cédé la place à des articles scientifiques et les pages consacrées au Quaternaire sont moins abondantes. Elles sont en particulier le fait de Georges Dubois entre les deux guerres mondiales. Mais il s'agit parfois de synthèses avec peu de données brutes. Leur réutilisation est aujourd'hui délicate en raison de l'obsolescence de certaines conceptions. Dans tous les cas, l'enthousiasme et la proximité des premières années ont disparu. Ladrière n'a pas eu de successeur direct et ses acquis sur la stratigraphie tant de versants que dans les fonds de vallées ont été oubliés pendant quelques décennies. Pour preuve, la carte géologique à 1/50 000 de Lille (Sangnier, 1968) a présenté une étrange zone « péri-alluvionnaire » pour rendre compte de dépôts grossiers sous le versant à l'ouest de la ville, sans plus de commentaire, là où Ladrière avait avec justesse identifié les alluvions anciennes de la Deûle dans une profonde incision (*cf.* partie II.1-1.1.3). Après une longue interruption, il a fallu attendre les années 1950 pour qu'une problématique quaternaire (hors les systèmes de terrasses) émerge de nouveau dans la littérature scientifique régionale (Bonte, 1955).

Des années 1960 aux années 1990 : un renouveau des études sur le Quaternaire dont les fonds de vallée profitent timidement

Les années 1960 et 1970 ont marqué un renouveau pour l'étude du Quaternaire dans la zone d'étude, à travers les travaux de Roland Paepe, Jean Sommé et Alain Tuffreau. En 1964, Paepe étudie les fronts de briqueterie de la plaine de la Lys (Paepe, 1964, 1965). Des gisements archéologiques du Paléolithique moyen ont été fouillés par Tuffreau, notamment la nappe alluviale étagée de Biache-Saint-Waast (Sommé, 1978b ; Tuffreau *et al.*, 1988) ou le site de versant loessique de Marcoing (Sommé et Tuffreau, 1971). Sommé a entamé une série d'observations qui a renoué avec les conceptions de Gosselet, Ladrière (pour les formations de versant) et Briquet (pour les formations littorales). Elle a abouti à l'établissement d'un cadre morpho-stratigraphique régional solide (Sommé, 1977b). Les avancées les plus importantes ont concerné l'influence structurale sur la morphologie, les systèmes de terrasses du haut-pays, l'étude chronostratigraphique des formations de versant (en particulier la couverture loessique) et du remblaiement pléistocène de la plaine maritime (hors zone d'étude). Mais les enregistrements sédimentaires en fond de vallée n'ont bénéficié que de rares observations directes. Bien qu'abordées dans la thèse de Sommé (1977b), les problématiques liées sont traitées sous l'angle de la chronologie des grandes phases de creusement et remblaiement, de l'influence structurale. Le détail des alluvions des vastes vallées reste en grande partie méconnu.

Les études ont continué, avec divers travaux universitaires et, dans les années 1980, l'exploration par carottages et par sondages électriques de la plaine de la Lys (*cf. infra*), préalable à l'établissement de la carte géologique d'Hazebrouck (Leplat *et al.*, 1985). La topographie ante-quaternaire a ainsi pu être détaillée et la présence de dépôts attribuables à l'Eemien pointée. L'étude par carottage de l'assise eemienne a pu aboutir dans une publication en 1996 (Sommé *et al.*, 1996). Cependant et contrairement à d'autres pays, en Belgique ou aux Pays-Bas (Mullenders *et al.*, 1966 ; De Smedt, 1973 ; Munaut et Paulissen, 1973 ; Kasse *et al.*, 2012), en Pologne (Starkel, 1983, 1991b) ou dans d'autres régions françaises (Bravard, 1983, 1989 ; Bravard *et al.*, 1992 ; Bravard, 1997), où était explorée l'histoire géologique Tardiglaciaire-Holocène de sections de cours d'eau ou d'hydrosystème entier, le renouveau des études sur le Quaternaire régional dans le dernier tiers du 20^e siècle n'a que modestement profité à la connaissance de la lithostratigraphie des formations fluviales de la région (Sommé, 2013).

Depuis les années 1990 : acquisition des données dans le cadre de l'archéologie préventive

Le retard régional est tout relatif : il participe à une disparité géographique de la recherche en France (Bravard et Magny, 2002). Le démarrage des études sur ces problématiques dépend de deux conditions simultanées : un chercheur prêt à les conduire et des opportunités d'études. Le développement de l'archéologie préventive depuis la fin des années 1980 multiplie ces opportunités et contribue aux recherches paléoenvironnementales. Dans le nord du Bassin parisien, les travaux archéologiques ont ainsi promu ces recherches depuis les années 1990 (Prost *et al.*, 1995 ; Leroyer *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Antoine, 1997c).

Nous aimons à penser qu'il en est de même dans notre zone d'étude. Une quantité non négligeable de données a été collectée depuis le milieu des années 1990 (*cf. infra*). La situation nous semble propice au ré-examen du dossier « anciennes rivières » ouvert il y a 130 ans par Ladrière.

technique	nombre
puits la pelle mécanique	1288
« mixte » (puits + tarière)	142
tarière manuelle	102
log en tranchée de sondage archéologique	92
levé de coupe détaillée	65
tarière mécanique destructive	38
log sur berme en contexte archéologique	17
surveillance de chantier BTP	5
sondage mécanique carotté	4
observation d'une surface archéologique décapée	2

Table 7 - Ventilation des observations sur la zone d'étude en fonction de la technique utilisée

les données ponctuelles proviennent d'environ 170 chantiers

Table 7 - Breakdown of the observations in the study area according the used technic

the spot observations come from about 170 excavations

2.4 Les données disponibles

Nous considérons avoir à notre disposition trois catégories de sources :

- les observations directes personnelles,
- les observations directes de tiers,
- les sondages géotechniques enregistrés à la BSS du BRGM.

L'étude repose d'abord sur une expérience du terrain, essentiellement acquise dans le cadre de l'archéologie préventive. Les données personnelles constituent la trame de notre réflexion. Nous les présentons dans le BDLD (« base de données Laurent Deschodt », *cf.* annexe 1). En octobre 2013, nous dénombrons dans la zone d'étude 1755 observations ponctuelles personnelles, toute position morphologique confondue, sur versants comme en fonds de vallée. Elles proviennent d'environ 170 chantiers distincts (figures 6 et 7, croix rouges, table 7). Dans les pages qui suivent (parties I.B- à II.J-), nous présentons une sélection restreinte de données qu'il est possible de considérer comme clefs. Toutefois, toutes les observations sont importantes et ont participé à la synthèse et à la maturation de notre réflexion. L'ensemble des observations est accessible *via* l'annexe électronique BDLD (voir annexe 1).

Nous ajoutons des données issues de tierces personnes (travaux universitaires, littératures scientifiques, rapports, études diverses...). Toujours en octobre 2013, nous avons intégré à la base de données 690 observations de tiers dans la zone d'étude (figures 6 et 7, croix noires). Ce nombre est bien inférieur, bien-sûr, à celui des observations réellement effectuées. Si nous visons l'exhaustivité pour les données personnelles, nous ne le prétendons aucunement pour les observations de tiers. La BDLD a vocation à être enrichie et partagée. Un long dépouillement de la littérature scientifique, blanche ou grise, serait encore à faire.

Enfin, nous utilisons ponctuellement les données issues de la BSS. Outre un recours sporadique dans quelques secteurs de la zone d'étude, nous en avons fait une utilisation massive sur deux zones (la plaine de la Lys et la plaine de confluence Escaut-Haine). Nous détaillons leur traitement dans les annexes 2 et 4.

3. Présentation par sous-bassins

Les sous-bassins présentés n'ont pas de valeur administrative, ni d'ordre hiérarchique. Il s'agit d'un découpage personnel de la zone d'étude en entités que nous estimons, sinon homogènes d'un point de vue des paramètres physiques, du moins cohérentes dans les recherches et propres à assoir notre discours. La présentation de « données choisies » (*infra*) se fera préférentiellement dans l'ordre de présentation des bassins.

3.1 Le bassin de la Lys

Description

Le bassin français de la Lys s'étend sur un peu plus de 1 900 km² (figure 18). À l'image de l'ensemble de la région, il présente deux unités morpho-structurales en forte opposition : le haut-pays au sud-ouest, avec des plateaux crayeux (Artois, région de Fruges) dont l'altitude approche les 200 m et le bas-pays avec en particulier la plaine de la Lys, vers 20 m d'altitude ou moins. La limite du haut-pays correspond globalement à la fin du substrat crayeux à l'affleurement. Affecté d'un pendage vers le nord, il est rapidement recouvert par les sables et argiles éocènes.

Le contact entre les deux ensembles est vigoureux et s'exprime sous la forme d'un double escarpement structural, bien visible au sud de la plaine de la Lys. Vers l'est, la transition entre haut et bas-pays s'effectue en plus par le pays de Gohelle qui forme un glacis. Plus à l'ouest, la région des plateaux crayeux est séparée du Houtland (régions de collines développées dans l'argile yprésienne et culminant avec les monts des Flandres) par un talweg : le sillon de Neuffossé. Ce dernier est en pente vers la plaine de la Lys. Il s'interrompt vers l'ouest, au contact avec la vallée de l'Aa plus basse. Il est exploité par le canal de Neuffossé.

La Gohelle, puis plus à l'ouest la région artésienne jusqu'aux environs de Pernes, est la terminaison occidentale du bassin minier franco-belge. Il se marque par une urbanisation plus intense et par la présence de terrils qui ponctuent le paysage.

De petites rivières (dont la Lys) prennent naissance dans le haut-pays et s'écoulent jusqu'à la plaine par un réseau de vallées encaissées. La plaine de la Lys est particulièrement large (parfois plus de 20 km). Elle est encadrée par les collines du Houtland au nord et les légers reliefs du Weppes et du Ferrain à l'est. Chacune de ces unités de relief présente des versants marqués et souvent rectilignes. La plaine est l'élément central du bassin et représente près de la moitié de sa surface (environ 740 km² pour la partie française). Une petite portion est située en Belgique (région de Warneton). Plus au nord, la plaine se referme (région de Wervicq) et la vallée de la Lys reprend des proportions plus habituelles. À la suite de nos prédécesseurs (Gosselet, 1894 ; Sommé, 1977a), nous intégrons à la plaine (et donc au bassin versant ici décrit) une petite portion drainée par la Deûle (affluent principal de la Lys). Nous fixons arbitrairement la limite entre les bassins à Wambrechies, où la vallée de la Deûle s'élargit brutalement.

La morphologie interne de la plaine est également originale : presque plane, à l'échelle considérée, elle présente une très légère pente vers sa partie centrale, formant une cuvette vers laquelle les petits ruisseaux provenant des versants alentours convergent. La Lys en occupe le centre. Il est difficile de distinguer le réseau originel des ruisseaux (ou « becques » selon la dénomination locale) d'un réseau de drainage dense, sauf peut-être quand ils sont légèrement encaissés dans la plaine (avec des versants convexes), à l'image du drain central constitué par la Lys (figure 19). La Deûle adopte également cette même morphologie depuis la ville de Lille, ainsi que la partie aval de la Marque (Cercy, 2004).

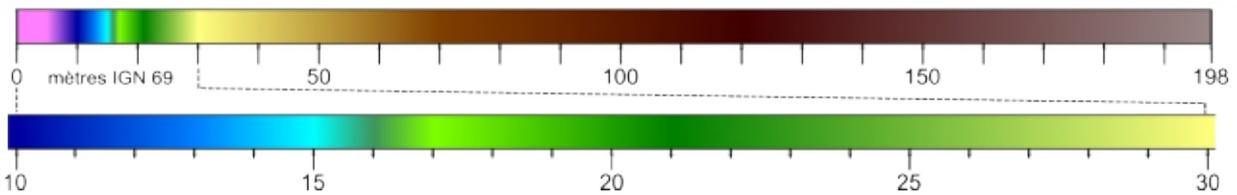
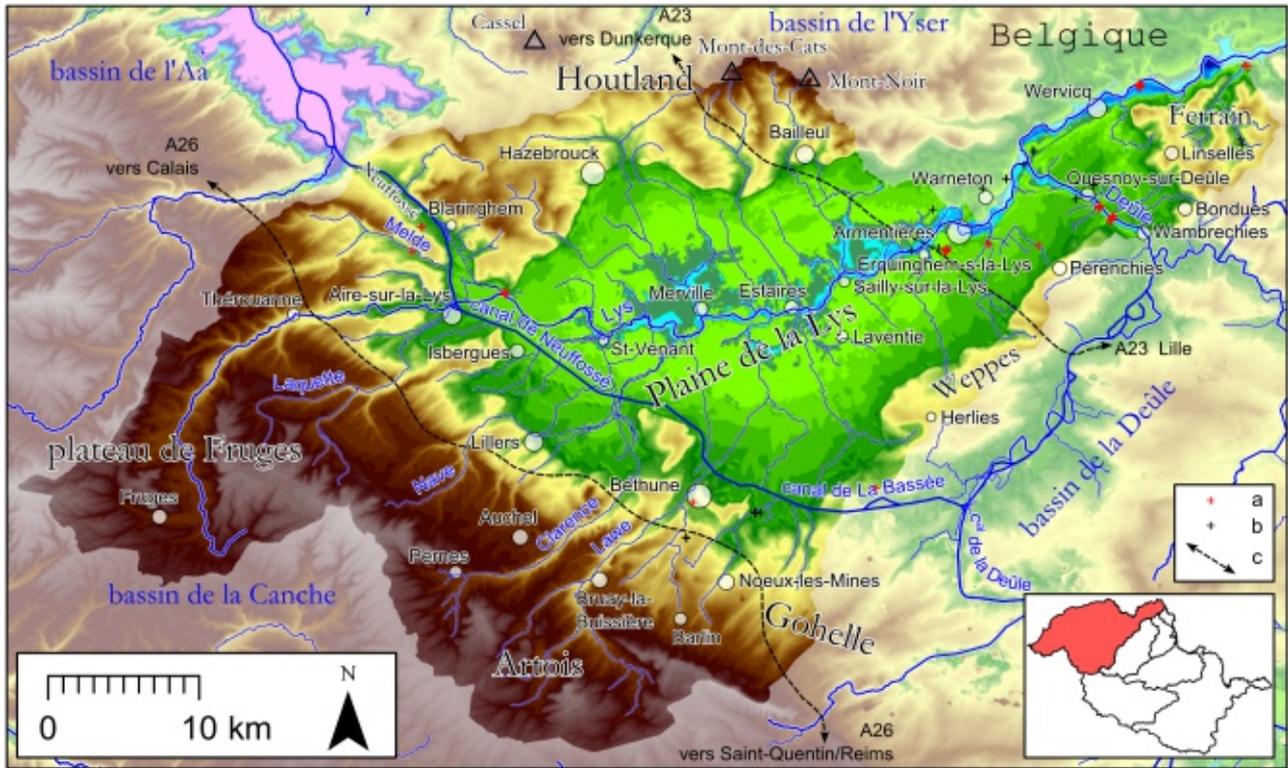


Figure 18 - « Bassin de la Lys » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation de tiers enregistrée dans la BDL D annexe 1
- c – autoroute

Figure 18 - « Liei river catchment »: morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – observation by a third party, recorded in the BDL D appendix 1
- c – highway



Figure 19 - Croquis du léger encaissement de la plaine d'inondation de la Lys et des « becques » affluents dans la plaine

Figure 19 - Sketch of the light entrenchment of the Leie river flood plain and "becques" tributaries on the plain

État des connaissances

La partie artésienne du bassin présente un système de terrasses fluviales pléistocènes et une couverture loessique qui laisse la craie largement affleurer sur les versants à forte pente (Sommé, 1977b, 1980 ; Tuffreau *et al.*, 1981).

Les bords nets et rectilignes de la plaine, son ampleur, sa formation, et également l'origine du sillon de Neuffossé ont suscité des descriptions, commentaires et interprétations de la part des géographes et des géologues (Gosselet, 1894, 1920 ; Briquet, 1905 ; Dubois, 1925). Une possible influence tectonique conjointe à une érosion fluviale est timidement envisagée à titre d'hypothèse par Gosselet (1920). L'origine tectonique de la plaine a été affirmée avec forte conviction par Paepe (1964, 1965). Ce dernier a, en outre, cartographié les variations des épaisseurs du comblement

quaternaire. Elles révèlent des talwegs comblés qui convergent vers le nord, sans lien avec le réseau hydrographique de surface (figure 20). Des sondages géotechniques et électriques préparatoires à l'établissement de la carte géologique d'Hazebroeck (Leplat *et al.*, 1985) ont permis d'affiner la cartographie (figure 21). Le remblaiement quaternaire est considérable dans le nord de la plaine, avec plus de 25 m d'épaisseur. Le fait avait déjà été observé sur des sondages isolés par Gosselet (1906). Les sondages réalisés lors de la campagne préparatoire à la carte géologique sont localisés et présentés dans l'annexe 3. Ils ont aussi permis de mettre en évidence la présence probable d'alluvions eemiennes dans les talwegs remblayés, confirmés par la suite (Sommé *et al.*, 1996). Par ailleurs, la structure tectonique et les effondrements de blocs ont été démontrés (figure 22) (Leplat *et al.*, 1985 ; Colbeaux *et al.*, 1978). Ces différentes problématiques sont évoquées dans la partie II.1-2.

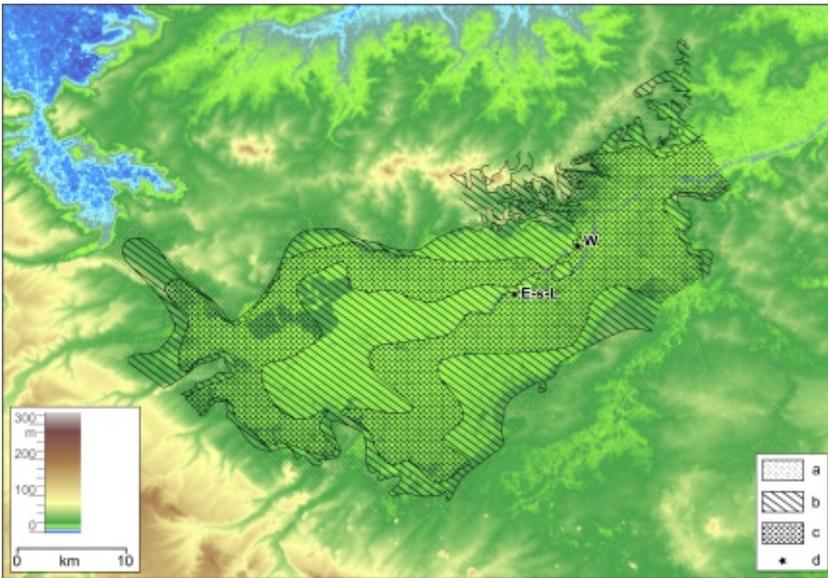


Figure 20 - Épaisseur du Quaternaire dans la plaine de la Lys, d'après Paepe (1965)

MNT d'après SRTM3
 a - moins de 2 m
 b - de 2 à 5 m
 c - plus de 5 m
 d - localisation de Warneton et Erquinghem-sur-la-Lys

Figure 20 - Thickness of Quaternary in the Lys plain, after Paepe (1965)

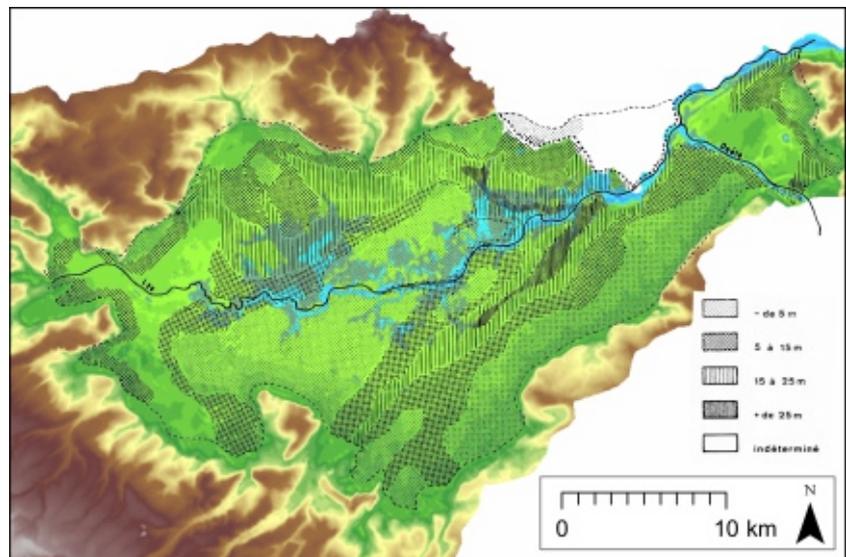
DEM after SRTM3
 a - less than 2 m
 b - 2 to 5 m
 c - more than 5 m
 d - location of Warneton and Erquinghem-sur-la-Lys

Figure 21 - Épaisseur du Quaternaire dans la plaine de la Lys, d'après Sommé (1977a)

ajout du MNT en fond

Figure 21 - Thickness of Quaternary in the Lys plain, after Sommé (1977a)

addition of the DEM in the background



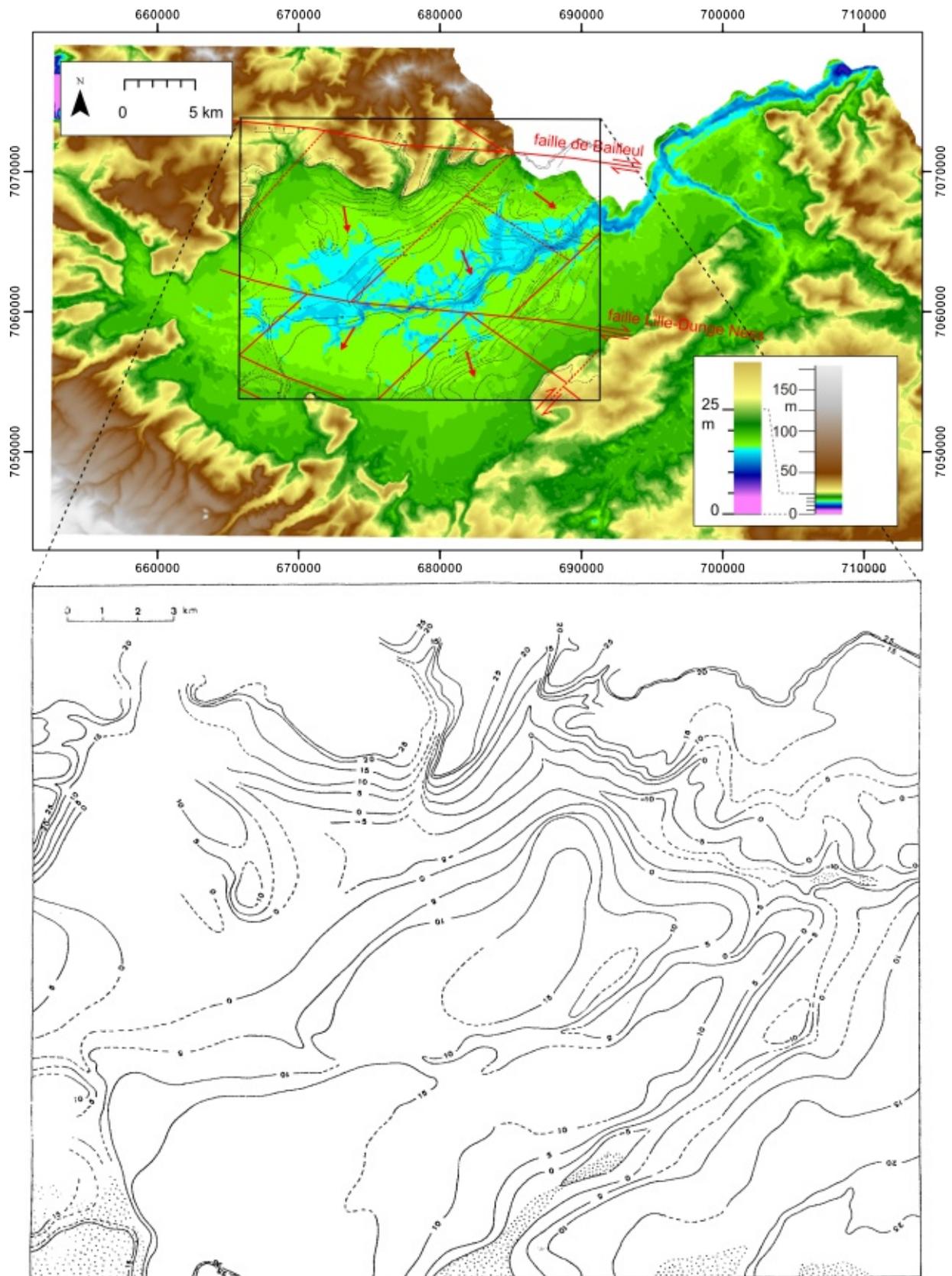


Figure 22 - Tectonique de blocs et topographie antequaternaire sur la feuille géologique d'Hazebrouck

d'après Colbeaux et al. (1978)
 en haut : toit du Landénien et système faillé, projeté sur un fond MNT
 en bas : base du Quaternaire, courbe de niveau en mètres (NGF) (en blanc : argile yprésienne, en grisé : sables landéniens)

Figure 22 - Blocks tectonic and antequaternary topography over the Hazebrouck geologic map

after Colbeaux et al. (1978)
 top: Landenian top and fault system, projected over a DEM background
 bottom: Quaternary bottom, contour lines in meters (NGF) (white: Ypresian clay, grey: Landenian sands)

3.2 Le bassin de la Deûle

Le bassin de la Deûle, hors Marque, est défini jusqu'à son entrée dans la plaine de la Lys vers Wambrechies (figure 25). Il s'étend sur environ 590 km². D'extension sud-nord, la Deûle traverse plusieurs ensembles géographiques : l'Artois, puis la Gohelle avant d'atteindre le bas-pays. Dans le haut-pays, la rivière est dénommée « Souchez ». Le fait n'est probablement pas anodin puisqu'elle reflète la non-perception d'une seule entité hydrologique par les anciens entre l'amont et l'aval. En effet, en contrebas de la Gohelle, la topographie est confuse. Nous pouvons schématiquement y distinguer trois parties. (a) À l'est, le Souchez aboutit dans la région de Carvin. Le modelé de détail est désorganisé avec notamment des dépressions fermées. Elle est séparée par un interfluve peu marqué d'avec la plaine de la Scarpe (Douges). (b) À l'ouest, la région de Douvrin est une zone basse séparée par un interfluve peu marqué d'avec la plaine de la Lys (La Bassée). (c) Entre les deux, une zone intermédiaire, étroite, est empruntée par la rivière (Pont-à-Vendin). La Deûle telle que perçue et désignée par les anciens devait naître du lacs de marais alimenté par quelques rares petits cours d'eau dont le Souchez. Le réseau hydrographique originel holocène est inconnu dans ce secteur et la Deûle est actuellement, de fait, la voie d'eau canalisée qui rejoint la Scarpe au nord de Douai.

Plus au nord, la plaine s'élargit considérablement (plusieurs kilomètres) entre les deux zones de reliefs que sont la Pévèle, à l'est et le pays de Weppes, à l'ouest. D'anciens méandres à grand rayon de courbure sont encore perceptibles de part et d'autre du canal de la Deûle. Encore plus au nord, le fond de vallée se rétrécit en franchissant l'axe anticlinal du Mélantois (Haubourdin), puis s'élargit fortement de nouveau en aval de l'anticlinal, au niveau du site de Lille. À partir de l'aval de la ville de Lille, le lit mineur holocène est légèrement encaissé dans sa plaine, sur le modèle de la Lys. Tout au long de son parcours, la Deûle ne reçoit que quelques petits affluents.

La majeure partie du tracé de la Deûle s'effectue sur un substrat crayeux (figure 25). Le contact entre les dépôts quaternaires et le substrat crayeux, facilement reconnaissable dans les sondages géotechniques, avait permis de reconnaître l'épaisseur des alluvions quaternaires, avec une influence probable de la structure et un amincissement au droit de l'anticlinal du Mélantois (Sommé, 1977). En aval de l'anticlinal, deux profondes incisions sont connues. Elles sont commentées plus longuement dans les parties II.1-1 et II.1-5.

Le bassin de la Deûle est peut-être le plus exploré de la zone d'étude. Nous présentons dans le mémoire 10 études qui en sont issues. Toutefois, de grandes zones sont encore dépourvues d'observations personnelles, à notre grand dépit.

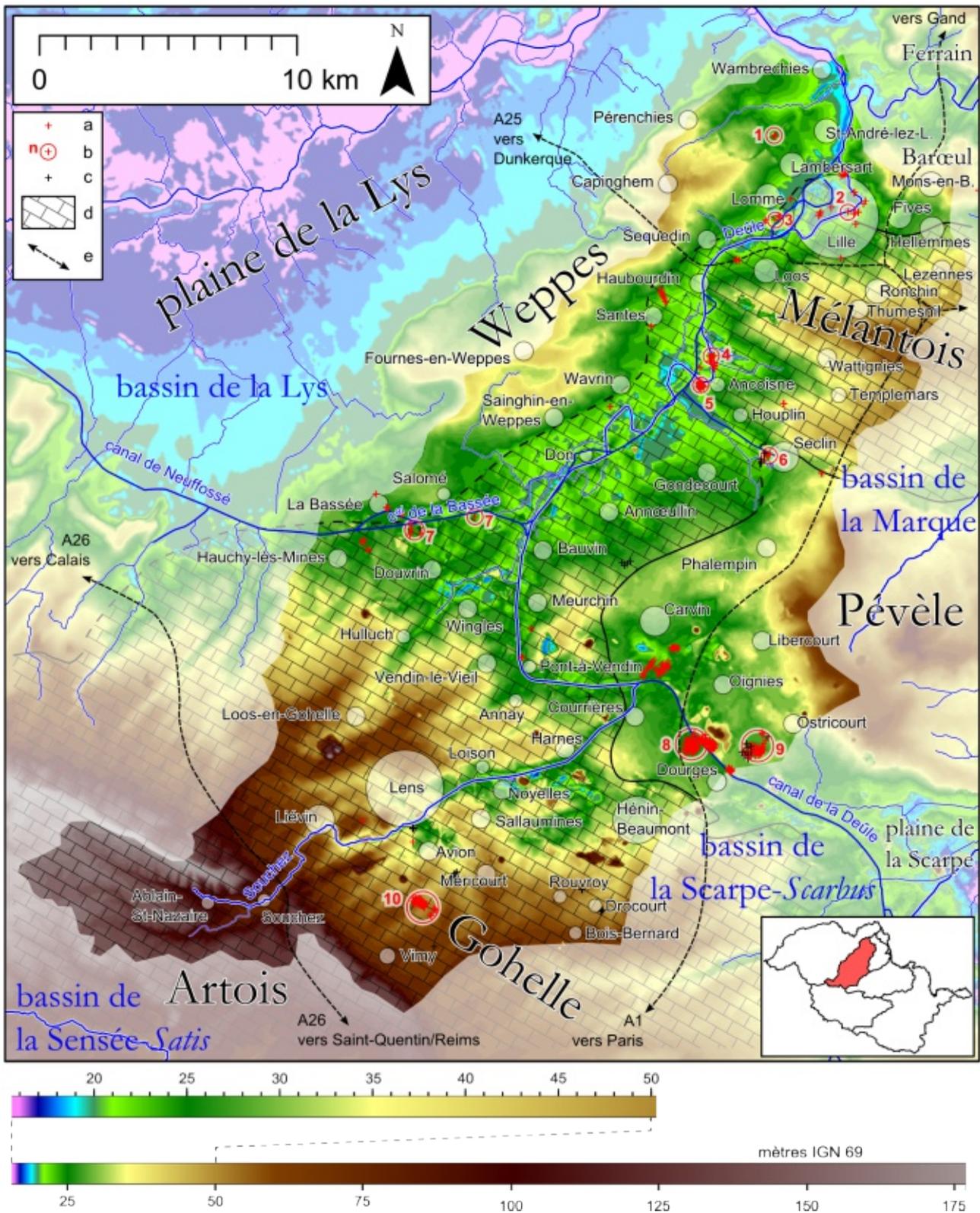


Figure 23 - « Bassin de la Deule » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, voir figure 30 et table 8
- c – observation de tiers enregistrée dans la BDLD annexe 1
- d – affleurement de craie sous les dépôts du Quaternaire, d'après les cartes du BRGM (Sangnier, 1968a ; Desoignies et Sangnier, 1968a ; Delattre, 1960 ; Desoignies, 1966)
- e – autoroute

Figure 23 - « Deule river catchment » : morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected obseration, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – observation by a third party, recorded in the BDLD appendix 1
- d – chalk outcrop under Quaternary deposits, after BRGM maps
- e – highway

3.3 Le bassin de la Marque

Le bassin de la Marque jusqu'à la confluence avec la Deûle, tel que défini sur la figure 24 s'étend sur environ 250 km². C'est le seul sous-bassin de la zone d'étude dont les sources se situent toutes dans le bas-pays. Les rivières coulent du flanc nord du relief de la Pévèle formé dans les argiles et les sables éocènes (avec, en partie sommitale, de petites couronnes de calcaires à nummulites ; Desoignies et Sangnier, 1968a). Le fond de vallée est dans la plus grande longueur d'extension nord-sud, parallèle à la Deûle. Elle est, de manière encore plus nette que la Deûle, influencée par la structure. En effet, en amont de l'axe anticlinal du Mélantois, le fond de vallée se développe sur presque toute la largeur du bassin. La rivière traverse ensuite le Mélantois dans une vallée étroite et encaissée (de Bouvines à Chéreng), avant de s'élargir de nouveau démesurément à la sortie de l'axe du Mélantois dans les sables éocènes dominés par les petits reliefs argileux du Barœul et du Ferrain. La vallée de la Marque n'est séparée de l'Escaut que par un très léger interfluve formant un ensellement entre Mélantois et Ferrain, entre Camphin et Willems (la même morphologie se produit en vis-à-vis avec la Deûle, à Fives-Hellemmes). Les auteurs belges proposent fréquemment une connexion ancienne

par ce seuil entre Escaut et Marque. Nous commentons plus avant ce point, dans la partie II.1-4.1. La Marque s'écoule ensuite vers l'ouest entre le Ferrain et le Barœul. Elle forme de larges méandres et rejoint la Deûle peu avant son entrée dans la plaine de la Lys. Comme la Deûle, elle acquiert dans les derniers kilomètres de son parcours une morphologie de détail de type « Lys », avec un léger encaissement dans sa plaine.

La Marque a un débit très faible sur la majeure partie de son parcours (inférieur au m³, cf. table 5 et figure 14). Avant la dernière section (jusqu'à Hem), elle ne forme sur le terrain qu'un large fossé aménagé. Elle reçoit avant la traversée du Mélantois deux affluents de rive droite : Le Zécart et le Riez qui, comme elle, ne semblent guère plus que des fossés collecteurs. Dans sa partie aval, la rivière Marque est plus large.

Nous ne possédons que peu d'observations dans le bassin. Un transect complet du fond de vallée à toutefois été réalisé en aval de Bouvines (exactement à la confluence avec le Riez). Il est présenté dans la partie I.12-

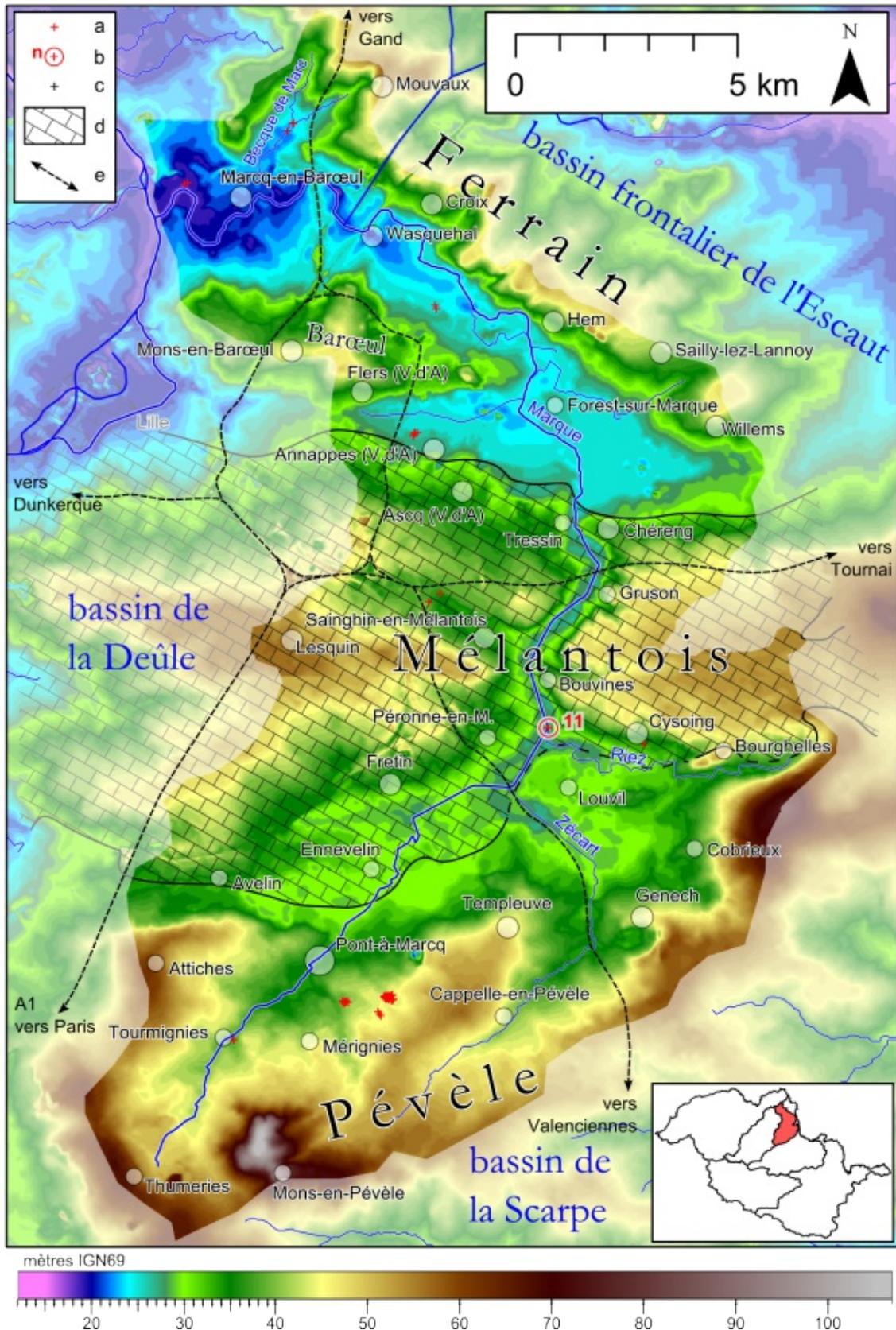


Figure 24 - « Bassin de la Marque » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, voir figure figure 30 et table 8
- c – observation de tiers enregistrée dans la BDL D annexe 1
- d – affleurement de craie sous les dépôts du Quaternaire, d'après les cartes du BRGM
- e – autoroute

Figure 24 - « Marquaine river catchment » : morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected observation, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – observation by a third party, recorded in the BDL D appendix 1
- d – chalk outcrop under Quaternary deposits, according to BRGM maps
- e – highway

3.4 Le bassin frontalier de L'Escaut

Les hasards de l'histoire politique ont placé une partie de la frontière franco-belge sur le versant ouest de la vallée de l'Escaut, en aval de Tournai. Nous regroupons sous le terme « bassin frontalier » ces 72 km² de vallée de l'Escaut échus en France. Pour l'essentiel, il s'agit d'un système de versant réparti entre la Pévèle, le Mélantois et, surtout, le Ferrain. Ce dernier est majoritairement urbanisé avec la vaste conurbation Roubaix-Tourcoing-Wattrelos. Une seule vallée affluente de

l'Escaut est recensée. Il s'agit de l'Espierre qui évacue les effluents urbains. Il y a quelques années, faisant des sondages à proximité, nous avons pu constater que la petite rivière se présentait réellement comme un égout à ciel ouvert.

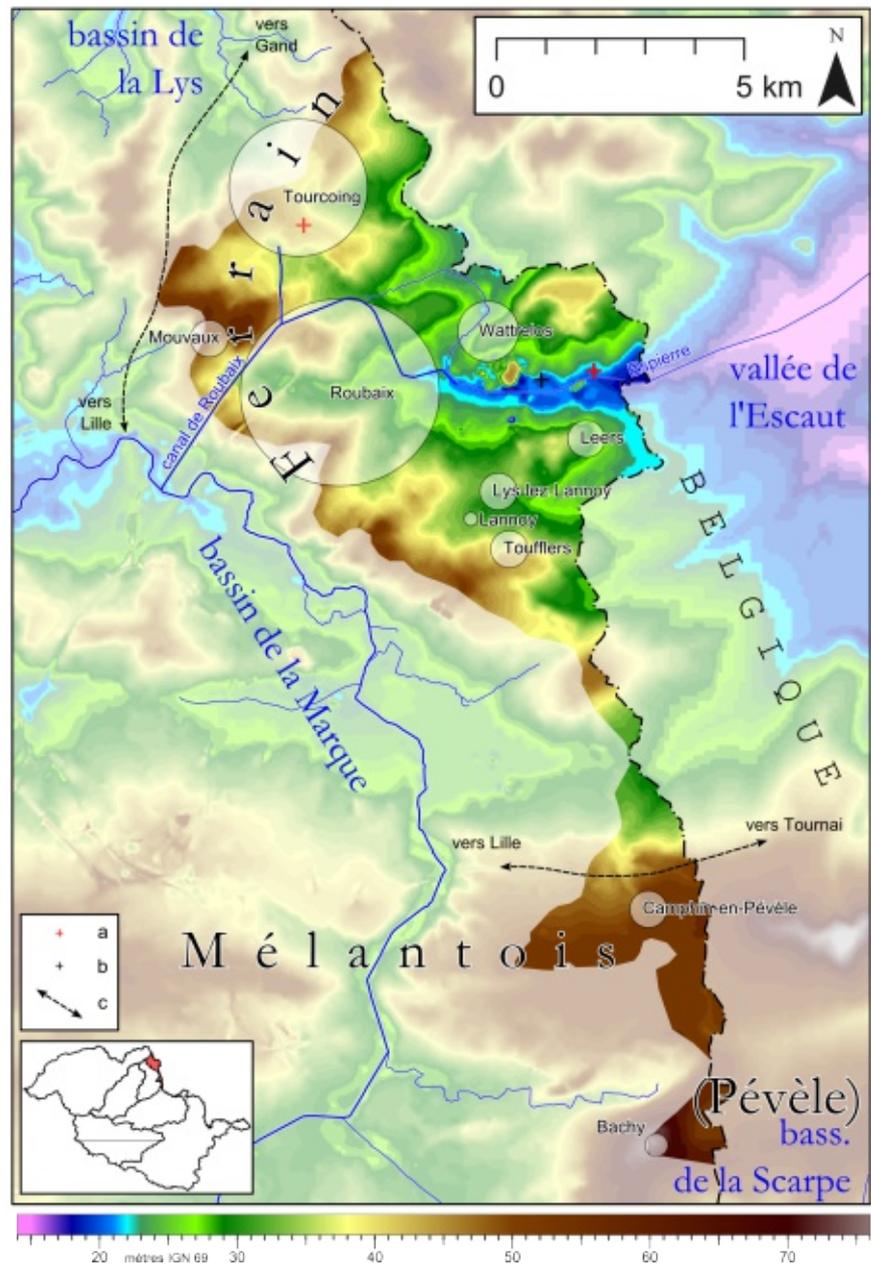
La zone est relativement peu explorée. Des sondages ont rapporté dans le sud du Ferrain, vers Toufflers de très fortes épaisseurs de sédiment quaternaire avec des formations fluviales à la base. Le fait est commenté dans la partie II.1-4.1.

Figure 25 - « Bassin frontalier de l'Escaut » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, voir figure 30 et table 8
- c – autoroute

Figure 25 - « Scheldt river border catchment » : morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected observation, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – highway



3.5 Le bassin de la Scarpe- *Scarbus*

Nous dénommons ainsi le bassin de la Scarpe dans son état antérieur à la capture anthropique de Vitry-en-Artois, comme expliqué dans la partie I.1-2.2.3 Le bassin défini couvre environ 750 km² (figure 25). Il est constitué de fait de la plaine de la Scarpe (de forme allongée, environ 30 km de long sur 10 km de large) et des versants des pays environnants : au sud, la Gohelle et l'Ostrevant, crayeux, avec des buttes témoins de sables et de grès, au nord, les sables et les argiles de la Pévèle. La dépression elle-même est essentiellement développée dans le sable cénozoïque marin. La craie, de pendage nord, plonge rapidement sous les assises cénozoïques (figure 26). Le versant qui sépare la plaine de la Pévèle est assimilable à un front de cuesta (argile sur sable avec un pendage opposé au regard), aisément perçu sur la carte topographique malgré un dénivelé modeste (figure 25, escarpement joignant Flines-Beuvry-Rumegies).

La morphologie interne de la plaine de la Scarpe permet de distinguer deux parties : une plaine haute au nord et une plaine basse au sud, avec une limite aux environs de 17,5 m NGF Lallemand. Le contact entre les deux parties de la plaine est localement souligné par une rupture de pente nette (Fourrier et Masson, 1982 ; Fourrier, 1989). La plaine basse est ponctuée de nombreuses éminences qui émergent de zones marécageuses avec une élévation de 1,4 à 2,9 m (Fourrier, 1989). Fourrier note également leur allongement préférentiel est-ouest. Notre propre expérience confirme ces observations. De nombreux petits reliefs allongés sont fréquemment utilisés par les axes de circulation et les villages-rues. Nous observons également dans le paysage des ruptures de pente de dénivelé modeste (quelques décimètres) mais nets et parfois rectilignes. Toutes ces formes, jusqu'ici peu et mal cartographiées en raison de dénivelés faibles, apparaissent clairement sur le MNT Lidar. Le document dont nous avons pris connaissance en cours de rédaction permet aussi d'imaginer une morphogenèse en lien avec les processus fluviaux et éoliens. Les modelés, leurs origines et leurs chronologies possibles sont commentés plus avant dans la partie II.2-2.3.5.

Le réseau hydrographique est centripète et sans aucun cours de quelque importance. De nombreux petits ruisseaux convergent et alimentent la basse plaine humide. Parmi les plus importants, nous pouvons citer, en provenance de la Pévèle, le ruisseau de Coutiches, le courant de l'Hôpital, l'Elnon, et, en provenance de la Gohelle,

l'Escrebieux et la « Scarpe de Douai » repris par la canalisation actuelle de la Scarpe. Une part importante de l'alimentation en eau de la plaine est due à des cours d'eau encore plus modestes. Ils prennent la forme de gros fossés collecteurs dont les eaux courantes se mêlent et se perdent dans le réseau de drainage de la plaine. Outre la capture anthropique du cours amont, l'organisation même du réseau hydrographique dans la plaine résulte d'une anthropisation intense et ancienne depuis le 8^e siècle (Deligne, 1998). Les caractéristiques naturelles (convergence de nombreux petits cours d'eau vers une plaine marécageuse à faible pente) et les interventions anthropiques multiples contribuent à la méconnaissance de l'état originel du réseau hydrographique.

Le contexte presque entièrement sableux du bassin versant et du remplissage de la plaine rend difficile le suivi de limites stratigraphiques, à commencer par le contact entre les formations quaternaires et cénozoïques. En l'absence d'alluvions grossières, aucun cailloutis ne souligne cette limite. « La Scarpe était à l'époque pléistocène un cours d'eau peu important, car elle n'a laissé aucun diluvium. » a pu écrire Gosselet (1897, p. 257), tout en ajoutant aussitôt : « Cette circonstance tient peut-être du reste à ce que les terrains qu'elle traverse ne contiennent pas de roche dure. ». En effet, les seules formations grossières rencontrées sont des graviers de craie présents jusqu'à quelques kilomètres en aval de Douai (Fourrier, 1989). Cette caractéristique et la vaste superficie de la plaine sont des entraves aux études stratigraphiques. Elles peuvent expliquer le faible nombre de recherches entreprises. Dans sa thèse d'État, Sommé (1977, p. 425) a présenté une analyse morphologique et structurale de la plaine avec une description succincte du remplissage sédimentaire lui-même : « (...) un manteau limono-sableux ne dépassant pas 5 m d'épaisseur, dont la partie superficielle est tourbeuse dans l'axe de la dépression. ». Par la suite, Fourrier (1989) a entrepris un vaste travail de terrain comprenant environ 400 sondages à la tarière manuelle (de 4 à 7 m de profondeur) et 300 analyses granulométriques. Cet imposant travail a permis de cartographier des séquences morpho-stratigraphiques types, en particulier basées sur la texture. Il prouve l'origine pléistocène de la plupart des petites éminences de la plaine, alors cartographiées sur les cartes géologiques comme buttes résiduelles du substrat cénozoïque. Les analyses granulométriques soulignent l'importance des processus éoliens que Fourrier considère comme prépondérants, sans exclure un remaniement fluvial des dépôts. Il met en évidence la complexité du remplissage de la

plaine, sur 7 mètres maximum, avec une forte variabilité texturale qui l'amène à définir 17 unités « géomorpho-sédimentaires » pour cartographier la couverture de la plaine et des versants bordiers. Aucune incision marquée du substrat n'a été repérée et le toit des dépôts ante-quaternaires semble former une cuvette régulière. L'absence de

pédogenèse de rang interglaciaire, la présence – sur ou à proximité du substrat – d'un faciès humifère interprété comme complexe de sols du Début Glaciaire weichselien lui permet d'attribuer un âge pléistocène supérieur à la quasi-totalité du remplissage de la plaine. Malgré les difficultés d'une synthèse à l'échelle de la plaine de la Scarpe, Fourier distingue au final 5 unités chronostratigraphiques (figure 27) :

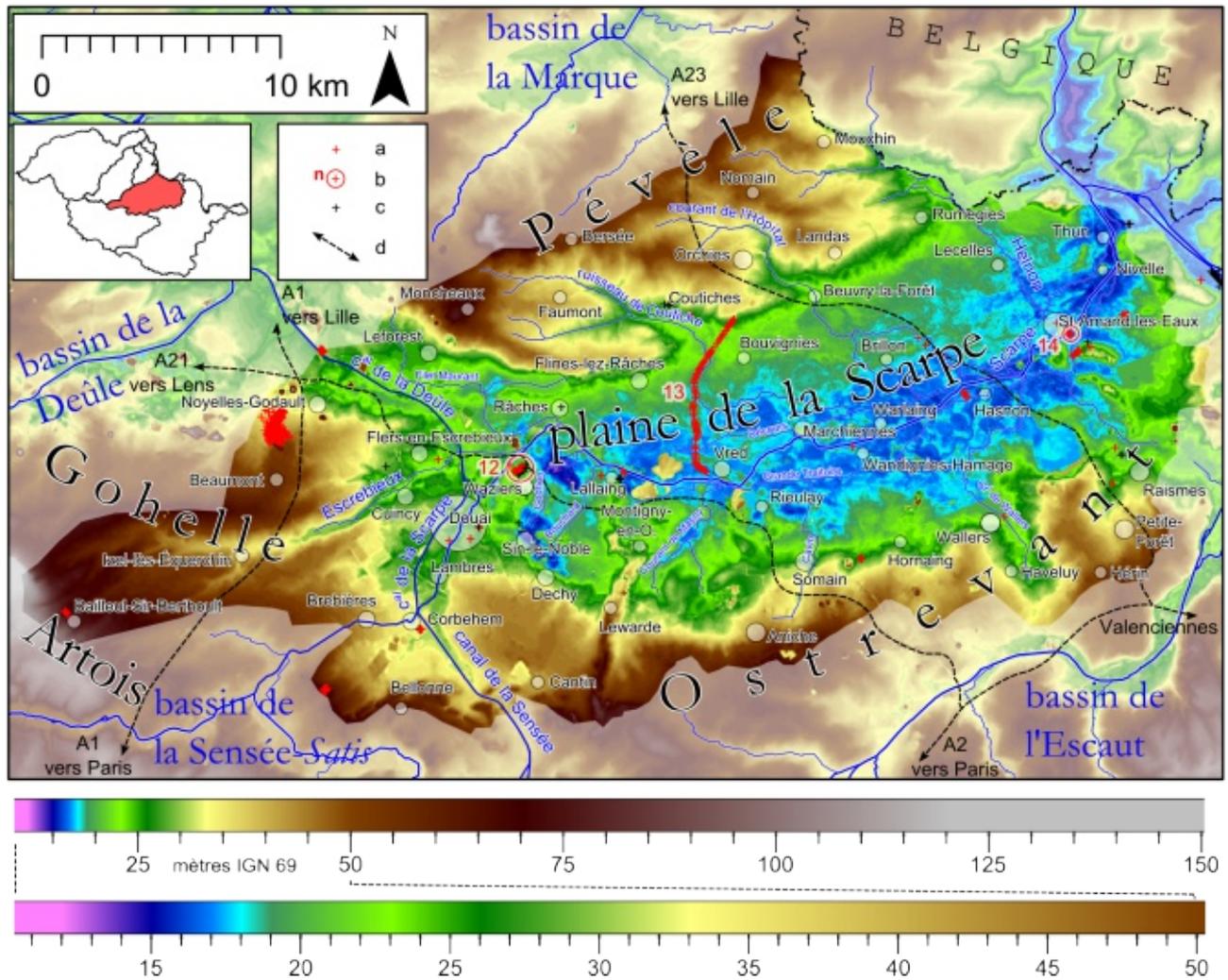


Figure 26 - « Bassin de la Scarpe-Scarbus » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, voir figure 30 et table 8
- c – observation de tiers enregistrée dans la BDLD annexe 1
- d – autoroute

Figure 26 - « Scarpe-Scarbus river catchment » : morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected observation, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – observation by a third party, recorded in the BDLD appendix 1
- d – highway

- « enregistrement I » : complexe humifère du Début-Glaciaire weichselien et faciès fluviatiles à graviers de craie ;
- « enregistrement II » : dépôts éoliens limono-sableux en bordure de plaine passant latéralement à des « séquences plus complexes » ou plus homogènes mais sableuses dans des « conditions globalement humides » ;
- « enregistrement III », couverture loessique de versant passant dans la plaine à des « dépôts de texture mixte » ;
- « enregistrement IV », système dunaire, dépôts sableux homogènes du Weichselien supérieur et du Tardiglaciaire ;
- « enregistrement V », limons et tourbes holocènes.

Nous proposons dans le corps du mémoire de détailler trois études menées sur la plaine, en particulier la découverte récente d'une formation eemienne (partie I.13-) et un transect partiel permettant de commencer à comprendre l'évolution de la plaine depuis le Pléniglaciaire supérieur (partie I.14-).

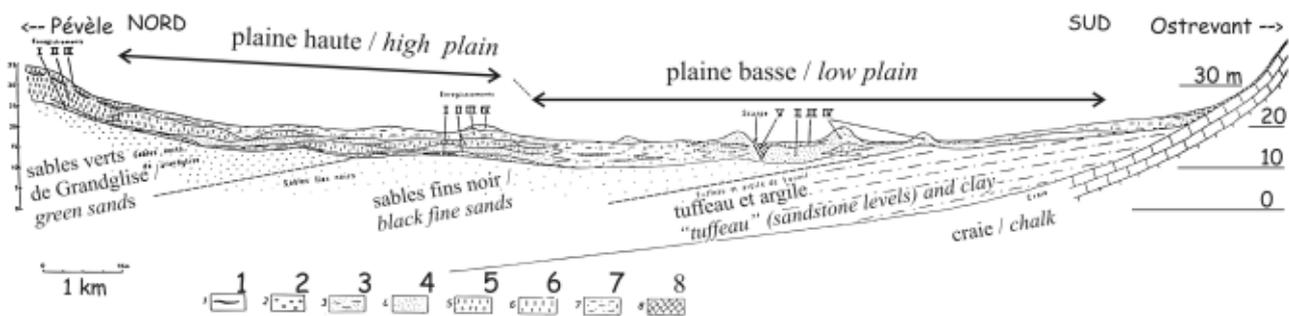


Figure 27 - Coupe schématique des formations superficielles dans la partie est de la plaine

d'après Fourier (1989), modifié

- 1 – limon humifère
- 2 – graviers de tuffeau et de silex
- 3 – sables lités
- 4 – sable
- 5 – loess sableux
- 6 – loess
- 7 – dépôts mixtes (textures sableuses, limoneuses, intermédiaires, avec des lambeaux de loess)
- 8 – limon et tourbe

Figure 27 - Schematic crosssection of the eastern plain superficial deposits

according to Fourier (1989), modified

- 1 – humic loam
- 2 – “tuffeau” (glauconitic sandstone) and flint gravels
- 3 – bedded sands
- 4 – sand
- 5 – sandy loess
- 6 – loess
- 7 – mixed deposits (sandy, loamy, halfway between, with loess strips)
- 8 – loam and peat humic loam

3.6 Le bassin de la Sensée-Satis

Nous dénommons ainsi le bassin de la Sensée adjoint de celui de la Scarpe amont (région d'Arras) qui, antérieurement à la capture anthropique de Vitry-en-Artois, associaient leurs eaux, comme expliqué dans la partie I.1-2.2.3. Le bassin défini couvre environ 1 186 km² (figure 28). Il se développe en Artois (principalement) et en Ostrevant. Nous pouvons distinguer dans la partie artésienne une zone de plateaux élevés vers l'ouest et une zone plus basse vers l'est dénommée « plaine d'Arras » par Gosselet (1900). La « plaine » d'Arras s'élève vers le sud jusqu'au seuil de Bapaume, ensellement de relief au nord du Bassin parisien. La plaine d'Arras et le seuil de Bapaume voient converger vers eux un faisceau d'axes de circulation (routiers, autoroutiers et voies navigables) qui relie les pays du Nord aux autres régions françaises. L'Artois est particulièrement sec avec seulement quelques cours d'eau qui alimentent la Scarpe-Satis à l'amont d'un réseau de vallées sèches : Gy,

Crinçon, Cojeul et Agache. L'axe de drainage principal, ouest-est, est excentré vers le nord, entre l'Artois et l'Ostrevant. La vallée, encaissée dans le substrat crayeux, est dominé par les plateaux d'où émergent de nombreuses buttes-témoins sableuses couronnées par des assises de grès, celui-là même massivement exploité pour le pavage des routes de la région.

Un comblement tourbeux et travertineux est présent dans les vallées (Sommé, 2006). Le fort développement tourbeux rencontré dans la vallée de la Sensée (au sens strict) rappelle la vallée voisine de la Somme. Les anciennes tourbières couvrent une surface importante du fond de vallée.

Nous n'avons que très peu d'informations sur la litho-stratigraphie de la zone. Les quelques observations que nous y avons faites (Lécluse, Aubencheul-au-Bac, la vallée de l'Agache) indiquent un potentiel d'enregistrement considérable.

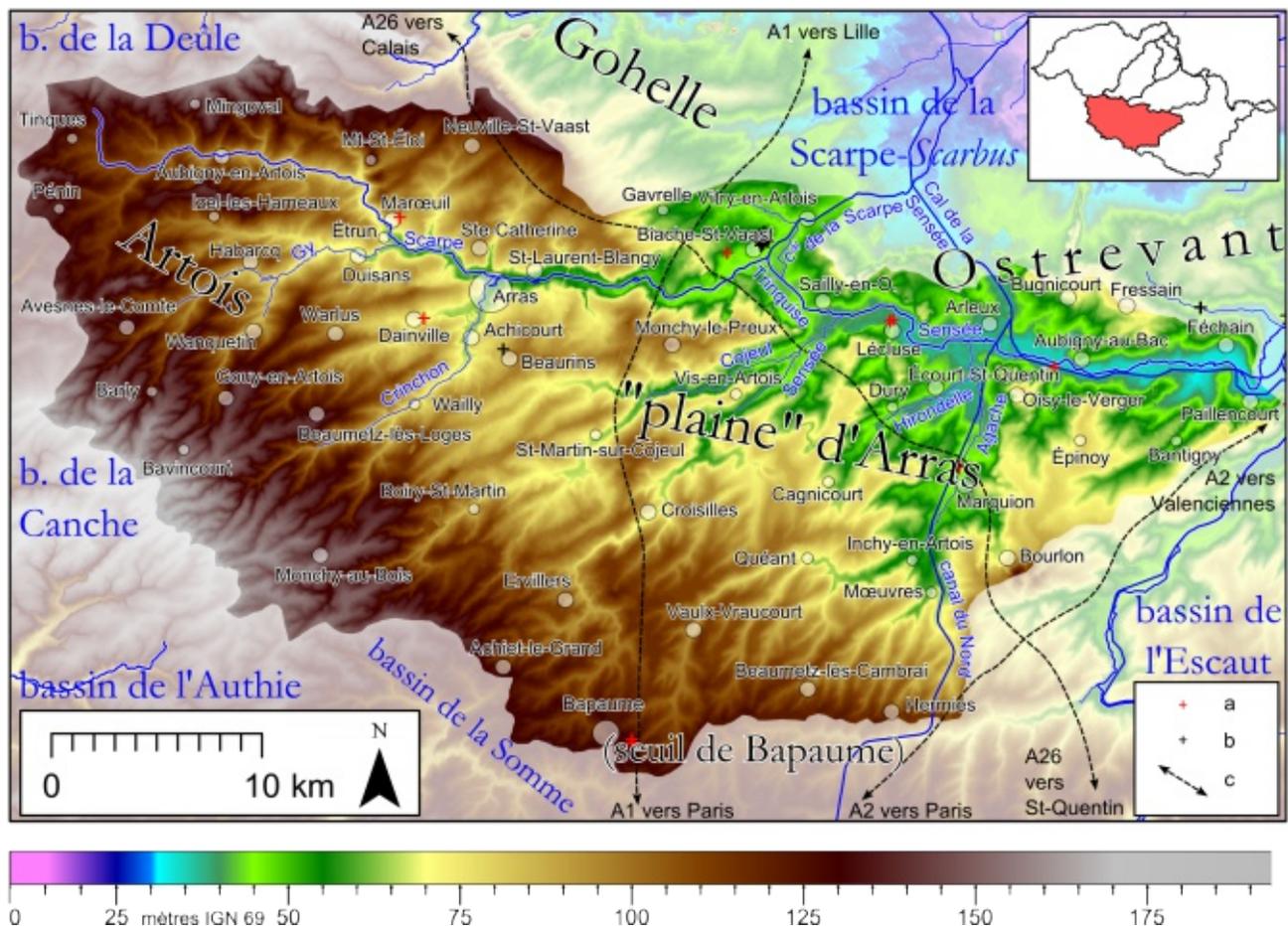


Figure 28 - « Bassin de la Sensée-Satis » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, voir figure 30 et table 8
- c – autoroute

Figure 28 - « Sensée-Satis river catchment »: morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected observation, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – highway

3.7 Le bassin de l'Escaut

Le reste de la zone d'étude, c'est-à-dire la vallée de l'Escaut elle-même et ses affluents de rive droite, couvre environ 1 980 km². C'est le sous-bassin le plus étendu. Toutefois, le peu d'observations disponibles ne justifie pas une subdivision plus poussée.

Le bassin est majoritairement développé dans le haut-pays (figure 29). Seule une petite partie appartient au bas-pays : réseau en amont de Valenciennes et de Crespin. Au nord de Valenciennes, le fond de vallée s'ouvre en une large plaine où confluent également la Haine et l'Hogneau. À partir de Condé, la vallée légèrement encaissée se rétrécit et se dirige vers Tournai. Elle

reçoit les eaux de la Scarpe un peu en amont de la frontière. Le reste du bassin est un pays de plateaux, de plus en plus élevés vers l'est et vers le sud.

Dans le fond de la vallée de l'Escaut, la sédimentation observée est essentiellement tourbeuse et travertineuse, sur des dépôts de graviers de silex (Gosselet, 1921).

Les éléments d'observations personnelles en fond de vallée concernent les environs de Valenciennes. Nous présentons plusieurs études tant dans la plaine de confluence que dans la vallée amont plus étroite. Les vallées affluentes de rive droite, où Ladrière (1881) a fait ses premières observations, sont peu étudiées.

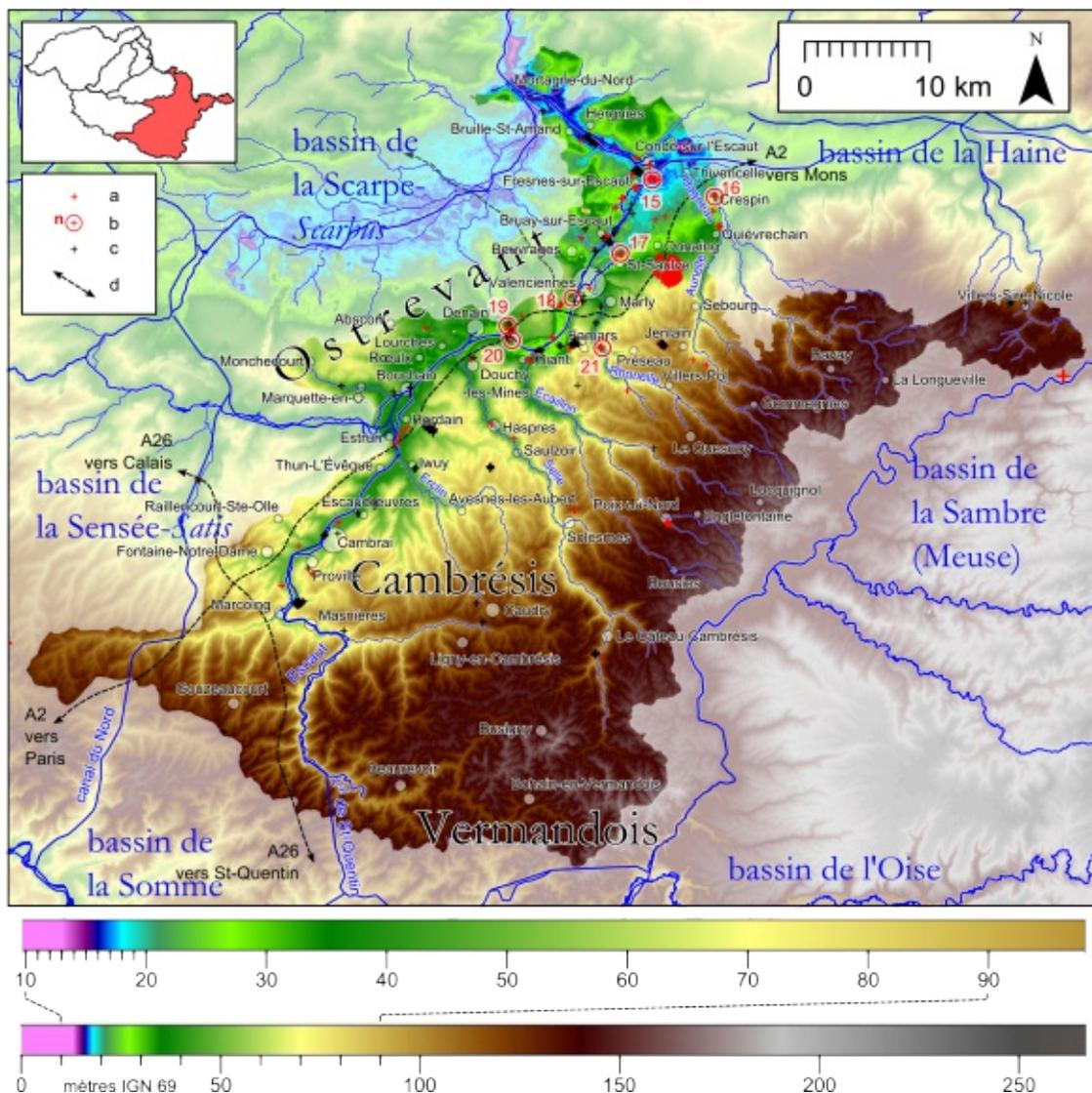


Figure 29 - « Bassin de l'Escaut » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

- a – observation personnelle
- b – observation choisie présentée dans le corps du texte, figure 30 et table 8
- c – observation de tiers enregistrée dans la BDLD annexe 1
- d – autoroute

Figure 29 - « Scheldt river catchment » : morphology, hydrography and observations location

- a – personal observation
- b – selected observation, presented in the body of the text, see figure 30 and table 8
- c – observation by a third party, recorded in the BDLD appendix 1
- d – highway

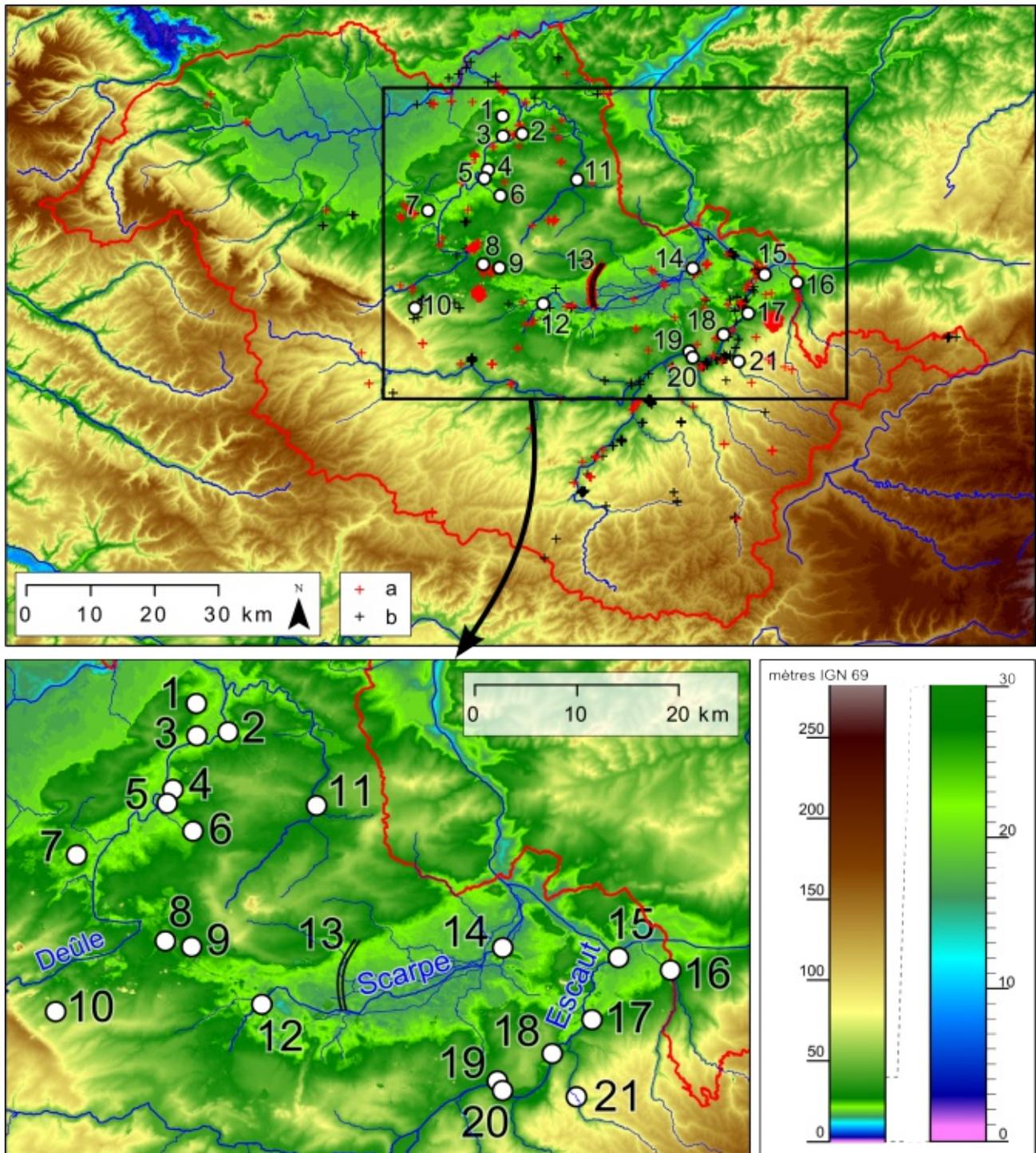


Figure 30 - Localisation des observations choisies

a et b : localisation des données ponctuelles dans la zone d'étude enregistrées dans la base de données en date d'octobre 2013 (cf. annexe 1), avec a = observation personnelle et b = observation de tiers
 1 à 21 : sélection d'observations personnelles figurant dans le présent mémoire, détails sur la table 1

Figure 30 - Location of selected observations

a and b: location of isolated observations in the in the study area entered in the data base at october 2013 (see appendix 1), a = personal observation and b = third party observation
 1 to 21: selected personal observations discussed in this study, see table 1 for details

n°	partie	ville town	lieu-dit place name	bassin versant river basin	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	
1	I.2-	Lambersart	les Conquéranants	Deûle	X	X	X		X	X					transect
2	I.3-	Lille	rue du Palais Rihour	Deûle									X	X	/
3	I.4-	Lille	rue Hegel	Deûle	/				X	X					transect
4	I.5-	Houplin-Ancoisne	station d'épuration	Deûle					X	/	X	X	X		transect
5	I.6-	Houplin-Ancoisne	Le Marais de Santes	Deûle		/			X	X	X	/	X		transect
6	I.7-	Seclin	Hôpital	Deûle	X				X	/	X				
7	I.8-	Douvrin et Billy-Berclau	Le Marécaux et les Pâtures	Deûle		/	/	/	X	X	X	X	X		transect
8	I.9-	Dourges	Delta 3	Deûle		/			/	/	X				
9	I.10-	Dourges-Ostricourt	extension Delta 3	Deûle		/	/	/	X	X					transect
10	I.11-	Avion	ZI des 14	Deûle			X	X	/	/	/				transect
11	I.12-	Bouvines	Grand Marais	Marque		/			X	X	/	X	/		transect
12	I.13-	Waziers	Bas Terroir	Scarpe	X				X	/					transect
13	I.14-	Plaine de la Scarpe	transect gazoduc	Scarpe					X	X	X	X	X		transect
14	I.15-	Saint-Amand-les-Eaux	Port Fluvial	Scarpe					X	X			X		transect
15	I.16-	Fresnes-sur-Escaut	Confluence	Escaut					/				X		transect
16	I.17-	Crespin	zone d'expansion des crues	Escaut (Hogneau)					/			X	X	/	transect
17	I.18-	Saint-Saulve	rue des Fostiaux	Escaut		X	/				X				transect
18	I.19-	Valenciennes	Le Vignoble	Escaut		/							X	/	
19	I.20-	Haulchin	rue du 19 mars 1962	Escaut									X	X	/
20	I.21-	Rouvignies	Le Marais	Escaut									X	X	/
21	I.22-	Famars	zone d'expansion des crues	Escaut (Rhonelle)					/	X	X	X	/		transect

Table 8 - Sélection des observations présentées dans le corps du mémoire et principales problématiques associées

X = apport substantiel à la problématique

/ = apport secondaire ou illustration de la problématique

A – dépôts et environnements antérieurs au Pléni-glaciaire weichselien (partie II.1-)

B – contact versant/fond de vallée au Pléni-glaciaire weichselien (partie II.2-3.3)

C – dépôts fluviatiles ou érosion fluviatile sur versant (partie II.2-3)

D – dépôts fluviatiles dans le réseau amont au Pléni-glaciaire weichselien (partie II.2-3.4)

E – dépôts fluviatiles en fond de vallée au Pléni-glaciaire weichselien (partie II.2-4.1)

F – système morfo-sédimentaire lié à l'activité fluviatile au Pléni-glaciaire weichselien (partie II.2-4.3)

G – envahissement loessique, activité éolienne ou morphologie éolienne en fond de vallée (partie II.2-4.3.2)

H – dépôts, environnements, évolution ou morphologie des fonds de vallée au Tardiglaciaire (partie II.3-1)

I – dépôts, environnements et évolution ou morphologie des fonds de vallée à l'Holocène (partie II.3-2)

J – impact anthropique en fond de vallée (aménagement, apports sédimentaires ou érosions)

transect – réalisation d'au moins un transect partiel de la vallée ou d'un chenal

Table 8 - Selected observations discussed in this study and associated researches issues

X = substantial contribution to the problem

/ = less important contribution or illustration of the problem

A – deposits and environment anterior to the Weichselian Pleniglacial (part II.1-)

B – Weichselian Pleniglacial slope/valley bottom contact (part II.2-3.3)

C – fluvial deposits or fluvial erosion on slope (part II.2-3)

D – Weichselian Pleniglacial fluvial deposits in the upstream network (part II.2-3.4)

E – Weichselian Pleniglacial fluvial deposits in valley bottoms (part II.2-4.1)

F – morphosedimentary system linked to Weichselian Pleniglacial fluvial activity (part II.2-4.3)

G – loess invasion, aeolian activity and morphology in valley bottoms (part II.2-4.3.2)

H – Lateglacial deposits and environments, valley bottoms morphology evolution (part II.3-1)

I – Holocene deposits and environments, evolution or morphology of valley bottoms (part II.3-2)

J – human impact on valley bottoms (landscaping, sedimentary inputs or erosion)

transect – conducted of at least one partial transect of a valley or stream channel

4. Méthodes et référentiels chronologiques

Dans les pages suivantes, nous présentons une sélection de sites dans la zone d'étude (figure 30 et table 8). À chacune nous associons une présentation minimale du contexte, les problématiques liées et les principaux résultats. Les éventuels développements seront présentés dans les parties de synthèse.

La réflexion se fonde essentiellement sur les données choisies présentées en début du mémoire. Cependant, toutes les observations ont pu aider à forger et faire évoluer nos idées. Quelques autres données pourront donc être rapidement évoquées sous forme d'une figure ou d'un appel vers l'annexe 1 BDL. Une synthèse chronologique est débord présentée, suivie d'une courte synthèse diachronique reprenant les espaces géographiques décrits *supra*.

Les référentiels chronostratigraphiques sont ceux d'Europe du Nord (Antoine *et al.*, 1998), avec le début du Weichselien entre environ 112 et 110 ka BP, un Pléniglaciaire weichselien débutant vers 67 ka BP et le Pléniglaciaire supérieur vers 30 ka BP (Imbrie *et al.*, 1984 ; Antoine *et al.*, 1998). Nous ferons épisodiquement référence aux stades isotopiques marins (Lisiecki et Raymo, 2005). Pour le Tardiglaciaire, les termes de Bølling, Allerød et Dryas récent seront utilisés dans leur sens de chronozone, complétés par la chronologie proposée par le groupe INTIMATE à partir des carottes glaciaires du Groenland (Lowe *et al.*, 2008). De même, hors étude palynologique, nous utiliserons les palynozones dans leur sens chronologique.

I.2 - Lambersart « les Conquérants »

1. Résumé

1.1 Contexte

Les observations ont été effectuées en 1993 dans le cadre d'une surveillance archéologique d'une tranchée autoroutière, sur le bas de versant du pays de Weppes (vallée de la Deûle) (figure 30, n° 1 ; BDL 1350 à 1352 ; Deschodt, 1995, 1996b ; Deschodt *et al.*, 2008).

1.2 Résultats

Sur un limon sableux interprété comme loess saalien, un limon coquillier est surmonté d'alluvions grossières. L'ensemble est recouvert de plusieurs mètres de loess du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Les données palynologiques et malacologiques indiquent que le dépôt de limon coquillier s'est effectué dans les conditions froides et humides du Début Glaciaire, évoluant vers un interstade plus tempéré, dans un environnement de fond de vallée. Une érosion marquée, attribuée au Pléniglaciaire, affecte versant et fond de vallée. Elle démantèle les sols du Début Glaciaire et leur contenu archéologique ou paléontologique. En partie basse, des lits de sable et limon se déposent. Cette accumulation de fond de vallée est alors séparée du versant par une zone de transition constituée de petits chenaux peu profonds et très mobiles, emplis de gravier, de sable et d'une seconde génération de limon coquillier. Par la suite, les accumulations loessiques pléniglaciaires ont entraîné la progradation du versant sur les formations de fond de vallée antérieures, tout en les protégeant.

Overlying a sandy loam (interpreted as saalian loess) a shelly loam is covered by coarse alluvia. The whole is overlain by several meters of pleniglacial loess. The palynological and malacological data shows that this shelly loam layer was deposited during the Early Glacial, in cold and moist conditions and ended in a more temperate interstadial. It settled at the valley bottom, downslope from the Weppes Country. Significant erosion (attributed to the Pleniglacial) occurred on the slope and the valley bottom. It deflated Early glacial soils and their archaeological and palaeontological remains. Sandy and silty beds settled in the lower part. Thereafter, this valley deposit was separated from the slope by a transitional zone of small, shallow, mobile channels infilled by sand, gravels, and a younger shelly loam. Afterwards, pleniglacial loess accumulations led up to slope progradation over the anterior valley bottom formations, at the same time protecting them.

1.3 Problématiques

Lambersart « Les Conquérants » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- formations antérieures au Pléniglaciaire weichselien (*cf.* partie II.1-2) ;
- contact versant/fond de vallée au Pléniglaciaire (*cf.* partie II.2-3.3)
- formations fluviatiles pléniglaciaires sur versant (*cf.* partie II.2-3)
- envahissement du fond de vallée par les loess du Pléniglaciaire (*cf.* II.2-4.3)

2. Lithostratigraphie

Les levés ont été effectués sur environ 120 m de long sur et au pied du talus routier (figure 32, photo 1). Huit unités stratigraphiques ont été définies. Certaines possèdent des variations latérales rapides (figure 33). Nous observons de bas en haut les unités suivantes.

Unité 1

Les formations les plus anciennes ont été rassemblées dans l'unité 1. Les observations sont trop fragmentaires et les faciès trop variables pour essayer d'en proposer une stratigraphie détaillée. Il s'agit généralement de limon sableux ou de sable limoneux clair non calcaire.



Photo 1 - Lambesart « Les Conquérants » : vue partielle du talus sud-est

Photo 1 - Lambesart "Les Conquérants": view of part of the Southeast bank

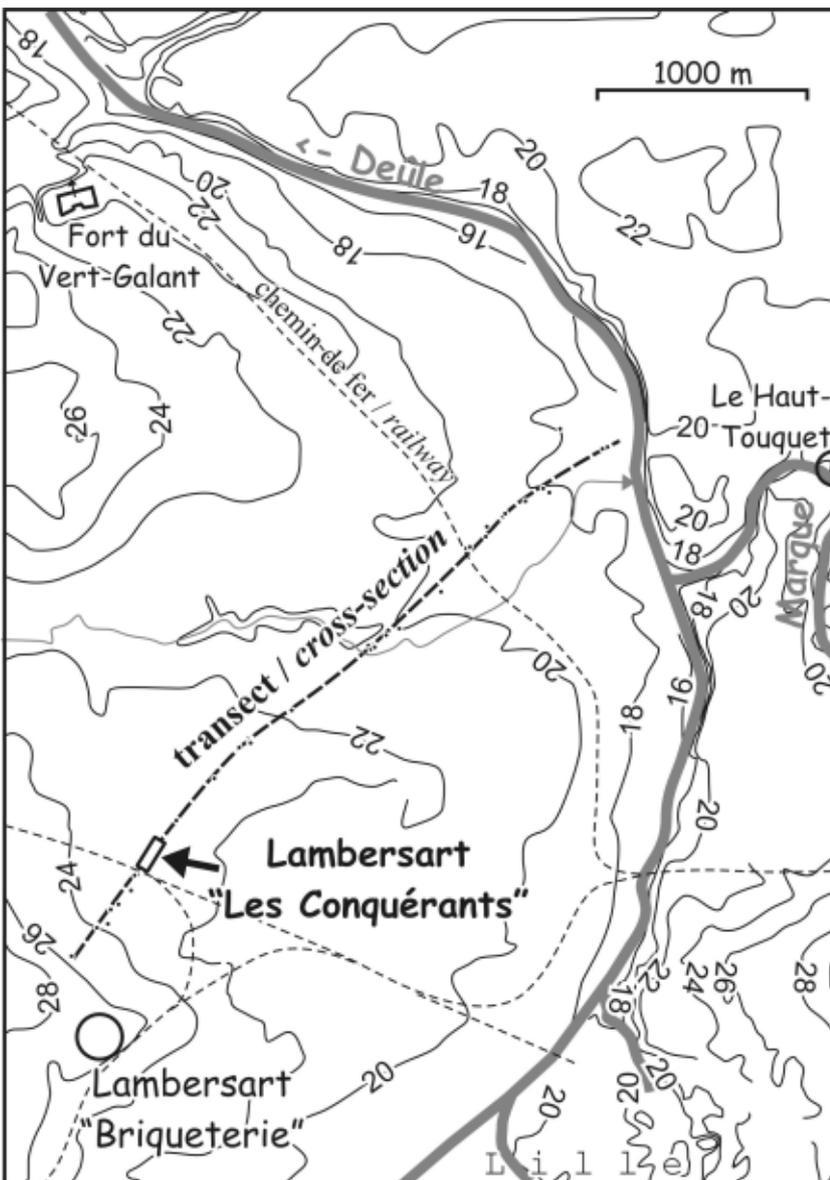


Figure 31 - Localisation de Lambesart « Les Conquérants » et du transect figure 40 courbes de niveau en mètres IGN 69, source Communauté Urbaine de Lille Métropole (simplifiées)

Figure 31 - Location of Lambesart "les Conquérants" and location of the transect figure 40 IGN 69 contour lines in meters (from Communauté Urbaine de Lille Métropole)

Unité 2 : limon gris à malacofaune inférieur

Observée exclusivement vers le nord-est, l'unité 2 est un limon sablonneux gris à gris bleu avec malacofaune, légèrement carbonaté (figures 34 et 35). Sa base plonge rapidement sous 16,5 m d'altitude (et n'a pu être suivie en dessous). Quelques lits de sable grossier glauconieux apparaissent vers le bas ainsi que des agrégats bien marqués témoignant de la formation de glace de ségrégation (structuration cryogénique).

Unité 3 : Dépôt fluviatile, sable et cailloutis et limon gris coquillier supérieur (3B)

Sur le versant : dépôt grossier pelliculaire et discontinu

Sur le versant, l'unité est peu épaisse, composée de minces épandages discontinus. Elle est observée près du pont vers 18 m IGN 69. Sa distinction de l'unité 4 sus-jacente est difficile. Associée à une limite érosive continue, elle a été perçue sporadiquement à environ 200 m au sud-ouest de l'ouvrage d'art (vers 19,5 m IGN 69) sous la forme d'un épandage fluviatile de sable grossier et de gravier (parfois en poches de 20 cm d'épaisseur), avec des pièces d'industrie lithique sur silex. Selon l'axe routier, l'unité 3 suit une pente de l'ordre de 0,75 %.

Au pied du versant : dépôt grossier en petits chenaux

Vers le nord, l'unité 3 comble des ravines ou des chenaux peu profonds (quelques décimètres pour les mieux marqués, photo 2). Malgré le caractère grossier du sédiment, des petites fentes de dessiccation existent sporadiquement dans l'unité. Une industrie lithique sur silex et quelques éléments de grande faune (Méline *in* Deschodt, 1996b) sont présents dans les chenaux, fréquemment associés à des graviers d'argile (figure 36). Les ravines se recoupent entre elles et semblent être grossièrement perpendiculaires à l'axe routier. Bien que leur base soit irrégulière, avec des surcreusements (écoulements turbulents), le report en plan des altitudes minimales atteintes par l'unité 3 permet de percevoir un sens d'écoulement d'est en ouest (figure 37). Toujours selon l'axe routier, la pente générale de la base de l'unité est d'environ 0,5 %. La zone en petites

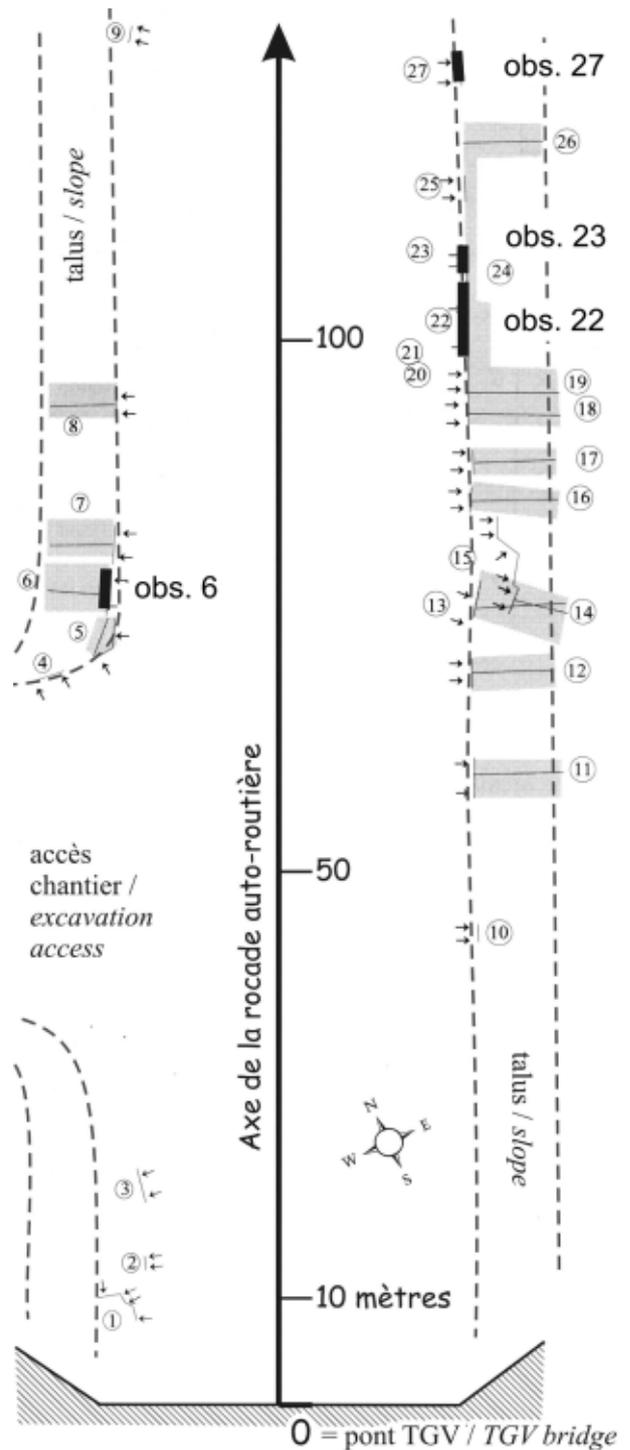


Figure 32 - Lambersart « Les Conquérants » : localisation des observations

observation n° 6, figure 38
 observation n° 22, figure 36
 observation n° 23, figure 34
 observation n° 27, figure 35

Figure 32 - Lambersart "Les Conquérants": location of the observations

observation #6, figure 38
 observation #22, figure 36
 observation #23, figure 34
 observation #27, figure 35

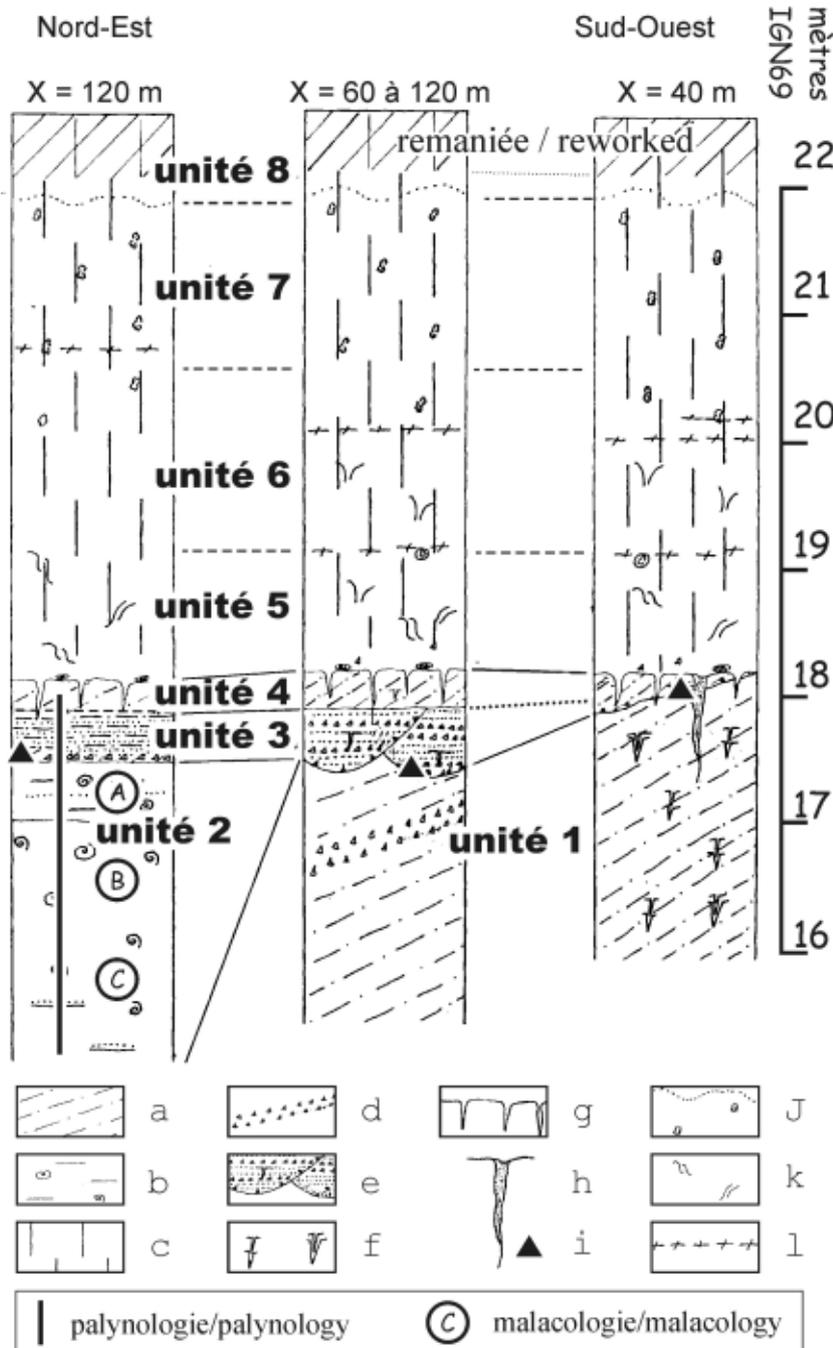


Figure 33 - Lambersart « Les Conquéranants » : synthèse lithostratigraphique

- a - sable et limon lité
- b - limon fluviatile coquillier
- c - loess typique
- d - cailloutis d'argile
- e - sable et cailloutis d'argile
- f - fentes de dessiccation due au gel syngénétique
- g - fentes de dessiccation due au gel
- h - fente de gel à remplissage minéral
- i - industrie lithique
- j - limite de décarbonatation et pouppées de carbonate
- k - cryoturbations
- l - oxyde de fer en bande

Figure 33 - Lambersart "Les Conquéranants": lithostratigraphic synthesis

- a - bedded sand and loam
- b - shelly fluvial loam
- c - typical loess
- d - clay gravel
- e - clay gravel and sand
- f - syngenetic frost-cracks
- g - frost-cracks
- h - sand-wedge
- i - prehistoric lithic industry
- j - boundary of decarbonatation limit and calcareous concretions
- k - geliturbations
- l - iron oxide pan

ravines succède au versant à la faveur d'une rupture de pente (à la base de l'unité) de l'ordre de 0,5 m. Progressive sur le talus est, elle est brutale sur le talus ouest (contact unité 1-3B sur l'observation 4, localisée sur la figure 32).

Un limon gris bleu à malacofaune a été observé dans cette zone au pied du talus ouest. De faciès similaire à l'unité 2 (*cf. supra*), il s'en distingue toutefois nettement par son altitude (plus élevée) et par sa position stratigraphique (interstratifiée avec 3A, figure 38). Il implique la coexistence d'écoulements dynamiques et,

localement, de conditions de dépôts plus calmes. Un « paquet » massif (plusieurs décimètres) de limon a été arraché (gelé) et réintégré (déformé) à l'unité 3A (figure 33). Par ailleurs, 3B présente localement un contact avec l'unité 1 (observation 4). Cette limite se caractérise par une érosion différentielle des lits limono-sableux et limoneux. Ces derniers, plastiques, s'« écoulent » et sont réintégrés à l'unité 3B à sa bordure. Ceci implique une évacuation de la fraction grossière (moins cohérente) par un écoulement assez lent pour ne pas détruire l'agencement des lits fins et une formation rapide du limon 3B.

À distance du versant : un faciès lité

En quelques mètres la texture devient plus fine et les lits plus réguliers (litages limono-sableux) tandis que le système en chenaux ou ravines disparaît brutalement (figure 34 et observation 25). L'unité 3 passe à des lits subhorizontaux qui se superposent régulièrement. Toutefois, un cailloutis d'argile (limite érosive avec toujours présence de l'industrie lithique) reste présent à la base de l'unité. La partie supérieure de la colonne palynologique correspond à ce faciès.

Sur les quelques dizaines de mètres observées, nous ne notons pas de pentes significatives de la base de l'unité : les points les plus hauts se situent vers 17,2 m IGN 69 de part et d'autre d'un collecteur principal dont la base se situe sous 17 m IGN 69 d'altitude. Ce dernier semble reprendre l'axe d'un chenal supposé comblé par l'unité 2 (cf. supra).

Unité 4 : lits limoneux et sablo-limoneux

L'unité est composée d'une succession de lits centimétriques de limon et de sable limoneux, avec parfois quelques cailloutis de silex (figure 36). De nombreuses petites fentes de dessiccation sont associées aux litages. Elles sont bien formées, de profondeur décimétrique, et espacées de 10 à 20 cm, déformant le terrain encaissant. La topographie de la base et l'épaisseur de l'unité évoluent rapidement. Le point le plus bas, vers 17,7 m IGN 69, correspond également au faciès le plus caractéristique qui semble combler une dépression au droit des épandages fluviaux grossiers de l'unité 3 (cf. supra) (figure 36, vers x=7 m). Dans la plupart des coupes, la base de l'unité 4 se trouve souvent aux environs de 18 m IGN 69, voire au-dessus (18,3 sur l'observation 4), avec fréquemment un faciès à dominante sableuse. Souvent, l'unité est peu développée en épaisseur et sa délimitation ardue.

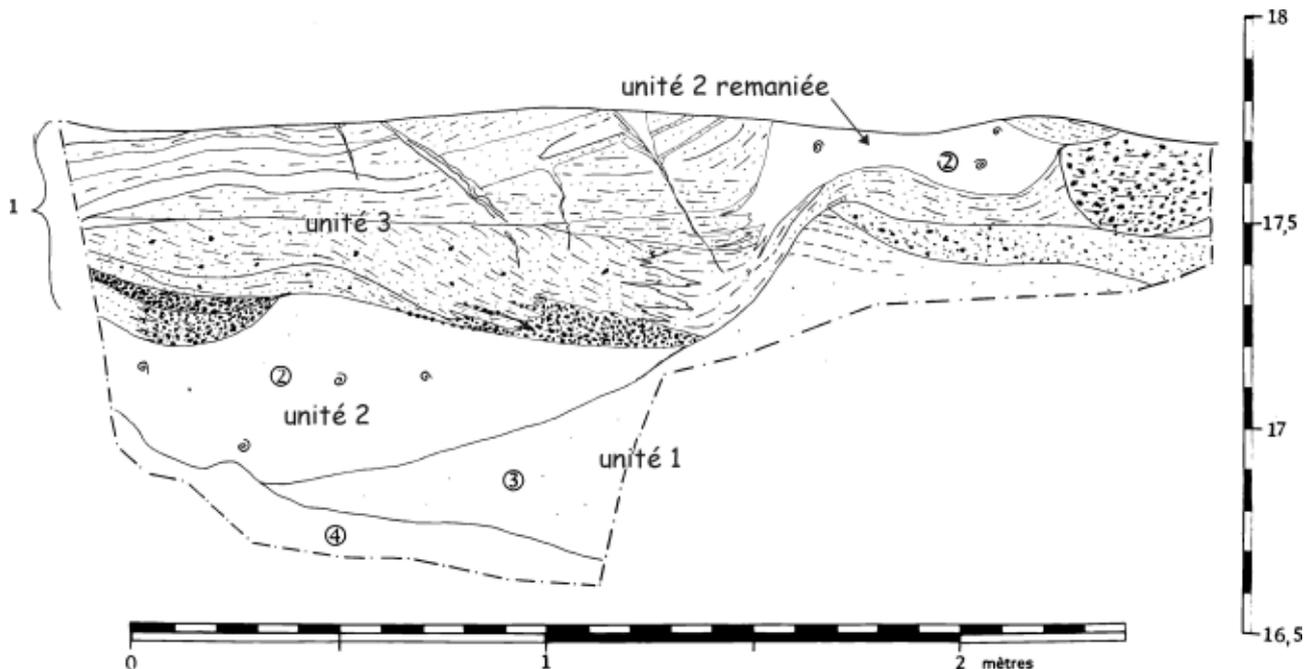


Figure 34 - Lambersart « Les Conquérants » : observation détaillée Lambersart n°23, apparition du limon gris à malacofaune (unité 2)

localisation de l'observation sur la figure 32

- 1 – formations fluviales : limon, limon sableux, cailloutis d'argile
- les lits limoneux de la partie supérieure sont plus sombres (humifères ?)
- 2 – limon coquillier gris (levé détaillé empêché par le gel de la coupe)
- 3 – sable limoneux brun orangé à petites taches grises (traces de racines), sans stratification apparente ; concentration de manganèse en lignes en partie supérieure
- 4 – limon sableux olive grisâtre (7,5 Y 5/3)

Figure 34 - Lambersart "Les Conquérants": detailed observation Lambersart 23: first appearance of grey shelly loam (unit 2)

observation location: see figure 32

- 1 – fluvial formations: loam, sandy loam, clay gravels; the silty beds in the upper part are darker (humic?)
- 2 – grey shelly loam (detailed section survey precluded by freezing)
- 3 – orangey brown loamy sand with grey mottles (roots marks), no apparent stratification banded magenese concentrations in the upper part
- 4 – greyish olive sandy loam (7,5 Y 5/3)

Hiatus avec fentes de dessiccation et fentes de gel à remplissage minéral

Au sommet de 4, et sous un loess (unités 5 à 8), un hiatus stratigraphique est accompagné de deux types de fentes. La première série est composée de fractures peu profondes (ordre décimétrique), très rapprochées, ouvertes en entonnoir et remplies d'un sédiment grossier, avec quelques cailloutis. Elles sont accompagnées de petites cryoturbations (microbuttes) nettement limitées vers le bas (limite supérieure d'un gel

profond) (figure 36). Des indurations brun sombre occupent souvent la partie supérieure des fentes de gel. Au même niveau apparaissent des fentes plus profondes (plus de 0,5 m et jusqu'au mètre de profondeur), espacées de plus de 10 m (trois fentes observées) et à remplissage de sable. Dans l'une d'elles, des litages verticaux sont perçus (*sand wedge*). Nous ne distinguons pas une éventuelle antériorité de l'un des réseaux par rapport à l'autre. Dans l'axe de la rocade, le niveau est régulier et s'abaisse imperceptiblement vers le nord-est passant de 18,2 à 18,0 m IGN 69.

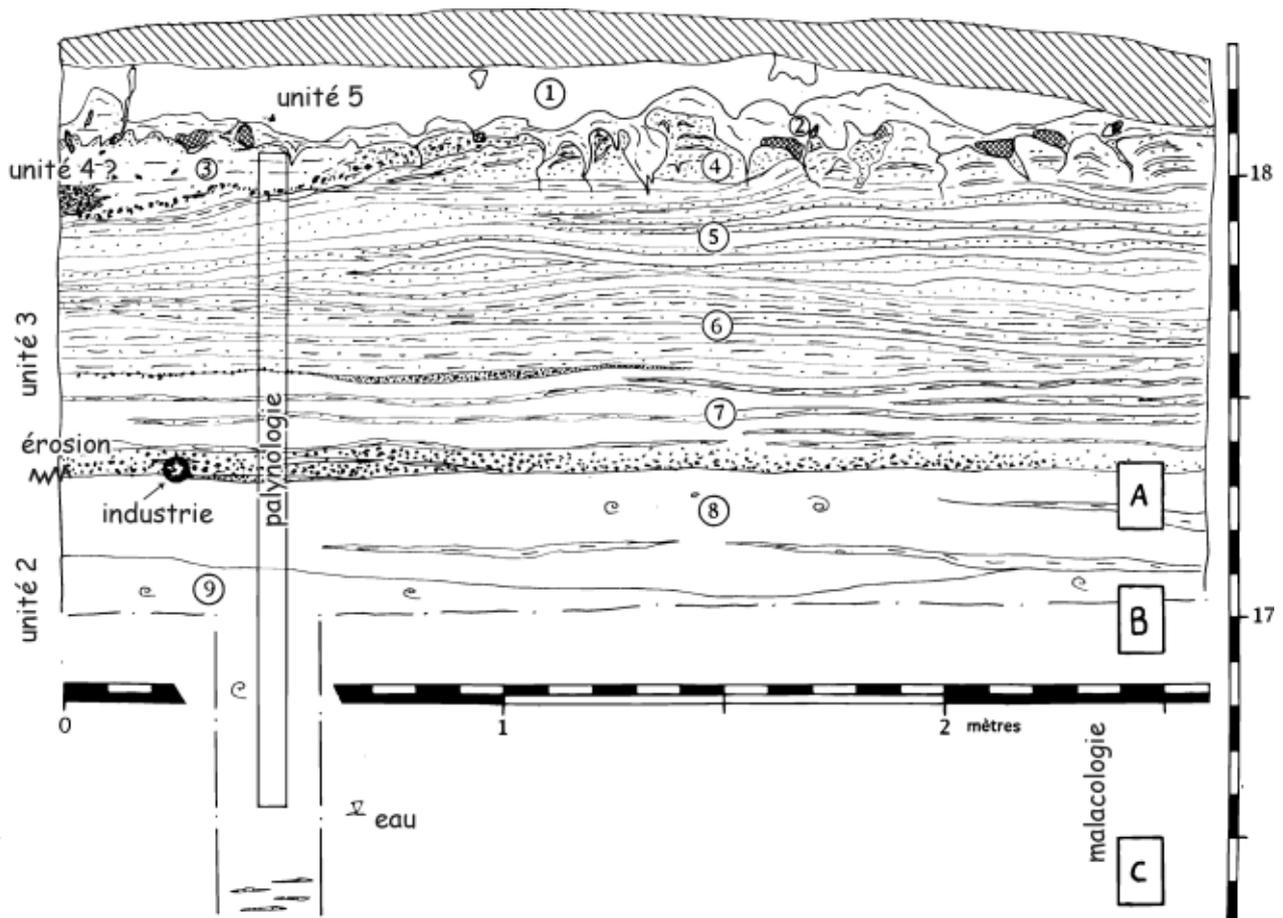


Figure 35 - Lambersart « Les Conquérants » : prélèvements palynologiques et malacologiques

observation 27, localisation sur la figure 3

unités 2 à 5 : voir texte

détail :

- 1 – limon gris, quelques taches brunes, pseudomycélium
- 2 – sable limoneux vert
- 3 – limon sableux, cailloutis d'argile
- 4 – sable avec lits limoneux, petites fentes de gel, cryoturbations
- 5 – lits réguliers (environ 2 cm d'épaisseur) de limon et de sable
- 6 – litages limono-sableux avec quelques lits limoneux
- 7 – litages réguliers de sable limoneux et de limon, cailloutis d'argile à la base
- 8 – limon brun (10 YR 6/4), quelques lits limoneux jaunâtres, malacofaune
- 9 – limon gris brunâtre (10 YR 6/4), malacofaune, apparition vers le bas, en limite d'observation, de lits minces et irréguliers de sable grossier

Figure 35 - Lambersart "Les Conquérants": palynological and malacological samples

observation 27: location figure 3

units 2 to 5: see texte

detail :

- 1 – grey loam, with a few brown spots, pseudomycelium
- 2 – green loamy sand
- 3 – sandy loam, clay gravels
- 4 – sand with loamy layers, small frost cracks, geliturbation
- 5 – sand and loam regular layers (about 2 cm thick)
- 6 – sandy loam layers with loam layers
- 7 – loamy sand and loam regular layers, clay gravels at the bottom
- 8 – light brown (10 YR 6/4), loam, few yellowish loam layer, mollusc
- 9 – light brown (10 YR 6/4), loam, mollusc, at the lower part, irregular and thin coarse sand layers

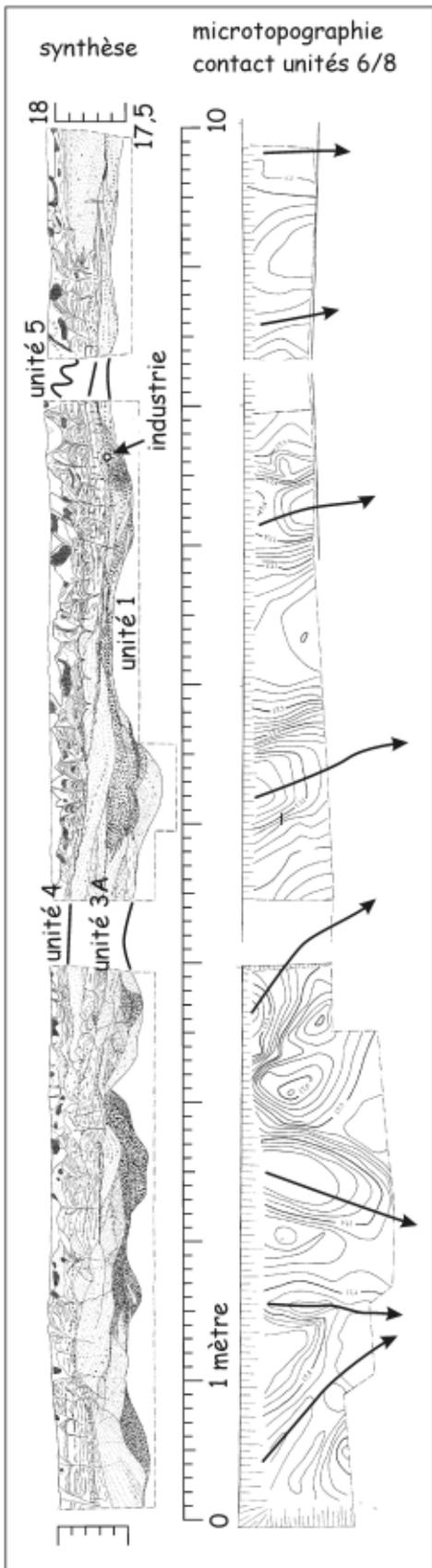


Figure 36 - Lambersart « Les Conquérants » : ravines comblées par l'unité 3A
 observation 22, localisation sur la figure 32
 microtopographie des ravines : courbes de niveau à équidistance de 2 cm, en mètres IGN69, de la base des ravines (C. Benoît, INRAP) et indication du sens probable d'écoulement

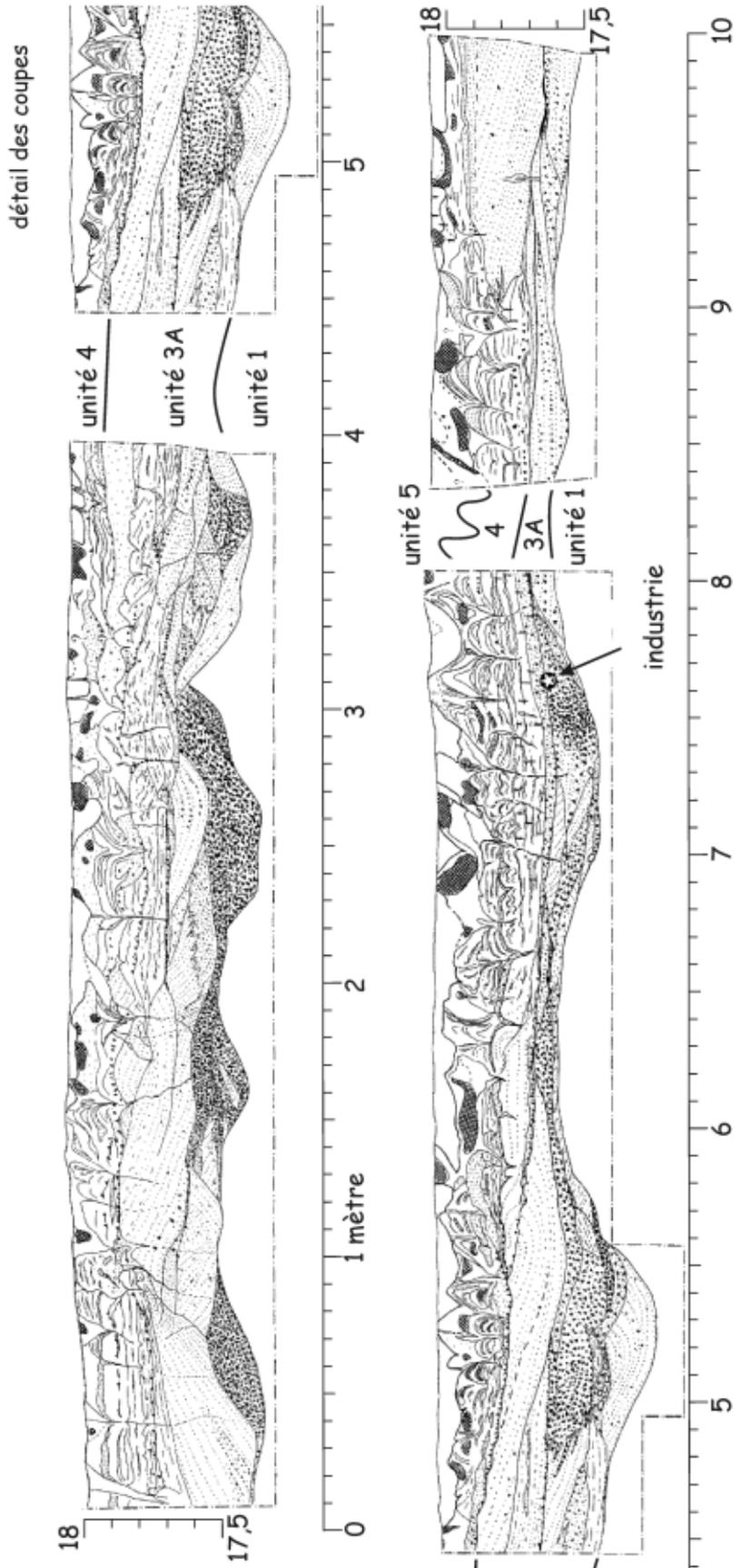


Figure 36 - Lambersart « Les Conquérants » : gullies infilled by unit 3A
 observation 22, location figure 32
 microtopography of the gullies : 2 cm equidistant contours lines, in meters IGN69 survey (C. Benoît, INRAP) and probable direction of flow

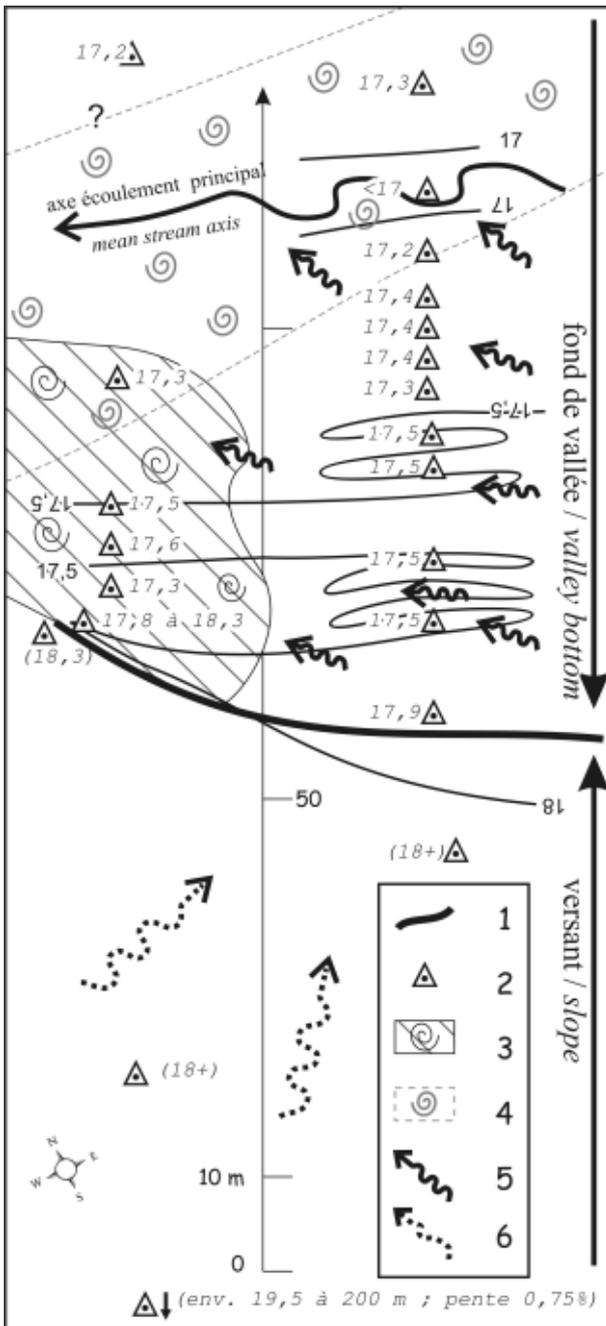


Figure 37 - Langersart « Les Conquérants » : développement spatial des unités 2 et 3 et topographie de la base de l'unité 3

- 1 – limite méridionale du développement continu de l'unité 3 en épandage ou en ravines
- 2 – altitude minimale, dans chaque coupe, de la base de l'unité 3 (entre parenthèse, vers le sud, altitude de la limite érosive sur versant)
- 3 – limon coquillier 3B (interstratifié avec l'unité 3A)
- 4 – limon coquillier 2 (sous l'unité 3)
- 5 – sens d'écoulement probable lors de la mise en place de l'unité 3A
- 6 – érosion et écoulement sur le versant

Figure 37 - Langersart "Les Conquérants": spatial development of the units 2 and 3, and topography of the base of unit 3

- 1 – southern limit continuous development of unit 3 (deposit spread out or in gullies)
- 2 – lowest elevation of the base of unit 3 in each every cross-sections (in brackets, towards the south, elevation to the base of erosion on slope)
- 3 – shelly silt 3B (interbedded with the unit 3A)
- 4 – shelly silt 2 (under unit 3)
- 5 – probable direction of flow during the deposition of the unit 3A
- 6 – erosion and slope wash



Photo 2 - Langersart « Les Conquérants » : unité 3 figure 36, petites ravines

Photo 2 - Langersart "Les Conquérants": unit 3, figure 36, small gullies



illustration hors texte - Christophe, Philippe, Laurent...

Unités 5 à 8 : loess typique

Le loess typique est épais de plus de 4 m. Au sommet, l'unité 8 est brun jaunâtre, décarbonatée et affectée par la pédogenèse. Toutes les autres unités loessiques sont calcaires (de 12 à 15 % pondéral), avec de fréquentes recarbonatations parfois très abondantes sous forme de « poupées » ou de « pseudomycélium ». Les unités 5 à 7 se différencient par les variations de couleurs et quelques figures cryogéniques soulignées par l'oxydoréduction. La coloration brun jaunâtre de l'unité 7 est perturbée par des taches larges et irrégulières grises et orangées. Dans l'unité 6, les concentrations d'oxydes ferreux et ferriques, qui se devinaient déjà à travers les marbrures de l'unité 7, s'organisent soit sous forme de bandes accompagnées de concentration de manganèse, soit sous forme de polygones quadrangulaires de 10 à 20 cm de large. Ces

cellules sont oxydées sur les bords et réduites au centre. Elles sont bien visibles sur une forte épaisseur, bien que déformées par le talus routier. Les bandes ferriques sont diffuses. Il est possible d'en compter toutefois trois, mais seule la plus profonde et la mieux marquée (entre les unités 5 et 6) peut être facilement suivie de proche en proche. Elle est parfois légèrement déformée par des ébauches de fentes ou une légère cryoturbation. L'unité 5 se distingue nettement par son caractère de gley : forte réduction (coloration gris bleu), accompagnée de langues ou de marbrures brun sombre indurées avec quelques traces de cryoturbations. Les poupées y sont absentes mais le pseudomycélium abondant. Quelques cailloux d'argile yprésienne apparaissent sporadiquement au bas de l'unité. L'unité 5 peut présenter une composante sableuse localement importante, en particulier sur le talus ouest.

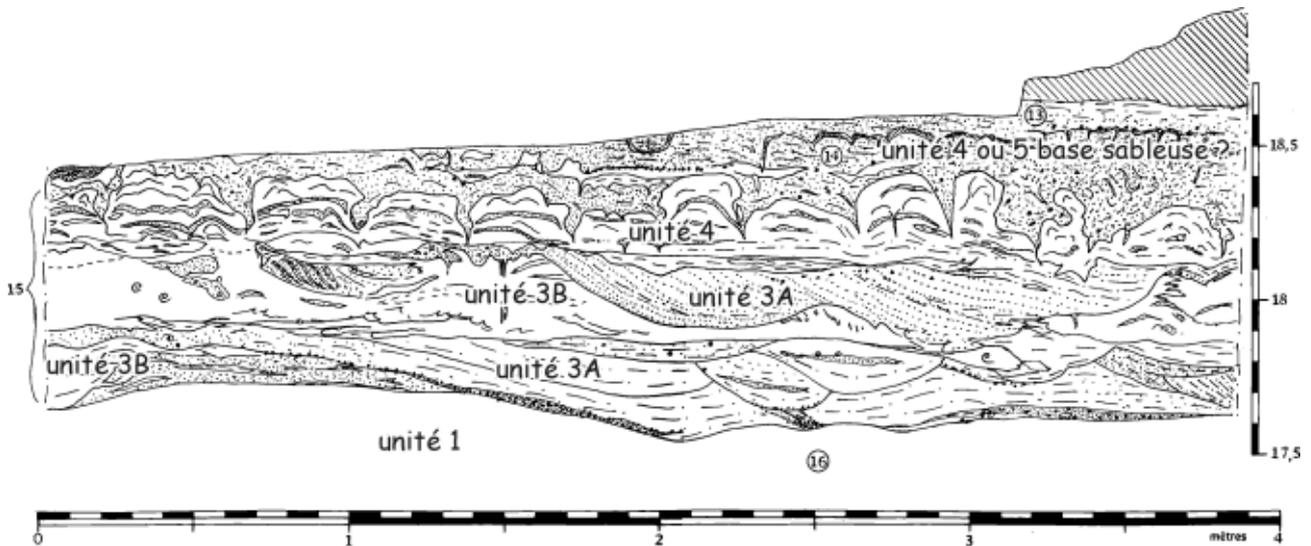


Figure 38 - Lambersart « Les Conquérants » : détail de l'interstratification entre les unités 3A et 3B

observation 6 :

- 13 – sable limoneux vert sombre, aspect moiré
- 14 – limon très sablonneux
- 15 – formation fluviatile avec limon coquillier
- 16 – limon sablonneux

Figure 38 - Lambersart "Les Conquérants": detail of the interbedded units 3A and 3B

observation 6:

- 13 – dark green loamy sand: shimmering appearance
- 14 – very sandy loam
- 15 – fluvial formation with shelly silt
- 16 – sandy silt

3. Palynologie et Malacologie

3.1 Palynologie (unités 2 et 3A, étude A.-V. Munaut)

Les prélèvements palynologiques sont constitués de 7 boîtes de 30 cm et d'un échantillon à la base de la coupe 27, soit 320 cm dans les unités 2 à 4 (unités lithologiques de détail 3 et 5 à 9, figure 35, photo 3). L'ensemble du diagramme (figure 39) est caractérisé par la dominance de *Pinus* et de *Betula* parmi les arbres et la présence de *Picea*, *Alnus*, *Corylus* et *Quercus* et celle plus occasionnelle de *Carpinus* et *Ulmus*. Parmi les plantes herbacées, on constate la présence de plantes héliophiles de caractère steppique telles qu'*Artemisia* et diverses *Asteraceae* (type *Crepis* notamment), de *Chenopodiaceae*, *Cistaceae*, *Plantaginaceae*, ainsi qu'à deux niveaux, *Ephedra*. On trouve aussi des plantes des milieux humides, *Cyperaceae*, fougères de type *Dryopteris*, qu'accompagnent quelques aquatiques (*Sparganium*, *Menyanthes*) et des taxons présents dans les prairies humides : *Apiceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*. On y voit aussi régulièrement *Calluna*, la bruyère acidiphile, *Sellaginella* à distribution arctique alpine, comme certaines espèces d'*Armeria* genre à distribution tempérée et arctique. De tels assemblages, complexes à interpréter vu la diversité de taxons aux exigences écologiques variées, sont souvent caractéristiques de périodes de déséquilibre. Trop tempérées pour appartenir au Pléniglaciaire Weichselien, auquel sont attribués les dépôts sus-jacents et trop froides pour appartenir à un Interglaciaire, ces couches semblent bien disposées durant le Début Glaciaire.

Le profil peut être divisé en deux zones (P1 et P2) sur la base des proportions relatives des arbres et des *Cyperaceae*, la limite correspondant plus ou moins à la fin de l'accumulation des limons coquilliers. On pourrait éventuellement attribuer l'extension des arbres à un artifice lié à la disparition locale d'une cariçaie. Il ne semble pas que cette seule cause liée à une modification édaphique puisse être invoquée. Si on les extrait de la somme de base utilisée pour le calcul des pourcentages, on se rend compte que dans la zone P1, arbres et plantes herbacées voient leurs pourcentages se relever. Dans la zone P2, au contraire, seuls les arbres (*Pinus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*) augmentent et non les herbes. C'est dans la phase 1, au contraire, qu'apparaissent les seuls taxons vraiment indicateurs de froid (*Armeria*, *Sellaginella*). On



Photo 3 - Lambersart « Les Conquérants » : prélèvements palynologiques

Photo 3 - Lambersart "Les Conquérants": palynologic samples

peut donc conclure que la disparition de la cariçaie correspond à une légère amélioration des températures.

Il faut remarquer cependant le cailloutis qui s'intercale à la base de P2 et qui pourrait indiquer un hiatus temporel de durée imprécise, séparant plus nettement les deux phases polliniques observées. La publication du diagramme de Watten (Sommé *et al.*, 1994), prélevé dans des sédiments fluviaux de l'Aa, près de Saint-Omer (Nord, France) où deux interstades du Début Glaciaire ont été observés en superposition, donne l'occasion d'opérer une corrélation éventuelle de l'évolution observée à Lambersart, avec une séquence très comparable, par sa nature et par sa situation géographique. Sur la base de la dominance de *Pinus* sur *Betula*, de la faible importance de *Picea*, il semblerait plus indiqué de rapprocher la zone P1 du Brørup décrit à Watten. Il en est de même si on

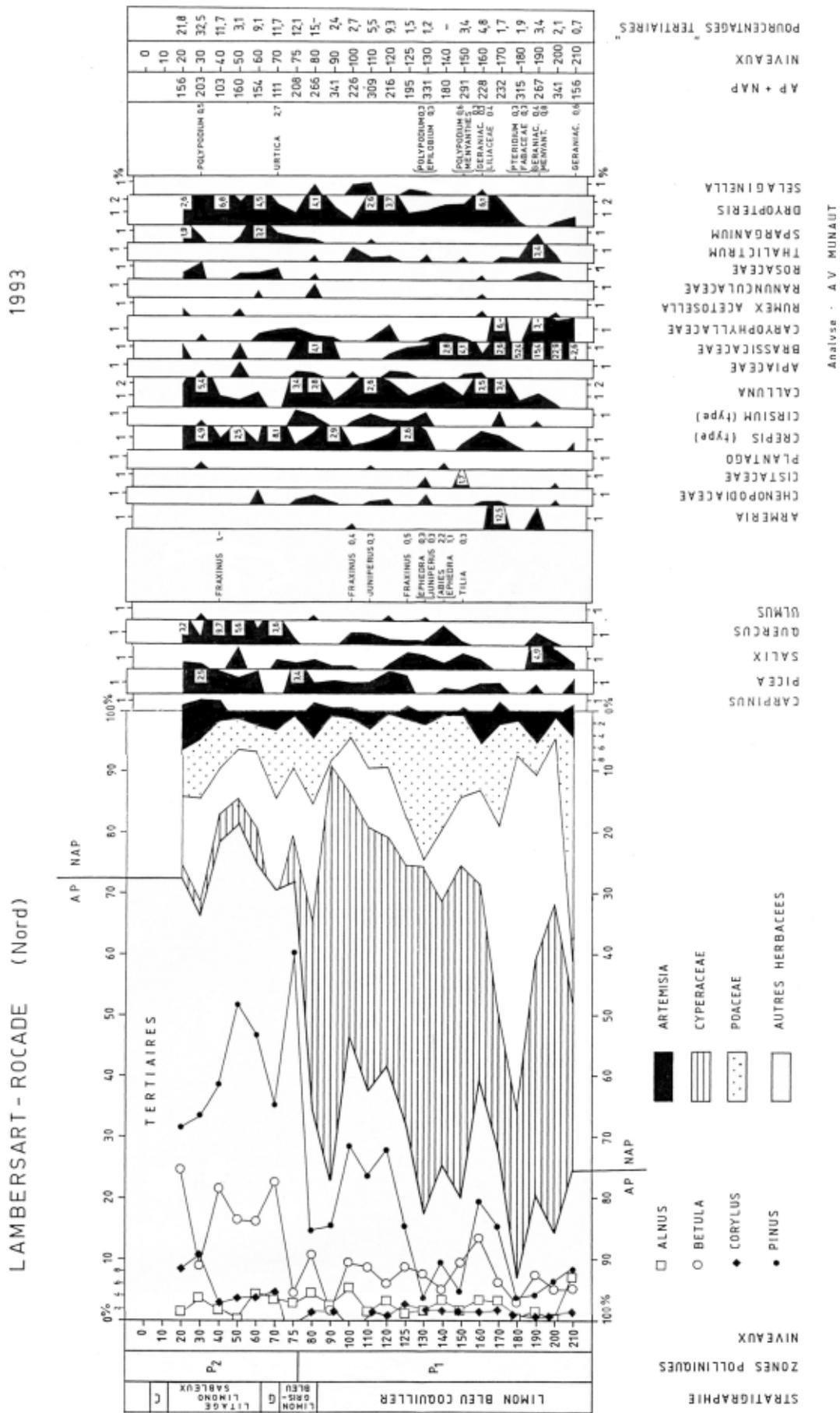


Figure 39 - Lambersart « Les Conquérants » : diagramme palynologique

Figure 39 - Lambersart "Les Conquérants": palynological diagram

considère les plantes herbacées, parmi lesquelles les steppiques ne sont pas abondantes. Or, une des conclusions générales de l'étude multidisciplinaire entreprise à Watten voyait, durant l'interstade d'Odderade, un climat plus sec et plus continental qu'au Brørup plus humide.

Remarquons enfin qu'en raison de la proximité de gisements tertiaires un certain nombre de pollens remaniés étaient présents dans les spectres étudiés (pourcentages indiqués à droite dans le diagramme). L'importance de ces éléments faibles à la base du dépôt s'accroît ensuite légèrement, puis devient majoritaire dans les deux niveaux supérieurs que nous n'avons pas retenus pour cette raison.

3.2 Malacologie (Unité 2, étude N. Limondin-Lozouët)

Trois prélèvements ont été effectués dans l'unité 2 (unités lithologiques de détail 8 et 9, figure 35). Les trois associations recueillies dans le limon du site de Lambersart sont pauvres en espèces mais riches en individus (table 9). Les taxons dominants de ces assemblages sont des espèces à large valence écologique, capables de résister à des conditions climatiques rigoureuses (*Pupilla muscorum*, *Trichia hispida*, *Columella columella*, *Succinea oblonga*) (table 9). Les deux dernières espèces sont de plus particulières aux biotopes très humides de type sol marécageux, leur développement est en bon accord avec la description d'une cariçaie par les données palynologiques. Ces malacofaunes témoignent donc d'un milieu ouvert se développant sous des conditions climatiques froides et humides. Par leurs caractéristiques (diversité faible, effectifs élevés) et leur composition faunistique, ces assemblages pourraient être rapportés au type d'association de phase glaciaire dite « à *Columella columella* » qui correspond à des phases froides assez humides à climat subarctique et végétation de toundra, la température moyenne annuelle étant proche de 0° (Puisségur, 1976).

Cependant, ces associations types ont été définies à partir de sites localisés nettement plus à l'est (Bourgogne, vallée du Rhône) ainsi qu'en référence aux données d'Europe centrale (Puisségur, 1976 ; Ložek, 1964). Or, en position occidentale, les malacofaunes de phase froide sont très appauvries en terme de diversité, seul un petit nombre d'espèces colonisent les aires les plus occidentales de l'Europe (Rousseau, 1989). Par rapport aux faunes types à *C. columella* décrites par Puisségur, les assemblages de Lambersart apparaissent donc beaucoup moins diversifiés et peuvent correspondre à des ambiances climatiques sensiblement

différentes. La présence de *C. columella* dans les malacofaunes très occidentales n'est pas très fréquente. Elle est cependant connue de quelques sites de la bordure atlantique en France, au Havre (Lautridou, 1985), à Bréhat et sur les îles anglo-normandes à Jersey (Rousseau et Keen, 1989). Partout le développement de ces faunes est mis en relation avec des milieux humides pendant un cycle climatique glaciaire.

En Europe centrale, les faunes malacologiques présentent des variations dans leur composition correspondant aux différentes phases climatiques du cycle froid : interstades de Début Glaciaire et pléniglaciaires (Ložek, 2001). À l'Ouest en revanche, le faible réservoir spécifique ne permet pas un enregistrement bien marqué de ces phases. À Villiers-Adam dans le Bassin parisien par exemple, les faunes du Début Glaciaire weichselien ne se distinguent des assemblages pléniglaciaires que par la présence sporadique de quelques espèces formant un cortège secondaire (Limondin-Lozouët et Gauthier, 2003). Les malacofaunes de Lambersart sont globalement représentatives d'une phase glaciaire. Dans le détail, on note pour les deux premiers échantillons (C et B) la présence de quelques taxons secondaires qui permet de proposer un parallèle avec les faunes de Villiers-Adam rapportées au Début Glaciaire.

GE	Espèces	C		B		A	
		nb. ind.	%	nb. ind.	%	nb. ind.	%
5	<i>Pupilla muscorum</i>	157	31,0	150	28,2	31	22,8
	<i>Columella columella</i>	84	16,6	106	20,0	17	12,5
	<i>Vallonia pulchella</i>	0	-	2	0,4	0	-
	<i>Vallonia costata</i>	1	0,2	0	-	0	-
	<i>Vertigo pygmaea</i>	0	-	1	0,2	0	-
7	<i>Trichia hispida</i>	122	24,1	105	19,8	41	30,1
7'	Limaces	32	6,3	42	7,9	6	4,4
8	<i>Succinea oblonga</i>	111	21,9	122	23,0	41	30,1
9	<i>Vertigo genesii</i>	0	-	1	0,2	0	-
10	<i>Anisus spirorbis</i>	0	-	1	0,2	0	-
	<i>Pisidium sp.</i>	0	-	1	0,2	0	-
Effectif total		507	100	531	100	136	100
Richesse spécifique		6		10		5	

Table 9 - Lambersart « Les Conquérants » : liste des malacofaunes

- GE – groupes écologiques
- 5 – terrain découvert
- 7 – mésophile
- 7' – limaces
- 8 – hygrophile
- 9 – palustre
- 10 – aquatique

Table 9 - Lambersart "Les Conquérants": list of the mollusc species

- GE – ecological groups
- 5 – bare land
- 7 – mesophilic
- 7' – slugs
- 8 – hygrophilic
- 9 – marsh
- 10 – aquatic

L'échantillon A livre un cortège beaucoup moins riche tant en espèces qu'en individus qui traduit une phase plus sèche. En première interprétation, il semble qu'il s'agisse également d'une phase plus froide avec une association spécifique comparable aux faunes du Pléniglaciaire. Cependant, l'étude palynologique perçoit au

sommet de l'unité une légère amélioration climatique. Il est donc possible que la réduction des effectifs soit principalement due à un assèchement de la zone. La succession malacologique de Lambersart traduit donc des conditions froides et humides qui évoluent dans l'association sommitale vers un milieu plus sec.

4. Transect partiel : « Les Conquérants » dans le contexte stratigraphique de la vallée

Le transect de la figure 40 permet de replacer le site dans son contexte morpho-stratigraphique. La plupart des sondages utilisés ont été réalisés par le CETE en deux campagnes et enregistrés à la BSS du BRGM. Outre la qualité de réalisation, ces données présentent le double avantage de recouper le site de Lambersart et de

présenter une homogénéité de description. La synthèse lithostratigraphique à l'échelle du versant reste toutefois très délicate. Nous synthétisons observations, corrélations et interprétations dans la table 10. Le transect passant à Lambersart est comparé à d'autres transects et commenté dans la partie II.1-1.3.3.

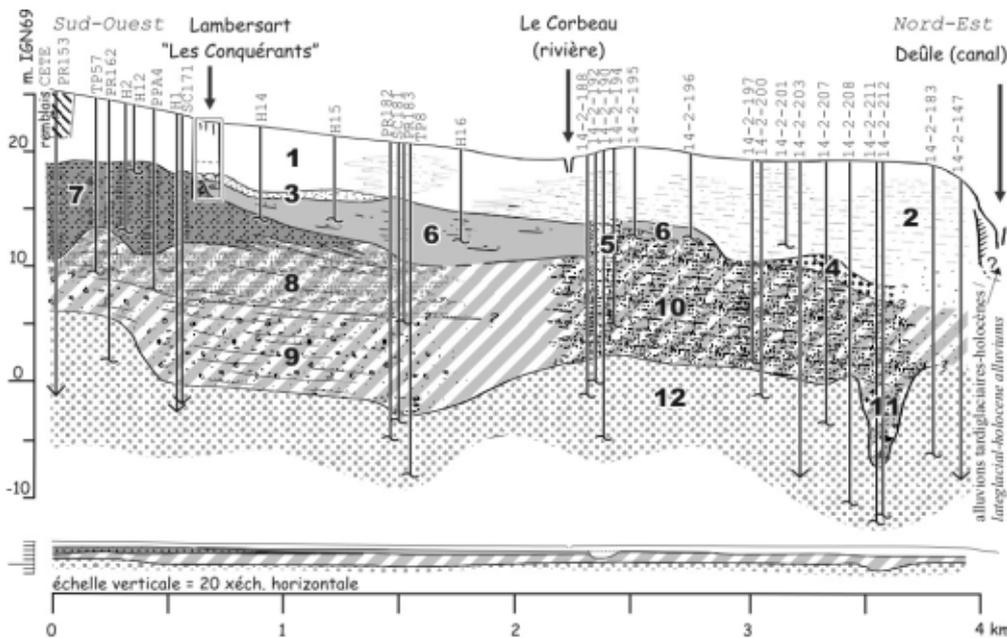


Figure 40 - Transect de la vallée depuis Lambersart «Les Conquérants» jusqu'au canal de la Deûle localisation : voir figure 31

Figure 40 - Valley cross-section: from Lambersart "Les Conquérants" to the Deule canal. location: see figure 31

	lithologie (détails dans le tab. 3) / lithology (details in tab. 3)	interprétation chronologique / chronologic interpretation
1	loess	Pléniglaciaire weichselien / Weichselian pleniglacial
2	limon et sable lité / bedded sand and loam	
3	limon brun jaune à lits sableux / yellow brown loam with sandy beds	transition Début glaciaire/Pléniglaciaire ? / Early glacial/Pleniglacial transition ?
4	sable et graviers de craie / sand and chalk gravels	alluvions pléniglaciaires ? / pleniglacial alluviums ?
5	sable lité / bedded sand	
6	limon plastique gris / grey plastic loam	alluvions début glaciaires / early glacial alluviums
7	limon et sable avec dominante argileuse, concrétions calcaires / loam and sand with clay prevailing, calcareous concretions	dépôts de pente ante-weichselien / ante-weichselian slope deposits
8	sable fin et limon sableux lité / bedded fine sand and sandy loam	alluvions ante-weichseliennes / ante-weichselian alluviums
9	sable, limon sableux et graviers (craie, grès) / bedded sand, sandy loam and gravels (chalk, sandstone)	
10	limon, sable, quelques graviers (silex, craie) et niveaux organiques / loam, sand, few gravels (flint, chalk) and organic layers	
11	sable et graviers de silex abondant / sand and numerous flint gravels	
12	sable et sable grésifié / sand and strengthened sand	bed-rock éocène (sable landénien) / eocene bed-rock (landenien sand)

corrélations stratigraphiques				évolution morpho-sédimentaire			attribution chronologique
Lambersart « les Conquérannts »	Wambrechies « Fort du Vert-Galant »	Sequedin	Seclin « Hôpital »	versant	fond de vallée à proximité du versant	centre vallée	
unité 5 - loess calcaire gleyifié et cryoturbé à concrétion rouilles (à partir de 18 m)	alternance de limon et sable très finement lité, pendage vers la vallée / vers le versant : limon gris panaché à concrétion ferrugineuses	loess calcaire (au dessus de 20 et 21 m)	sable et loess calcaire sableux, lité	dépôt régulier (épais sous le vent) de loess typique	progradation du versant	dépôts de lits de loess et de loess sableux en fond de vallée, petits chenaux méandriformes très mobiles	Pléni-glaciaire supérieur
érosion , cryoturbations		cryoturbation					
unité 4 - formation de limon et sable litée, à fentes de gel, peu épaisse, aux environ de 18 m	?	limon sableux avec nombreuses lignes de petites fentes de gel sur limon lité et cryoturbé	?	dépôt des formations limono-sableuses litées à micro-fentes développement irrégulier sur versant	début progradation du versant ?	dépôt fluviatile limono-sableux en fond de vallée ?	
érosion		érosion		?	légère déflation sur les sédiments fluviatiles sableux	?	Pléni-glaciaire inférieur et moyen
Unité 3 - formation fluviatile épisodique sur le versant, associée à une limite érosive, passant à des dépôts de sable et gravier puis à des lits réguliers de limon et sable dans la vallée ; éléments de grande faune et industrie lithique ; de 18,3 m dans le fond de vallée à moins de 17 m localement	"diluvium" de sable et gravier, localement argile tourbeuse, restes de grandes faunes ; se prolonge sous la forme d'une mince couche sur le versant	sable en stratification oblique, aux environs de 17 m ; mince niveau présent sur le versant vers 18 m	sable et graviers, lits entrecroisés, environ 20,5 à 19,5 m	érosion fluviatile aréolaire (Pays de Weppes) ou en ravines (Mélançois), avec remaniement des sols et de leur contenu en pollens, faune, industrie...	accumulation sédimentaire fluviatile provenant du versant	?	
érosion	érosion	érosion	érosion		érosion	incision ?	
Unité 2 - formation de limon coquillier, calcaire, quelques lits sableux ; mollusques (principalement de terrains découvert et hygrophile) et enregistrement pollinique de carrique attribués à une phase froide du Début glaciaire (apparaît sous 17,4 m et se prolonge au-delà de 16,5 m)	limon gris bleuâtre, calcaire, coquillier, quelques lits de sables, mollusques (Lymnées, Succinées) ; restes végétaux de chêne et d'if	limon gris bleu compact calcaire à coquilles, brunâtre à la partie supérieure (apparaît sous 17 m)	limon bleu avec débris organiques (sous 19,5 m), quelques lits sableux, présence de petites fentes de gel	colluvions et pédogénèses	dépôts limoneux, caractère humide et épisodiquement fluviatile ; très probables diachronismes et variations d'environnements (fond vallée/système chenalisé) au sein de cet ensemble (érosion préalable ?)		Début glaciaire

Table 10 - Transect partiel de la vallée depuis Lambersart : stratigraphie, description et interprétation

Table 10 - Partial cross-section of the valley from Lambersart "Les Conquérannts": stratigraphy, description and interpretation

I.3 - Lille « rue du Palais Rihour »

1. Résumé

1.1 Contexte

La fouille de Lille « rue du Palais Rihour » en 2008 (figure 30, n° 2) a été motivée par l'étude de la Tour de l'Angèle, partie de l'enceinte urbaine du 14^e au 17^e siècle construite dans le fond de vallée humide de la Deûle (Cercy *et al.*, 2012). Un sondage profond à la pelle mécanique a permis de traverser les alluvions et d'atteindre la craie (BDLD n° 908 et 909).

1.2 Résultats

Une partie peu profonde d'un chenal tardiglaciaire (près d'un bord ?) a pu être observée. La base tourbeuse du comblement est datée du Dryas récent ($10\,691 \pm 71$ BP soit $12\,637 \pm 56$ Cal BP). Le reste du comblement est composé d'un remaniement de tourbe (datée de l'Allerød) et surtout d'un dépôt fluviatile de limon à graviers, toujours attribué au Dryas récent. Après un long hiatus, une sédimentation tourbeuse reprend à l'Atlantique et se poursuit jusqu'au Subatlantique jusqu'à l'aménagement de la zone (fortifications), indiquant la lente remontée de la nappe dans la vallée et son envahissement par la sédimentation organique pendant l'Holocène.

Part of a shallow Lateglacial channel (near a bank?) has been observed. The peaty infilling base is dated to the Younger Dryas (10691 ± 71 BP, i.e. 12637 ± 56 Cal BP). The rest of the fill is composed of reworked Allerød peat (the erosive base) but primarily by a gravely fluvial loam attributed to the Younger Dryas. After a long hiatus, peat sedimentation resumed in the Atlantic and continued to the Subatlantic up to the disturbed zone (fortifications). This indicates a slow rise in the water table and the deposition of an organic layer across the valley during the Holocene.

1.3 Problématiques

Lille « rue du Palais Rihour » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- cours d'eau du Tardiglaciaire et en particulier Dryas récent (*cf.* partie II.3-1.) ;
- évolution holocène des fonds de vallée (*cf.* partie II.3-2.) ;
- interaction zone humide / activité anthropique.



Photo 4 - Lille « rue du Palais Rihour » : observation 2, partie inférieure

Photo 4 - Lille "rue du Palais Rihour": observation 2, lower part

2. Données et étude

2.1 Description lithologique

Observation figure 41 et photo 4 :

- 1 – craie fragmentée (blocs d'environ 7 à 10 cm) dans une pâte crayeuse
- 2 – gravier de craie dans une pâte crayeuse
- 3 – passe à un gravier fin (amorce d'un chenal ?)
- 4 – gravier grossier abondant dans une matrice limoneuse
- 5 – limon lité sablonneux, gravier de craie, vert très clair avec quelques zones oxydées en partie supérieure ; très discrets litages
- 6 – limon tourbeux finement lité, quelques graviers de craie, malacofaune, un bois flotté daté de $10\,691 \pm 71$ BP (Erl-11526)
- 7 – limon brun clair avec des paquets tourbeux remaniés, présence de craie, localement très abondante en lits ; un paquet tourbeux daté de $11\,526 \pm 94$ BP (Erl-15395)
- 8 – limon vert très clair, plastique, lité (limon, sable, graviers de craie) ; localement lits épais de gravier
- 9 – limon plastique gris très sombre, presque noir en partie supérieure (semble s'épaissir un peu avec une coloration plus marquée vers l'est : amorce d'un chenal ?).
- 10 – tourbe, datée de $7\,320 \pm 60$ BP (Erl-15397)
- 11 – alternance de tourbe litée, avec malacofaune, et de sédiment travertineux jaune avec malacofaune très abondante ; limite érosive avec 10
- 12 – id. dominante tourbeuse
- 13 – tourbe fibreuse ; une date sur tourbe à $2\,488 \pm 46$ BP (Erl-15398)
- 14 – tourbe, un peu plus sombre que sous-jacente, malacofaune abondante, un lit travertineux à la base, datée de $1\,570 \pm 45$ BP (Erl-15399) ; semble perturbée vers le nord avec injection de sédiment provenant de 15
- 15 – sablon bleu verdâtre avec « paquets » limoneux gris clair ; latéralement, passe à 16
- 16 – tourbe limoneuse évoluée avec nombreux paquets épars de limon et sablon bleu vert très clair, débris de coquilles, nombreux petits agrégats limoneux bleu-vert clair
- 17 – id. 16, un peu plus sombre, et moins évolué, nombreuses inclusions grises et bois (fascines ?)
- 18 – limite diffuse avec 17, caractère fibreux et tourbeux plus franc en partie supérieure, malacofaune (non brisée)
- 19 – limon plastique bleuté clair, présence de zones horizontales plus sombres bien distinctes, charbon de bois abondant, inclusions de craie, parfois massives ; les éléments inclus ne semblent pas structurés mais sont répartis dans la masse
- 20 – non levé, indifférencié : structures, éléments anthropiques abondants, remaniements par la pelle mécanique

prélèvements samples	n°labo	date BP	±	μ CalBP	±	date AD 1 sigma
unité 6 PR2, petits bois flottés / <i>small drifted woods</i>	Erl-1596	10691	71	12637	56	10752-10648 av. J.-C.
unité 7 PR1, tourbe remaniée / <i>reworked peat</i>	Erl-1595	11526	94	13360	92	11503-11332 av. J.-C.
unité 10 PR3, tourbe / <i>peat</i>	Erl-1597	7320	60	8127	74	6232-6097 av. J.-C.
unité 13, tourbe / <i>peat</i>	Erl-1598	2488	46	2574	94	767-542 av. J.-C.
unité 14 PR7, tourbe / <i>peat</i>	Erl-1599	1570	45	1463	50	429-537 apr. J.-C.

Table 11 - Lille « rue du Palais Rihour » : datations par radiocarbone

radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

Table 11 - Lille "rue du Palais Rihour": 2008, radiocarbon dates

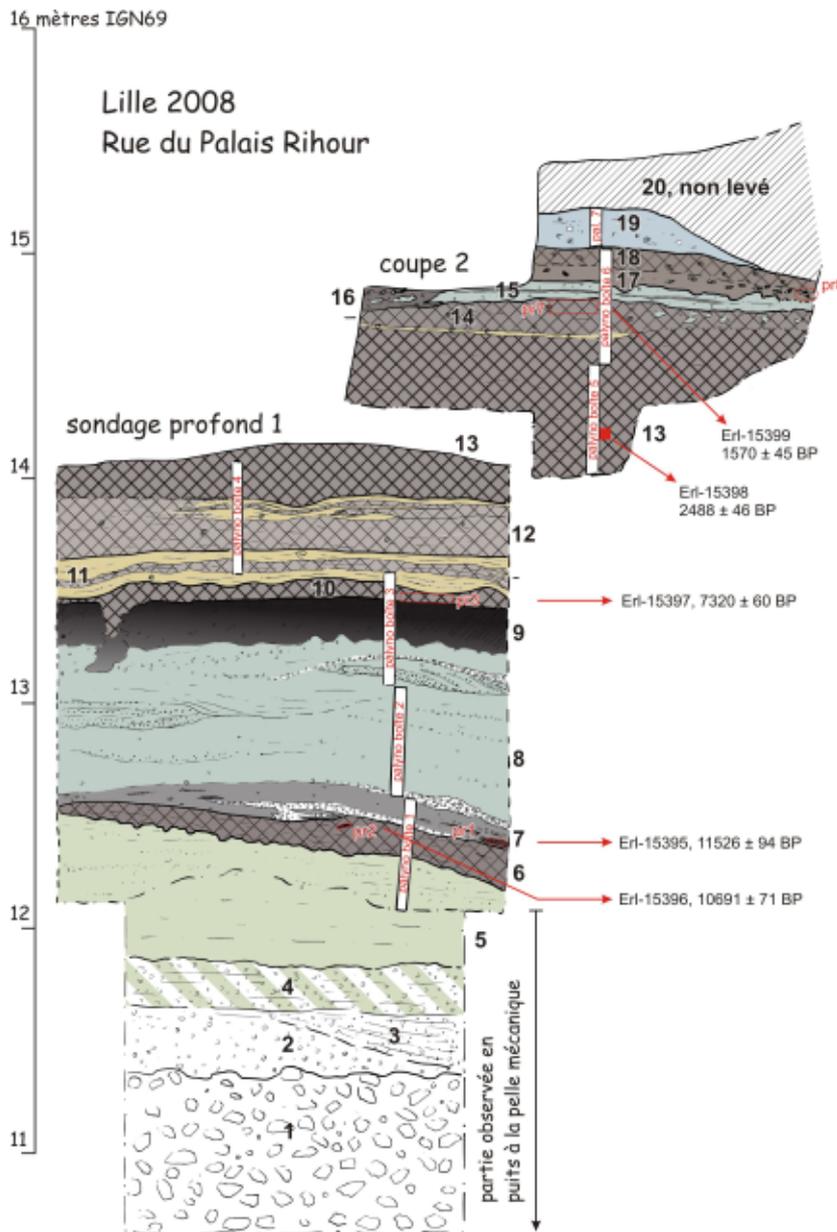


Figure 41 - Lille « rue du Palais Rihour » : localisation des prélèvements palynologiques et des datations par radiocarbone

description détaillée : partie 2.1

Figure 41 - Lille "rue du Palais Rihour": palynologic and radiocarbon samples location

detailed description: part 2.1

2.2 Datations par radiocarbone

Cinq dates radiocarbone ont été effectuées (table 11). La succession des dates est cohérente à l'exception de la base de l'observation où la date à 10 691 BP (bois flotté dans l'unité 6) précède la date à 11 526 BP (paquet tourbeux dans l'unité 7). Initialement attribuée à la fin de l'Allerød, la date de 10 691 BP place la base tourbeuse dans une première partie du Dryas récent. La date à 11 526 BP, plus ancienne, a été faite sur un paquet tourbeux nettement remanié dans un dépôt avec graviers de craie grossier. Nous sommes donc en présence du remaniement d'une tourbe tardiglaciaire (Allerød) associée à un comblement de chenal au cours du Dryas récent par l'unité 8 (limon à graviers de craie).

À l'issue du comblement, la zone sondée n'est plus en chenal et un long hiatus sédimentaire permet la constitution d'un horizon de sol (unité 9).

La sédimentation travertineuse et tourbeuse reprend à l'Atlantique (unité 10, date à 7 320 BP) et continue jusqu'au Subatlantique (sommet de la tourbe, unité 14, datée à 1 570 BP, soit 5^e ou 6^e siècle apr. J.-C. en date calibrée). Les trois dates effectuées dans la formation tourbeuse (unités 10 à 14) permettent de constater un taux sédimentaire relativement modéré.

Au-dessus de ces unités, l'environnement change avec des apports limoneux et une présence humaine de plus en plus forte (inclusions diverses, aménagements).

2.3 Palynologie (étude M. Boulen)

2.3.1 Méthode

La méthodologie (richesse pollinique, fiabilité des niveaux, taxons écartés) et la présentation détaillée des palynozones se trouvent dans les documents en annexe (référence BDL n° 908 et 909). Le diagramme palynologique (figure 42) est suivi d'une présentation plus synthétique, en se concentrant sur certains groupes de taxons seulement (figure 43). Les plantes hygrophiles et aquatiques sont largement prépondérantes tout au long de la séquence. Parmi les aquatiques, on recense *Potamogeton*, *Sparganium*, *Myriophyllum spicatum*, *Typha angustifolia* et *latifolia*, *Nymphaea*, *Nuphar*, *Hydrocharis* et *Lemna* (potamot, rubanier, myriophylle, les massettes, les nénuphars, hydrocharis et lentilles d'eau). Les plantes hygrophiles sont représentées par les *Cyperaceae*, *Equisetum*, *Filipendula* et *Lythrum* (cypéracées, prêles, filipendule et salicaire).

Les grandes variations des hygrophytes venant masquer la représentation des autres taxons, en l'occurrence ceux relatifs à l'incidence de l'activité humaine, nous avons choisi ici de les sortir de la somme de base pour le calcul des taux relatifs aux groupes suivants (figure 43) :

- partie I, les essences forestières (témoins des boisements), où l'on trouve *Acer*, *Fraxinus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia* et *Ulmus* (respectivement érable, frêne, hêtre, charme, chêne, tilleul et orme) ;
- partie II, les indices d'agriculture tels les céréales et les messicoles comme *Centaurea cyanus* (le bleuet) ;
- partie III, les autres indicateurs de l'activité anthropique : les rudérales, où l'on distingue deux groupes : les taxons classiquement reconnus comme des rudérales (« rudérales 1 ») et ceux dont certaines espèces seulement sont considérées comme telles (« rudérales 2 »). Dans le premier groupe, on répertorie *Plantago lanceolata* et *major/media*, *Artemisia*, *Urticaceae*, *Rumex*, *Polygonum bistorta* / *viviparum* et *Carduus* type (le plantain lancéolé, majeur et/ou moyen, les armoises, orties, oseilles, renouées serpentinaire et/ou vivipare et chardons) ; dans le second, se distinguent *Plantago* sp., *Polygonum* sp., *Polygonaceae*, *Centaurea jacea* et *Centaurea* sp., *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae* et *Caryophyllaceae* (autres plantains, renouées, centaurée jacée et autres, les chénopodiacées, brassicacées et caryophyllacées).

2.3.2 Interprétation

L'étude de l'ensemble de la séquence a pu fournir des résultats fiables pour la base (zone 1) et la partie supérieure (zones 2 à 4), les niveaux intermédiaires (entre 235 et 90 cm de profondeur) s'étant révélés stériles ou non-fiables. La proportion d'échantillons stériles ou non fiables est étonnante au regard du caractère tourbeux du sédiment (170 à 90 cm) et de la très bonne conservation observée dans des terrains proches de même nature et même âge (Lille, Riviérette) (Deschodt *et al.*, 2006b). Une explication possible est la présence d'une paroi moulée ancienne, proche de la coupe, qui a dû nécessiter un rabattement de nappe. Ce dernier a pu provoquer une oxygénation et une détérioration au moins partielle des grains de pollens des unités tourbeuses.

Zone 1 (échantillons 285 à 260)

Les associations en présence (forêt claire de pins et bouleaux) sont le reflet d'une végétation de phase froide. Quelques mésothermophiles témoignent cependant d'une tendance au réchauffement.

Nous pouvons individualiser deux phases : entre 285 et 275 (couche 6), puis de 270 à 260 (couche 7).

La première est représentée par une association bouleau et pin dans un contexte humide où se développent des hygrophytes et des plantes aquatiques. Certaines poacées peuvent ici prendre part à la prairie humide. Parmi les herbacées, nous notons la présence de l'association *Artemisia* et *Rumex* qui ne sont pas à considérer ici comme des rudérales mais comme des steppiques. Les autres plantes qui pourraient être classées parmi les rudérales ne sont reconnues qu'au niveau de la famille. Parmi celles-ci, certaines espèces seulement sont effectivement des rudérales. La présence de ces familles dans un contexte ancien n'implique donc pas nécessairement une occupation humaine.

Cette végétation, avec quelques indices steppiques dans une forêt claire de pins/bouleaux et l'enregistrement de quelques mésothermophiles, nous positionnerait dans le courant du Tardiglaciaire (Munaut et Defgnée, 1997 ; Munaut *et al.*, 1995 ; Munaut, 2001). La datation du sommet de la couche, à $10\,691 \pm 71$ BP, nous place dans une première partie du Dryas récent.

Le dépôt de la couche 7, avec une date à $11\,526 \pm 94$ BP légèrement antérieure à la précédente, résulte de la reprise de sédiments

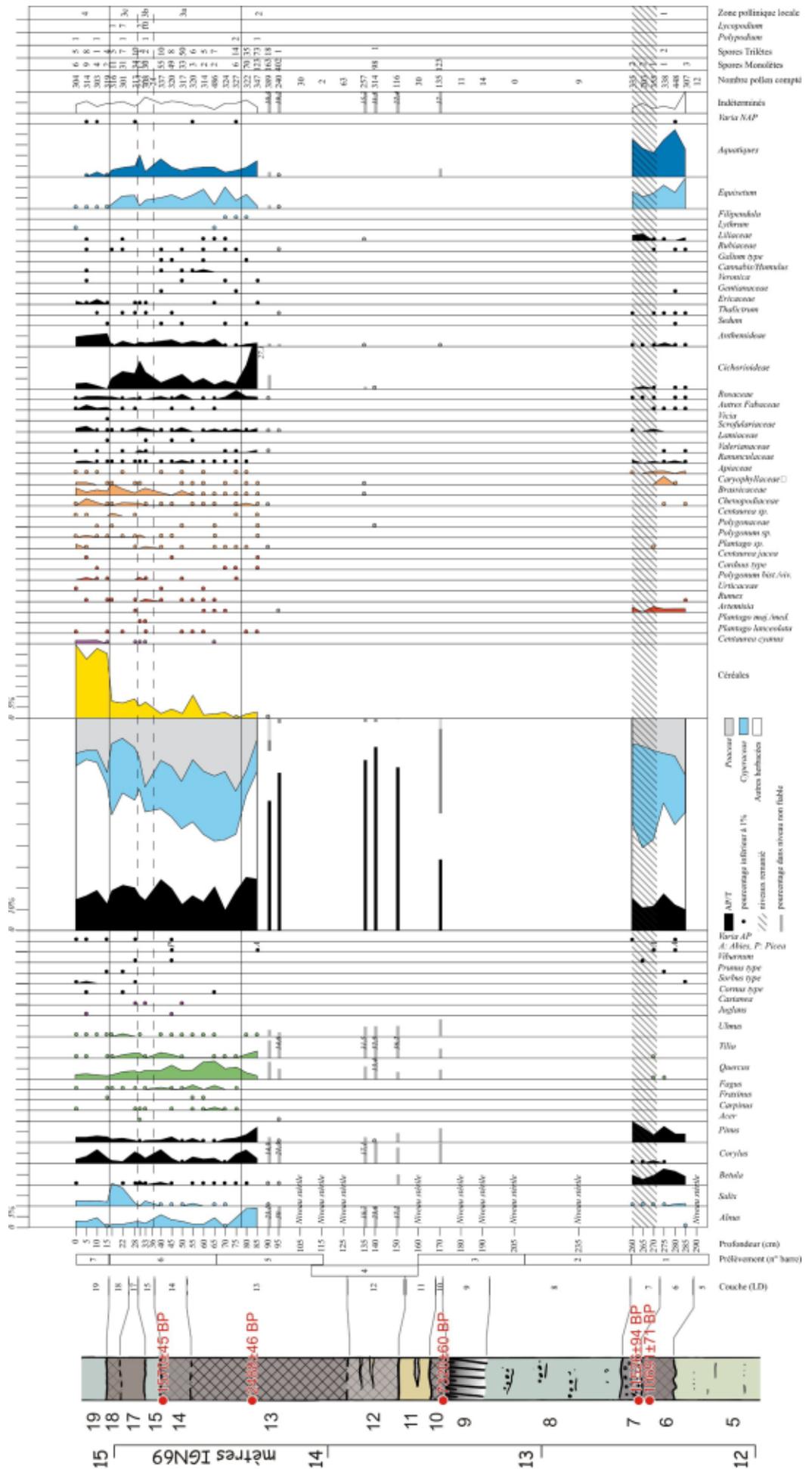


Figure 42 - Lille « rue du Palais Rihour » : diagramme pollinique

Figure 42 - Lille "rue du Palais Rihour": 2008, pollen diagram

plus anciens. Les spectres polliniques correspondants ne sont alors pas là à leur place. Ils sont néanmoins assez similaires à ce qui est enregistré dans la couche 6.

Échantillons stériles et non fiables (235 à 90)

L'échantillon 170 ne peut donner lieu à une interprétation fiable, mais nous pouvons néanmoins noter la présence d'une chênaie à orme et tilleul.

De même, les échantillons 150 à 135 témoignent d'une chênaie à tilleul et de la présence d'une aulnaie. Leur non-fiabilité nous incite à être prudent sur une attribution chronologique, mais ces milieux sont néanmoins comparables à ceux qui caractérisent l'Atlantique. Cette chronozone est perçue de manière relativement homogène dans l'ensemble des séquences ; elle est en l'occurrence très bien documentée par une séquence particulièrement détaillée provenant de Valenciennes, au lieu-dit « l'Étang du Vignoble » (partie I.19-) (Boulen *et al.*, soumis).

Zone 2 (échantillons 85 et 80)

Nous sommes ici dans un environnement marqué par l'activité humaine, néanmoins encore relativement discrète ; en dehors des classiques céréales et rudérales, la prépondérance de l'association poacées / cichorioidées caractérise les contextes archéologiques où ces taxons se retrouvent souvent majoritaires (Bui-Thi, 1984), l'hypothèse d'une conservation différentielle ayant été écartée. Cette installation s'inscrit dans un contexte où l'on perçoit les échos d'une aulnaie en fond de vallée et d'une forêt à tilleul, chêne et orme qui se développerait sur les versants. L'absence de pollen de hêtre associé à cette formation nous poussait à considérer ces niveaux comme datant du Subboréal, cette essence ne commençant à être enregistrée régionalement qu'à partir du Bronze final, soit la fin de la chronozone (Praud *et al.*, 2007a ; Boulen, 2011b). Une datation à $2\,488 \pm 46$ BP nous place durant l'âge du Fer, soit au Subatlantique, renforçant l'hypothèse d'une arrivée tardive du hêtre dans la région.

Zone 3 (échantillons 75 à 17)

Dans la zone 3, nous observons un envahissement par une prairie humide et les indices d'une activité humaine de plus en plus importante.

L'enregistrement de la zone 3a (échantillons 75 à 40) semble relativement stable à l'exception d'une forte augmentation des céréales à -55 cm. Ce pic est ponctuel et nous serions tentés de le considérer comme un « accident », un apport ponctuel dû à une utilisation par l'homme, qui correspondrait à la fine passée observée dans la stratigraphie. Cependant, ce maximum s'inscrit dans une phase de défrichement marquée par un recul de la chênaie perçu dès -60 cm qui précède donc le pic de céréales. De plus, ce même phénomène est observé dans la séquence prélevée au lieu-dit « la Rivière » dans les niveaux également antiques (Deschodt *et al.*, 2006b).

Dans la zone 3b, phase où les indicateurs d'humidité locale marquent un net recul ponctuel, l'activité anthropique semble s'intensifier ; la forêt subit de nouveaux défrichements et l'enregistrement des éricacées témoigne d'une dégradation des sols (Behre, 1998).

Durant la zone 3c, les conditions locales redeviennent très humides, avec le nouveau développement des hygrophytes et des aquatiques et la recrudescence du saule. L'activité humaine s'intensifie, provoquant ainsi de nouveaux défrichements.

Sur cette zone 3, l'anthropisation de plus en plus marquée, associée aux essences enregistrées de manière continue, nous positionne durant le Subatlantique.

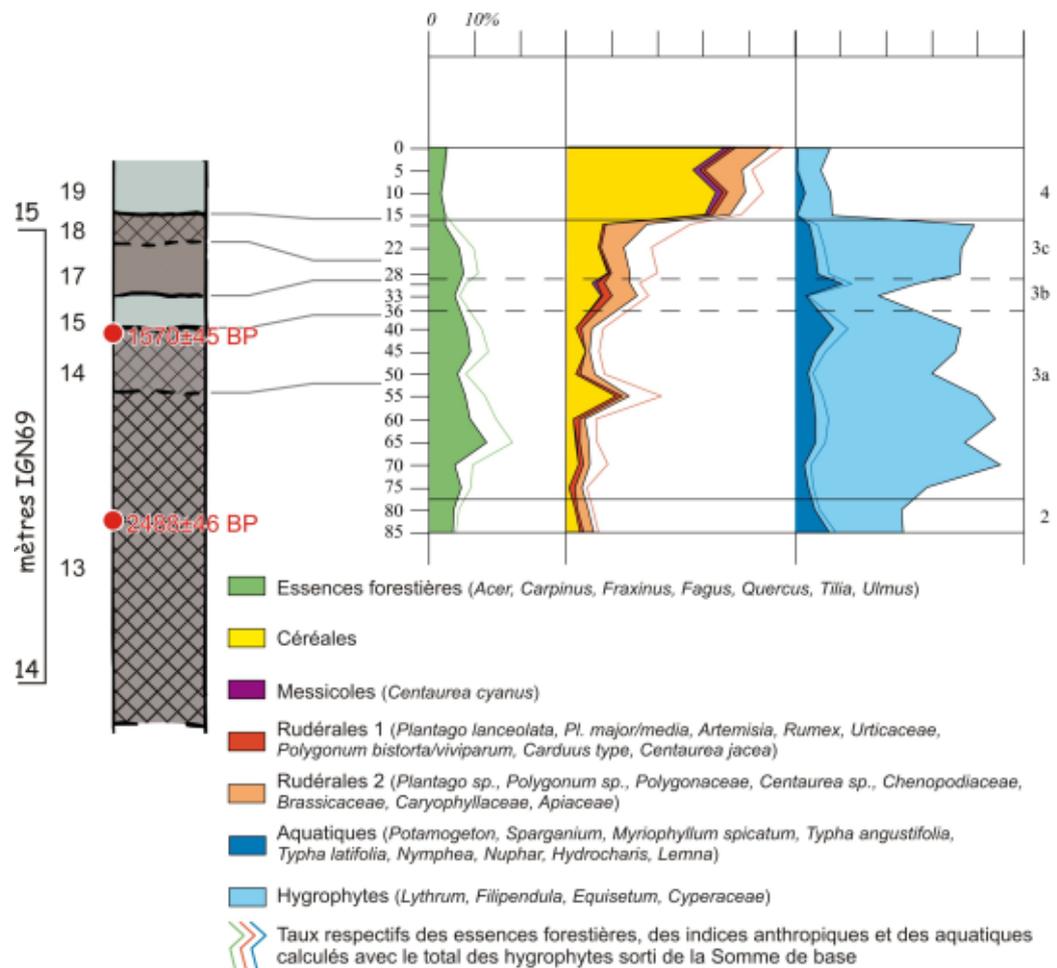
Zone 4 (échantillons 15 à 0)

La strate arborée est maintenant très faiblement perçue ; de plus, l'essence la mieux représentée est le noisetier, héliophile et marqueur d'ouverture du paysage. Les éricacées, de nouveau bien présentes, viennent corroborer l'hypothèse d'une dégradation de la forêt.

Par ailleurs, les conditions hydriques se sont nettement améliorées ; nous sommes maintenant dans une phase bien plus sèche que précédemment.

Enfin, l'explosion des valeurs de céréales ne peut être le seul témoignage d'une activité agricole, même importante, et nous incite à nous interroger sur la nature même de cette couche.

Nous pouvons retrouver des pourcentages comparables dans des lieux de stockage et de traitement des récoltes, bien sûr, mais également, et de manière encore plus prononcée, dans le cas de structures type latrines. Dans de tels contextes, un assemblage type (céréales / poacées / brassicacées



/ chénopodiacées) atteint des valeurs comprises entre 50 et 90 % (Leroyer, 1986 ; Bouchet et Leroyer, s. d.). Dans notre cas, cet ensemble cumule 53 % tandis que les spectres polliniques enregistrent par ailleurs assez bien une image du paysage environnant. Nous pouvons alors envisager un dépôt un peu intermédiaire, de type épandage (de boues,

de vidange de latrines...) qui enregistrerait alors à la fois les spectres polliniques des latrines dont il proviendrait et la végétation environnante. Nous retrouvons ce même cas de figure dans la ville de Reims où une couche d'origine similaire scelle le site (Boulen, 2013). Il s'agit d'une hypothèse à étayer à l'aide d'autres analyses.

3. Synthèse chronostratigraphique et paléoenvironnementale

L'étude lithostratigraphique associée aux analyses palynologiques et dates radiocarbones permet de synthétiser les données sous la forme suivante (figure 44).

Pléistocène

Phase 1 : Le premier dépôt rencontré sur la craie est un gravier de craie lité (unité 3).

Phase 2 : Les dépôts sont par la suite moins grossiers (unités 4 et 5). Ils sont interprétés comme des formations fluvi-éoliennes de la fin du Pléniglaciaire weichselien.

Pléistocène, Tardiglaciaire

Phase 3 : Après un hiatus qui couvre une grande partie du Tardiglaciaire, un limon tourbeux à petits débris végétaux daté du début du Dryas récent (unité 6) se dépose à l'endroit du sondage. Nous sommes vraisemblablement dans un chenal dont l'axe se situe légèrement plus à l'est.

Phase 4 : À la suite du dépôt tourbeux, des alluvions hétérogènes (limon, graviers de craie et tourbe remaniée) se déposent dans un contexte hydrologique actif. Des paquets de tourbes remaniées (unité 7) sont datés de l'Allerød et témoignent de l'érosion des alluvions présentes dans le chenal. L'épais dépôt qui suit (unité 8) entraîne le comblement total ou partiel du chenal tardiglaciaire.

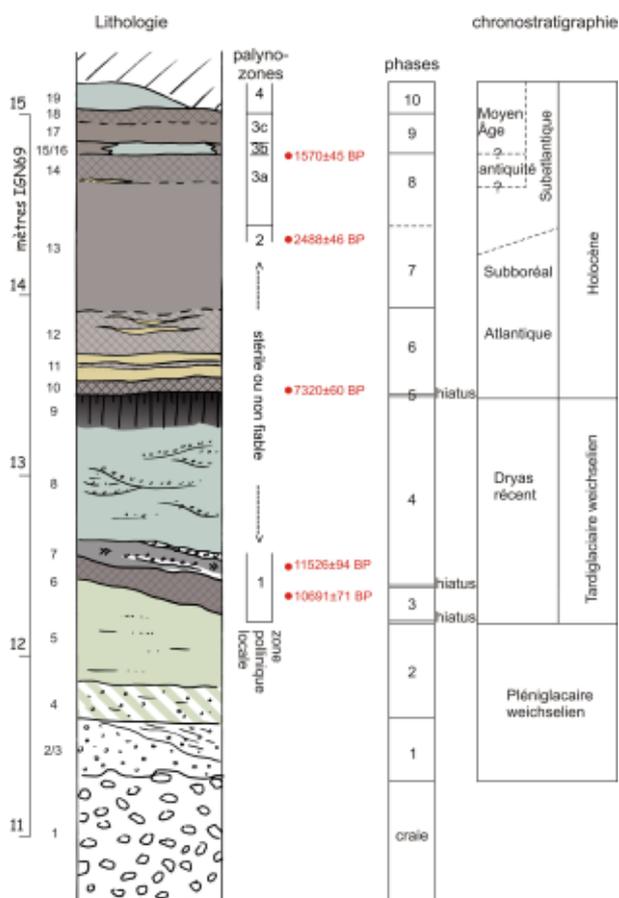


Figure 44 - Lille « rue du Palais Rihour » : synthèse chronostratigraphique

Figure 44 - Lille "rue du Palais Rihour": chronostratigraphic synthesis

Holocène, première partie

Phase 5 : Par la suite, la zone observée voit seulement la mise en place d'un sol de marais un peu sous 13,5 m IGN 69. La stabilité morphologique implique un apport très modeste voire nul de sédiment. Nous sommes alors dans un contexte de fond de vallée, probablement à proximité du chenal de la Deûle.

Holocène, Atlantique au Subatlantique

Phase 6 : Au cours de l'Atlantique, la tourbe et un limon travertineux envahissent la zone observée. Ceci implique un comblement du chenal et une activité hydrologique qui s'étend en dehors de celui-ci.

Phase 7 : Le fond de vallée reste humide mais l'accumulation sédimentaire est lente (voire marquée par plusieurs petits hiatus). Cet environnement couvre une importante partie de l'Holocène.

Phase 8 : Le fond de vallée, tourbeux et humide, enregistre l'activité humaine (*cf.* détail dans la partie suivante) avec notamment un défrichement et un pic de céréales (palynozone locale 3a) dans le courant de la Protohistoire ou le début de la période gallo-romaine ; au moins la partie supérieure de cette unité correspond à la période gallo-romaine (3b). La fin de la sédimentation tourbeuse, apparemment homogène, qui a débuté dans la vallée à l'Atlantique, s'interrompt ici vers la fin de l'Antiquité.

Phase 9 : un fond de vallée soumis à une anthropisation croissante

À partir de l'unité 15, le dépôt sédimentaire, les formations organiques tourbeuses, alternent avec des apports limoneux. L'analyse palynologique témoigne de conditions d'humidité variables dans un environnement de plus en plus anthropisé.

Phase 10 : un fond de vallée péri-urbain médiéval

I.4 - Lille « rue Hegel »

1. Résumé

1.1 Contexte

En 2005, la Communauté Urbaine de Lille a réalisé un bassin de rétention des eaux pluviales à Lille-Lomme, à proximité du canal de la Deûle et de la rue Hegel. L'ouvrage correspond à un bassin cylindrique d'une trentaine de mètres de diamètre et d'une quinzaine de mètres de profondeur (photo 5). Il est situé en rive gauche de la zone alluvionnaire holocène, au pied du long versant loessique en pente douce du pays de Weppes (figure 30, n° 3 ; BDL 928). À cet endroit, les sédiments quaternaires ont 18 m d'épaisseur et reposent sur la craie blanche sénonienne (figure 45). Sur prescription du service régional de l'archéologie, des sondages archéologiques ont été entrepris à l'emplacement du futur bassin. Limités en profondeur, les sondages en puits ont été complétés par une surveillance de travaux. Plusieurs levés des sédiments ont été effectués lors du décaissement à l'intérieur de la paroi moulée. Les observations ont donné lieu à une publication (Deschodt, 2012a).

1.2 Résultats

Une observation directe d'une partie du remblaiement d'un chenal pléniglaciaire weichselien a pu être effectuée. Les alluvions sableuses se développent sur 12,5 m, elles se déposent en petits chenaux et sont accompagnées de quelques marqueurs de froid. Elles sont datées de la fin du Pléniglaciaire ($17\,960 \pm 90$ BP, soit $21\,639 \pm 361$ Cal BP). Elles cèdent la place à des formations fluvio-éoliennes, apparemment en continuité, qui, d'abord litées et argileuses, deviennent loessiques. À la lumière de la date radiocarbone et de deux datations OSL ($21,7 \pm 1,9$ et $23,7 \pm 2,0$ ka), la formation limoneuse à dominante éolienne semble se mettre en place rapidement (vers 21,7 ka ?). L'abondance des sondages géotechniques autorise la réalisation d'un transect.

Photo 5 - Lille « Rue Hegel » : montage photo panoramique du creusement du bassin de la rue Hegel

Photo 5 - Lille "Rue Hegel": panoramic photo of Hegel street tank digs



A direct observation of a portion of the in-filled channel has been done: a 12,5 m thick sandy alluvium deposited in small channels associated with indications of cold. It dated to about the end of the Pleniglacial (17960 ± 90 BP, i.e. 21639 ± 361 Cal BP). These deposits gave way to -apparently continuous fluvio-aeolian formations, bedded and clayey at first, becoming loess-like in the upper strata. According to the radiocarbon date and to two OSL dates (21.7 ± 1.9 and $23.7 \pm 2,0$ ky), this silty, primarily aeolian formation seems to have been rapidly deposited (about 21.7 ky?).

1.3 Problématiques

Lille « rue Hegel » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- chronologie des incisions ;
- alluvions et style fluvial au Pléniglaciaire weichselien (cf. II.2-4.) ;
- diminution des écoulements et envahissement loessique au Pléniglaciaire weichselien (cf. partie II.2-4.3).

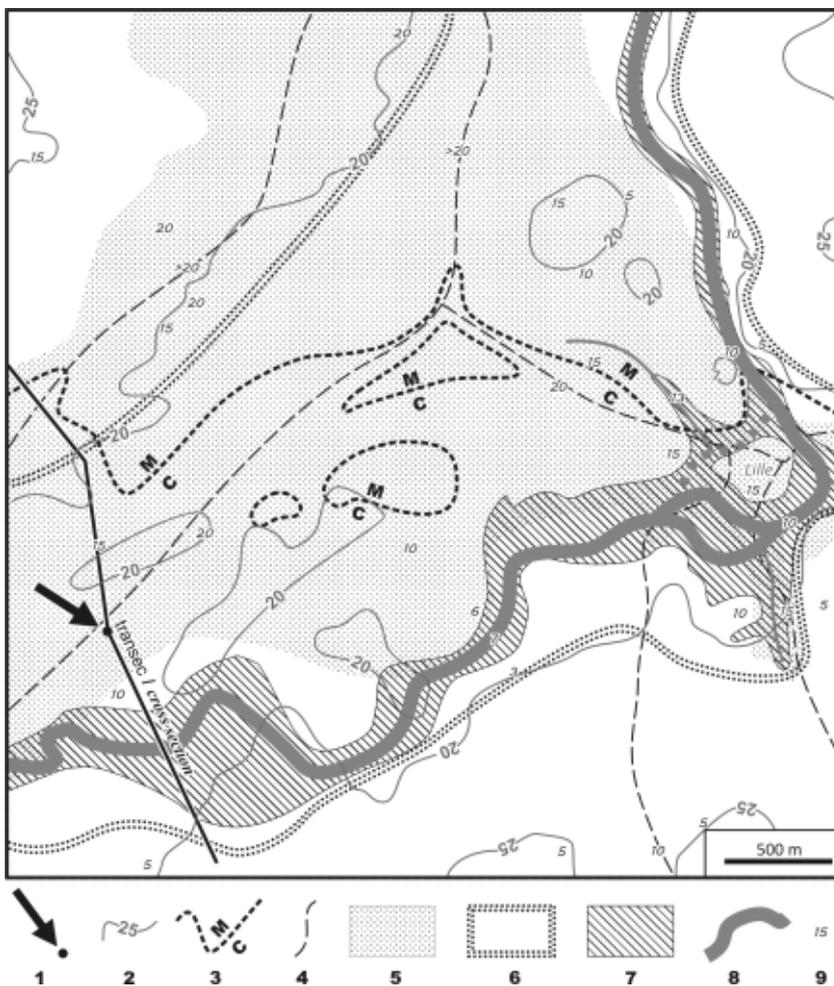


Figure 45 - Lille « Rue Hegel » :
localisation du bassin sur
une carte des formations
superficielles

d'après Deschodt (1999a)

modifié. transect : voir figures 48
et 210

1 – localisation (centre bassin
 $50^{\circ}37'54,27''N$, $3^{\circ}01'16,29''E$)

2 – courbe de niveau en mètres
NGF Lillemand, d'après la carte
IGN 1/25 000

3 – limite des affleurements des
terrains mésozoïques (M, argile et
sable) et cénozoïques (C, craie)
sous les dépôts quaternaires

4 – talweg inscrit dans le substrat
ante-quaternaire

5 – remblaiement quaternaire
(antérieur au Pléniglaciaire
supérieur), essentiellement sableux

6 – faisceau du dépôt des formations
loessiques litées du Pléniglaciaire
supérieur (loess remanié par les
eaux)

7 – dépôts alluviaux attribuables au
Tardiglaciaire-Holocène (gravier,
sable, limon, tourbe)

8 – lit mineur d'âge tardiglaciaire-
holocène probable

9 – épaisseur approximative des
formations sédimentaires
attribuables au Quaternaire

Figure 45 - Lille "Rue Hegel": basin location over a superficial formation map,

after (1999a) modified. cross-section: see figures 48 and 210

1 – location (basin center $50^{\circ}37'54,27''N$, $3^{\circ}01'16,29''E$)

2 – NGF Lillemand survey courtour line, according to the IGN 1/25 000 map

3 – Mesozoic (M, clay and sand) and Cenozoic (C, chalk) outcrops limits, concealed by quaternary deposits

4 – talweg scoured in the ante-quaternary rocks

5 – meanly sandy previous Weichselian Upper Pleniglacial quaternary infilling

6 – Weichselian Upper Pleniglacial bedded loessic formations area (water reworked loess)

7 – alluviums attributable to Lateglacial-Holocene (gravel, sand, loam, peat)

8 – mean water likely of Lateglacial-Holocene age

9 – Quaternary deposits rough thicknesses

2. Lithostratigraphie

La surveillance de travaux a permis l'observation en coupe et le levé de la stratigraphie des formations sédimentaires sur de petits témoins totalisant 9 m de profondeur (photos 5 à 7). Des chenaux de quelques mètres de large ont été observés sur des lambeaux accrochés à la paroi. Le mode d'observation implique que les structures sédimentaires de plus grande envergure (éventuels larges chenaux) ne sont pas perçues. Les observations sont détaillées sur la figure 46 et la table 12 et synthétisées sur la figure 47. Au-dessus de la craie sénonienne, observée dans les sondages géotechniques à 18 mètres de profondeur, nous pouvons diviser les sédiments quaternaires en deux formations : l'une sableuse (plus de 12 m d'épaisseur), l'autre à dominante limoneuse (5,5 m d'épaisseur).

Formation sableuse

Unité A : dépôts fluviatiles en larges chenaux

L'unité A, partiellement observée de 9 à 6 m de profondeur, est constituée de dépôts fluviatiles lités, majoritairement sableux mais avec une part limoneuse localement importante. Les lits limoneux peuvent être très clairs, presque blancs, et se caractérisent par une concentration en carbonate (photos 7 et 9 à 11). Les dépôts s'accumulent dans des chenaux (plusieurs mètres de large, visibles à moyenne échelle). La base du remplissage est généralement tapissée de graviers de craie. Les dépôts sont fréquemment

Photo 7 - Lille « Rue Hegel » : Coupe 4, vue générale

Photo 7 - Lille "Rue Hegel": cross-section 4, overview



Photo 6 - Lille « Rue Hegel » : vue générale de la coupe 1
observation effectuée sur la rampe d'accès

Photo 6 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1 overview
slope excavation observation

Photo 8 - Lille « Rue Hegel » : Coupe 1, détail de l'unité 5
litages discrets de sablon limoneux dans la partie limoneuse

Photo 8 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1, unit 5 detail
discreet loamy sand beds in the silty part



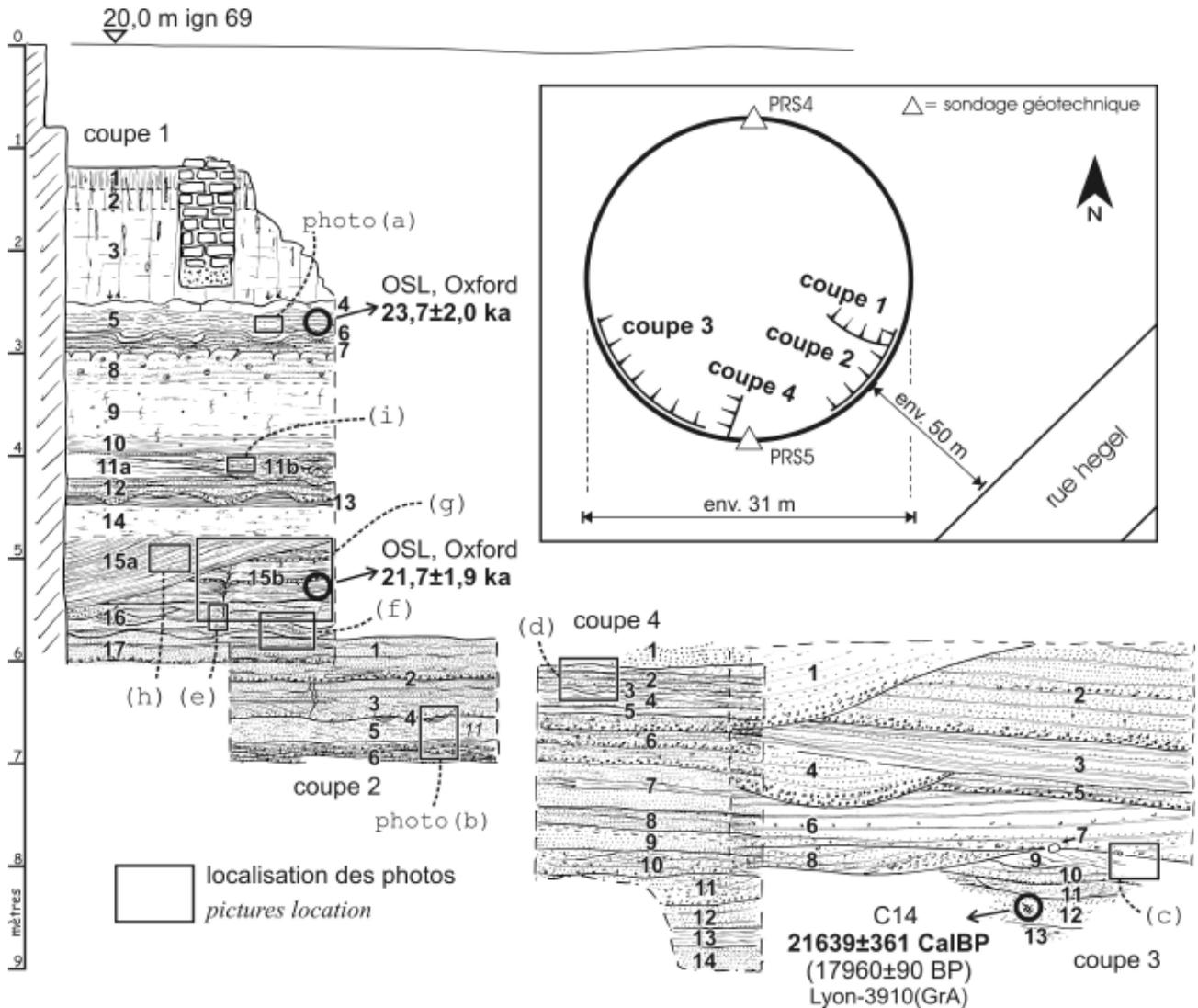


Figure 46 - Lille « Rue Hegel » : détail des observations et localisation des photos

cartouche : localisation schématique des coupes.

Description : voir table 12.

- | | |
|--------------|---------------------|
| a – photo 8 | f – photo 13 |
| b – photo 5 | g – photo 14 |
| c – photo 10 | h – photo 15 |
| d – photo 11 | i – photos 16 et 17 |
| e – photo 12 | |

Figure 46 - Lille "Rue Hegel": observation details and photos location

granoclassés positivement. Un galet de craie isolé (environ 5 cm, n° 7, coupe 3 ; figure 46) témoigne d'un transport par radeau de glace. Une fente à remplissage minéral (*sand wedge*) est présente, tronquée, au sein des alluvions sableuses. De petits comblements limoneux lités en fin de cycle sont probablement liés à des écoulements reliques à la fin de la saison hydrologiquement active (photo 9). De petits tressages (de l'ordre de 0,4 m de large pour environ 0,1 m de profondeur) sont sporadiquement observés (photo 9). Le style fluvial est difficile à déterminer avec certitude en raison de la perception fragmentée de la géométrie des structures. Les interstratifications sur de faibles distances perçues sur l'observation 3 (unités de détail 8 à 11, coupe 3, figure 46) ou l'incision par des chenaux de taille apparemment modérée (unités de détail 1 et 4, coupe 3 ; figure 46) sont minoritaires par rapport aux structures plus vastes dont nous ne percevons pas les limites. Sans évidence forte, nous pensons être en présence de chenaux méandriques qui se recoupent dans

une plaine à pente longitudinale faible envahie par une charge fine (sable et limon). Dans cette hypothèse, la présence des lits graveleux correspondrait à la charge de fond des chenaux. Les petites structures entrecroisées (unités de détail 5, coupe 2 sur la figure 46, photo 9) pourraient être l'amorce de petites barres de méandre. Les observations géotechniques proches (*cf.* figure 47 et *infra*) permettent d'envisager la base de l'unité A directement sur la craie.

coupe	n° détail	description	unités
1	1	limon brun orangé, loess pédogenisé, bioturbations, nombreux pores	F'
	2	limon brun jaune, horizon de transition, bioturbations, pores	
	3	limon gris à taches, rouilles, très discrets litages	
	4	un lit épais d'environ 10 cm de limon blanchâtre à taches rouilles, très calcaires, limites peu nettes ; limite de décarbonatation en limite supérieure ; à partir de 4, toutes les unités sont calcaires	F
	5	limon rouille à taches grises, fins lits de sable limoneux	
	6	veine limoneuse très claire, presque blanche, très calcaire, légèrement ondulée, épaisseur quelques centimètres	
	7	lits parallèles et légèrement ondulés (0,5 à 1 cm d'épaisseur) de limon et de sable fin, localement un peu plus grossier (un peu de gravier), recouvrent une ligne de petites fentes de dessiccation	
	8	id. 7 avec dominante limoneuse, litages discrets, grande malacofaune abondante	E
	9	limon avec oxydation ferrique lui donnant une coloration beige rouille et le rendant compact (difficulté à le nettoyer), concrétion ferriques autour des traces de racine, très discrets litages, quelques graviers de craie épars	
	10	limon gris très finement lité, quelques graviers épars	
	11	limon gris similaire à 10 (11A, séparé de 10 par une lamine sableuse) passant latéralement à un sable très finement lité (11B) avec lamines de limon plastique et quelques lits plus épais de sable et fin gravier (petites figures de charges, injection dans le sable fin sus-jacent). 11B est constitué de petites unités tressées (discordances internes). 11B contient quelques petits agrégats limoneux plastiques remaniés.	
	12	sable lité id. 11 mais base érosive irrégulière accompagnée d'un peu de gravier de craie ; quelques lits limoneux	
	13	lits très réguliers de limon argileux plastique, décantation, très calcaire	D
	14	limon gris avec structure cryogénique très fine, graviers de craie épars dans la partie supérieure	C
	15	limon et argile de décantation, lits très clairs, parfois blancs, très réguliers, parallèles et très calcaire ; 15A est discordant par rapport à 15B, ce dernier comporte quelques lits sableux plus grossiers, légèrement graveleux et une fente syngénétique qui prend naissance dans l'unité sous-jacente 16	
	16	lits de sable verdâtre, avec quelques dépôts de décantation (lamines argileuses claires ou lits limoneux soulignés par l'oxydation ferrique), petits chenaux tressés (largeur de l'ordre de 30 à 40 cm, épaisseur de l'ordre de 10 cm) ; certains chenaux comportent en partie supérieure des petits fragments de matière organique flottée (dont une brindille) ; une fente syngénétique qui se prolonge dans 15B	B
	17	lamines de sable vert sub-horizontales, avec quelques lits grossiers (sable et gravier, épaisseur d'environ 3 cm) et quelques lits limoneux (un lit ép. 0 à 3 cm), souligné par oxyde ferrique, semble correspondre à décantation ; unités successives (sable/limon) probablement cycliques dont l'épaisseur est de l'ordre de 10 cm ; un lit de gravier en limite d'observation	A
2	1	lits de sable vert, quelques lamines limoneuses, un lit limoneux	
	2	un lit de graviers qui tronque une fente de gel à remplissage sableux	
	3	lit de graviers de craie, tronque une fente de gel à remplissage sableux, succession d'unités de sable fluviatile fin, limoneux, avec petites discordances internes, avec des lits limoneux fins	
	4	lits de sable et de graviers, érode l'unité sous-jacente	
	5	sable légèrement limoneux, lité, discordances internes (interstratifications) et présence de micro-chenaux au sommet de l'unité (fin d'écoulement actif ?), comblés par des lits de sédiments fins	
	6	alternance de sable/limon, finement lité, avec fréquemment quelques graviers de craie au contact sable sur limon, semble être alternance cyclique avec hiatus (sections de lits discordants et tronqués, localement visible)	
3	1	traces sur la paroi moulée d'un petit chenal (largeur environ 4 m, profondeur environ 0,7 m), remplissage sableux, gravier à la base	
	2	alternance de lits sableux, quelques lits limoneux épars	
	3	alternance de lits limoneux, quelques lits sableux épars	
	4	chenal, moins de 3 m de large, remplissage de sable et de gravier	
	5	limon sableux et graviers, limite inférieure discordante	
	6	alternance de lit de sable et de limon, quelques graviers	
	7	un bloc de craie isolé (6 à 8 cm de diamètre)	
	8	limon et sable lité, présence de sable de craie en abondance	
	9	lits de limon et sableux	
	10	lits de sables et limon, un lit organique sombre	
	11	lits de sable et limon entrecroisés	
	12	lits de sable, présence d'une brindille flottée datée	
	13	lits de sable et limon	
4	1	sable lité	
	2	alternance de limon sablonneux vert et de limon argileux très clair, figures de charge	
	3	limon lité	
	4	sable et limon lité	
	5	limon lité	
	6	lits de sable, de limon ; quelques lits de graviers qui s'épaississent et plongent vers la paroi moulée	
	7	lits de sable fin et limon, sable dominant	
	8	lits de sable et limon	
	9	sable fin limoneux en tête, puis lits épais de sable vers le bas	
	10	sable lité, interstratifié vers le bas avec des lits hétérométriques de limon plastique	
	11	lits de sable et graviers	
	12	lits de sable, quelques lits limoneux	
	13	limon très finement lité	
	14	sable moyen vert, très finement lité	

Table 12 - Lille « rue Hegel » : description des observations

Table 12 - Lille "Rue Hegel": observation descriptions

Unité B : dépôts fluviaux en petits chenaux

L'unité B est peu épaisse (quelques décimètres) et de faciès proche de l'unité A à laquelle elle succède. Elle s'en distingue par une généralisation de petits chenaux tressés (petits chenaux visibles à grande échelle ; photo 12), avec un granoclassement bien marqué (un dépôt limoneux argileux souligne la fin des cycles) et la présence d'une fente de cryodessiccation syngénétique (photo 13) qui se prolonge dans l'unité C.

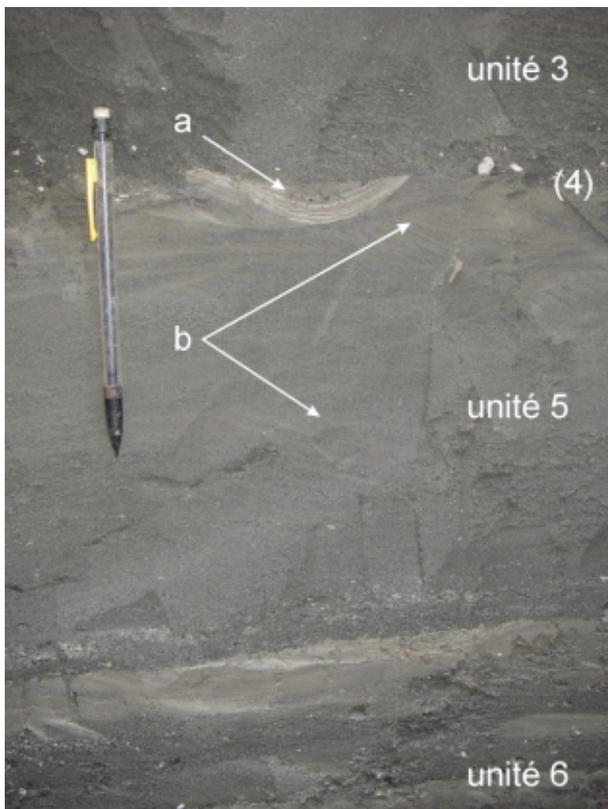


Photo 9 - Lille « Rue Hegel » : coupe 2, unités de détail 3 à 6

(a) micro-chenal au sommet de 3, comblé par des litages très fins de limon argileux et de quelques lamines sableuses (fin d'écoulement actif), l'ensemble est tronqué par la limite érosive 4

(b) lamines sablo-limoneuses entrecroisées au sein de l'unité 5

Photo 9 - Lille "Rue Hegel": cross-section 2, detail units 3 to 6

(a) microchannel at top, filled by very fine clayed loamy beds and few sandy beds (end of the flowing), the whole is truncated by the erosive limit 4

(b) cross sandy loamy laminations in the unit 5

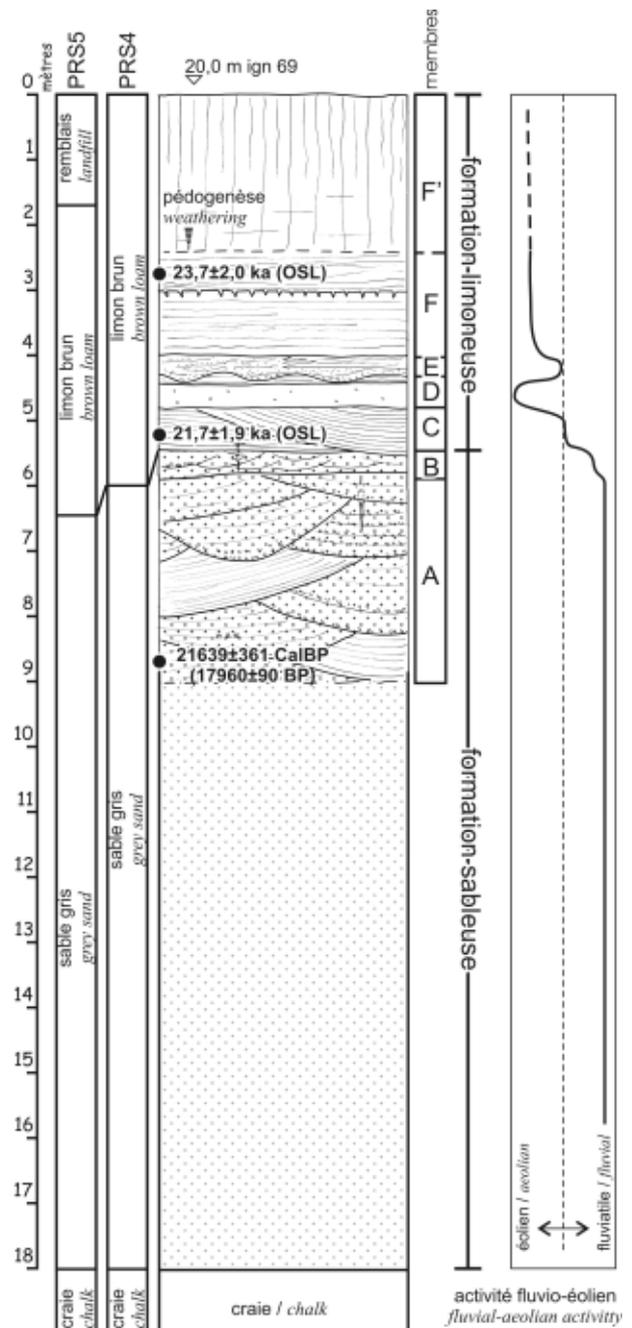


Figure 47 - Lille « Rue Hegel » : synthèse des observations

Figure 47 - Lille "Rue Hegel": observation synthesis

Formation à dominante limoneuse

Unité C : dépôts fluviaux sablo-argileux

L'unité C (environ 1 m d'épaisseur) est constituée de lamines particulièrement fines et régulières d'argile limoneuse claire qui alternent avec quelques lamines sableuses (photos 14 et 15). Une discordance interne (probablement le bord d'un petit chenal) sépare une partie inférieure plus sableuse (unité 15A sur la figure 46 où les

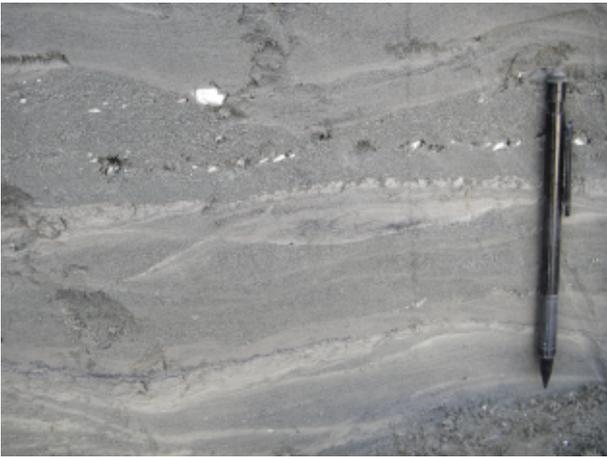


Photo 10 - Lille « rue Hegel », coupe 3, unités de détail 7 à 11
lits de sable, de limon, de gravier, et quelques lamines plus
sombres composées de matière organique

*Photo 10 - Lille "Rue Hegel": cross-section 3, detail units 7 to
11
sand, loam and gravel beds, and a few darker laminae with
organic matter*

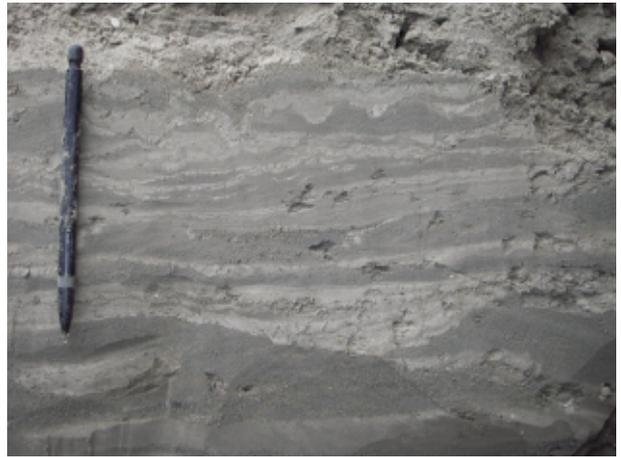


Photo 11 - Lille « Rue Hegel » : coupe 4, partie supérieure
sous les sables grossiers de l'unité 1, alternance de limon très
fin calcaire, de sable, présence de figures de charge

*Photo 11 - Lille "Rue Hegel": cross-section 4, upper part
below unit 1 coarse grained sand, fine and very calcareous
loam, sand; load casts*



Photo 12 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 16 et partie
supérieure de l'unité de détail 17

unité sableuse avec quelques lits de sédiments fins, avec lits
entrecroisés et petits dépôts de débris organique (lits
sombres)

*Photo 12 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1, unit 16 detail
and upper part of detail unit 17
sandy unit with a few fine sediment beds and cross
laminations, organic deposits (dark beds)*



Photo 13 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de la fente
de dessiccation syngénétique au sein de l'unité
de détail 16

*Photo 13 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1, syngenetic frost
crack in detail unit 16*

litages sub-horizontaux sont en continuité avec
l'unité C sous-jacente) d'une partie plus argileuse
(dont les lits ont un pendage marqué, unité 15B
sur la figure 46). L'impression de continuité entre
l'unité B et la première partie de l'unité C est
renforcée par le prolongement de la fente de
dessiccation syngénétique sous-jacente qui prend
naissance dans l'unité B.

La première partie du membre C est
datée par OSL à $21,7 \pm 1,9$ ka.



Photo 14 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, unité de détail 15 et prélèvement OSL

l'unité 15a, à gauche, est composée de lits à fort pendage en discordance avec l'unité 15b. L'ensemble repose sur l'unité 16, plus sableuse

*Photo 14 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1, detail unit 15 and OSL sampling.
on the left side, unit 15a is made of strongly tilted beds in unconformity with unit 15b. The whole lies on sandier unit 16*



Photo 15 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 15
Lits fins et réguliers d'argile et de sablon

*Photo 15 - Lille "Rue Hegel": cross-section 1, unit 15a detail.
Fine and regular clay and sand beds*

Unité D : limon à graviers de craie

L'unité D, épaisse de quelques décimètres, est constituée d'un limon à petits graviers de craie épars et à structure cryogénique (agrégats lamellaires fins). Le sommet du membre est marqué par un retour à des litages argileux très fins et réguliers similaires à ceux de l'unité C.



Photo 16 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 11b très fins litages de sablon et de quelques lits argileux en petits chenaux interstratifiés ; le faciès passe latéralement à un limon lité (11a)
flèche : photo 17

*Photo 16 - Lille "Rue Hegel": Cross-section 1, unit 11b detail very fine sandy beds and few clayed beds in interbedded little channels; the facies laterally shifts to a bedded loam (11a)
arrow: photo 17*

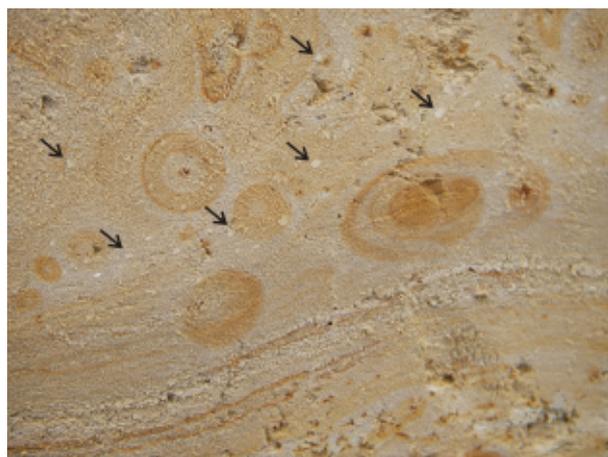


Photo 17 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail des agrégats de sédiment fin au sein de l'unité 11b
quelques-uns sont indiqués par une flèche

*Photo 17 - Cross-section 1, fine sediment aggregates details in unit 11b
arrows point few of them*

Unité E : sable, sablon limoneux et sable lité

La base de l'unité E est marquée par une érosion fluviale. Des sables et graviers reposent en discordance sur l'unité D. La majeure partie de l'unité E est constituée d'un limon ou d'un sablon lité avec lits fins argileux (photo 16). Des agrégats argileux plastiques sont fréquemment repris par les écoulements (photo 17).

Unités F et F' : limon et limon sablonneux lité

La partie supérieure des dépôts observés sur la rue Hegel (environ 4 m) est constituée de limon sablonneux aux litages discrets (photo 8). La richesse du sédiment en malacofaune et en calcaire (certains lits, très clairs et très calcaires résultent d'une décantation) est

variable. Une ligne de fentes de dessiccation est visible à trois mètres de profondeur. Au-dessus de cette ligne, le sédiment est daté par OSL à $23,7 \pm 2,0$ ka. Au-dessus de 2,5 m de profondeur, les dépôts sont affectés par la pédogenèse (F') : le limon prend une coloration brun-jaune, est décarbonaté et les litages sont de moins en moins bien perçus.

3. Datations

Les datations effectuées rue Hegel font intervenir deux méthodes différentes : une date radiocarbone dans la formation sableuse (petits débris végétaux $17\ 960 \pm 90$ BP, Lyon-3910 – GrA, à 8,7 m de profondeur) et deux datations OSL (aliquotes multiples, figure 46). La calibration de la date radiocarbone (table 13) nous permet toutefois de les confronter (*cf.* également la partie II-2-2.5.5 et la figure 273).

Table 13 - Lille « Rue Hegel » : calibration de la datation radiocarbone

Table 13 - Lille "Rue Hegel": radiocarbon dates

courbes de calibration <i>calibration curves</i>	n°labo	date BP	±	μ Cal BP	±	date Cal BP 1 sigma / (2 sigmas)
CalCurve : CalPal_2007_HULU, (Weninger & Jöris 2008)	Lyon-3910, (GrA)	17960	361	21572	590	22162-20982 /
OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al. 2013)	Lyon-3910, (GrA)	17960	361	21724	445	22236-21322 / (22539-20814)

4. Mise en contexte : transect de la vallée

Les observations de la rue Hegel sont replacées dans le contexte du fond de vallée à travers le transect de la figure 48 dont le point d'origine est l'ancienne briqueterie de Lomme en partie haute du versant (Sommé, 1977b). La figure est construite à partir de sondages enregistrés à la banque du sous-sol du BRGM. Nous avons rajouté la projection de l'observation proche de la briqueterie de Sequedin (Sommé 1977). Ce dernier est considéré comme un équivalent stratigraphique rencontré à Lambersart « Les Conquérants » : en position de base de versant et à proximité de la jonction avec le fond de vallée, des formations alluviales attribuées au Début-Glaciaire weichselien sont scellées par le loess pléniglaciaire (Deschodt *et al.*, 2008).

L'interprétation d'unités stratigraphiques à travers des descriptions disparates de formations essentiellement sablo-limoneuses est délicate : le même sédiment est décrit de manière différente en fonction des sondeurs. Nous avons donc fait le choix, outre les formations grossières, de conserver trois grandes classes de représentation en fonction de la texture :

- absence de mention de sable et description d'une fraction fine (« limon », « silt », « argile »),
- mention de sable et de limon,
- mention principale de sable (figurés 10 à 12 de la figure 48).

Le transect est interprété infra sur la figure 210 et commenté dans la partie II.1-1.3.3.

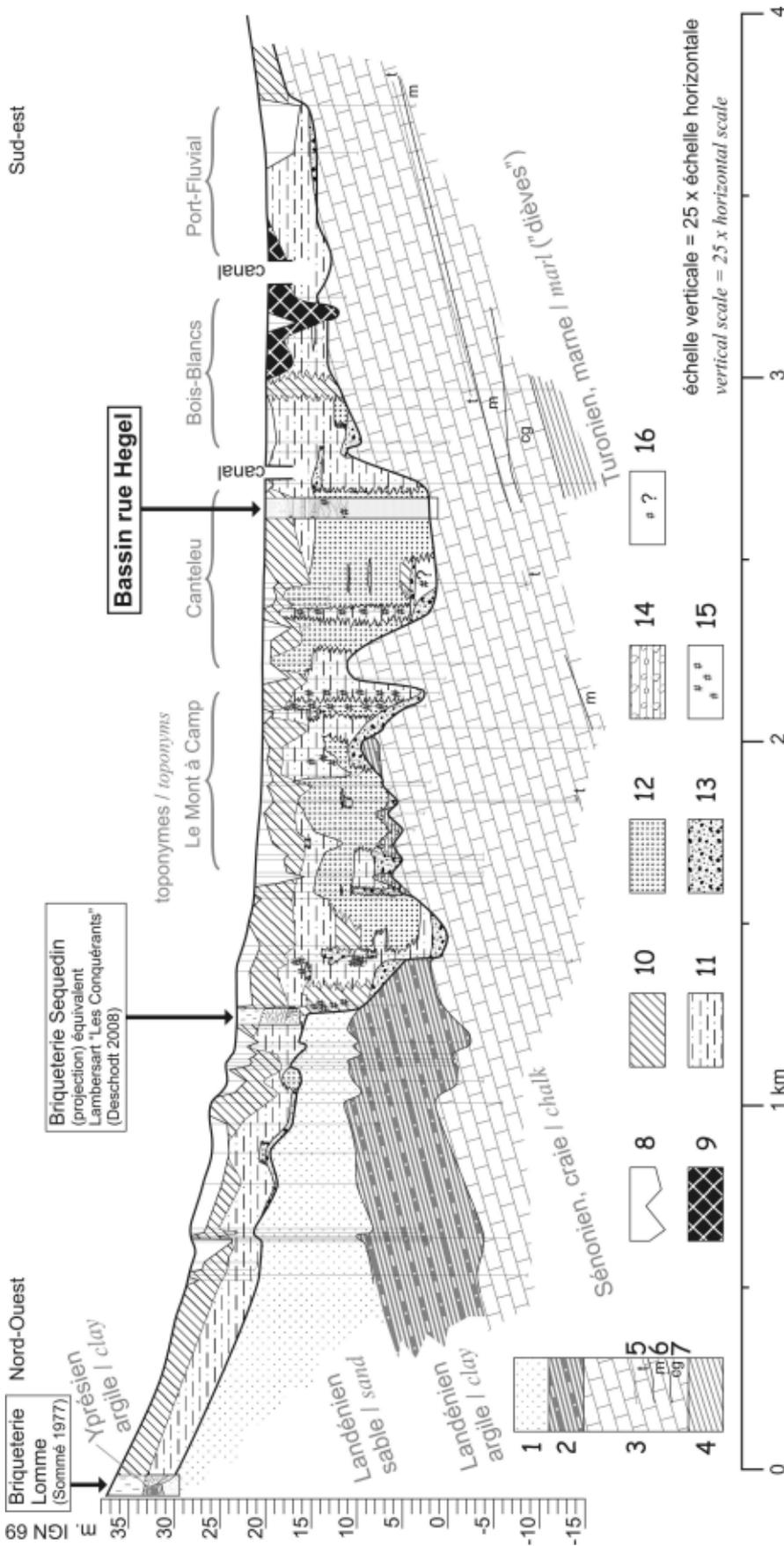


Figure 48 - Lille « Rue Hegel » : transect du versant du Weppes et du fond de vallée de la Deûle passant par la rue Hegel.

- interprétation : voir figure 210
- 1 – Landénien (Eocène), principalement sableux
 - 2 – Landénien (Eocène), principalement argileux
 - 3 – craie sénonienne avec niveaux repères
 - 4 – marne turonienne
 - 5 – « tun », niveau phosphaté
 - 6 – « meulière »
 - 7 – « craie grise »
 - 8 – remblais et remaniements
 - 9 – mention de tourbe ou de « vase »
 - 10 – limon (mention d'« argile », de « limon » ou de « silt »)
 - 11 – limon sableux (mention d'« argile » ou de « limon » sableux)
 - 12 – mention de sable (avec éventuelle composante limoneuse)
 - 13 – graviers (craie et/ou silex)
 - 14 – mention d'argile avec gravier de craie
 - 15 – niveaux organiques (mention « gris organique », « traces organiques », « tendance organique brun foncé », « débris végétaux en veinules », « tourbe »)
 - 16 – mention de « terre noire »

Figure 48 - Lille "Rue Hegel": Weppes slope and Deûle valley bottom cross-section by Hegel street

- interpretation: see figure 210
- 1 – Landenian (Eocene), meanly sandy
 - 2 – Landenian (Eocene), meanly clayed
 - 3 – senonian chalk with marker beds
 - 4 – turonian marl
 - 5 – "tun", phosphatic level
 - 6 – "meulière"
 - 7 – "craie grise"
 - 8 – banks and reworked sediments
 - 9 – peat or pond mud description
 - 10 – loam (clay, loam or silt description)
 - 11 – sandy loam (sandy loam or sandy clay description)
 - 12 – sand description (with possible loamy part)
 - 13 – gravels (chalks and/or flint)
 - 14 – clay with chalk gravels description
 - 15 – organic markers ("organic grey", "organic marks", "dark brown organic trend", "vegetals remains stringlets", "peat")
 - 16 – "black earth" description

I.5 - Houplin-Ancoisne

transect « Station d'épuration »

1. Résumé

1.1 Contexte

Dans la vallée de la Deûle, une succession de zones boisées, de marécages et petits plans d'eau matérialisent sur la carte IGN 1/25 000 le méandre de Santes. La trace du cours holocène a été reconnue sur le terrain dans une zone boisée au nord de la station d'épuration d'Houplin-Ancoisne. Un transect à la tarière à main a été entrepris hors cadre archéologique, en collaboration avec Pierre-Gil Salvador (figure 30, n° 4, et figure 49 ; BDL D 1 à 11). Les résultats ont donné lieu à une publication (Deschodt *et al.*, 2004).

1.2 Résultats

Un transect partiel de la vallée de la Deûle révèle un chenal tardiglaciaire et un chenal holocène. Le chenal tardiglaciaire incise sur environ 3 m les dépôts antérieurs de loess et loess sableux lités attribués au Pléniglaciaire. Il a créé ainsi une terrasse Pléniglaciaire - Tardiglaciaire. Son remblaiement débute précocement au Bølling, mais la majeure partie du comblement est datée du Dryas récent : après un dépôt lité relativement riche en débris végétaux (environ 1 m), la partie supérieure (0,9 m) est azoïque et s'accumule rapidement (après 12 350-12 150 Cal BP). Ce comblement terminal du Dryas récent témoigne d'une relative sécheresse et d'une modification de la morphologie du chenal. L'incision holocène, décalée par rapport au chenal tardiglaciaire, est plus modérée. Elle dégage une très basse terrasse creusée dans les nappes

Figure 49 - Vallée de la Deûle, observations personnelles à proximité du méandre de Santes

Haut : extrait de la carte IGN 1/25 000

Bas : MNT d'après BDalti 25 de l'IGN

1 – Houplin-Ancoisne, « Transect station d'épuration » (cette partie), BDL D n° 1 à 11 (Deschodt *et al.*, 2004)

2 – Houplin-Ancoisne, « Station d'épuration », sondages 1999, BDL D n° 3393 à 3406 (Deschodt et Créteur, 1999)

3 – Martial, 2001 ; BDL D n° 2055 et 2056

4 – Corsiez et Deschodt 2001 ; BDL D n° 2052 à 2054

5 – Martial, 2003 ; BDL D n° 1449 (Martial, 2003)

6 – Houplin-Ancoisne « Marais de Santes », BDL D n° 1766 à 1821 (Deschodt, 2003 ; Bouche 2003, Praud *et al.*, 2007a ; Praud *et al.*, sous presse)

Bas : MNT d'après BDalti 25 de l'IGN

D – transect Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » (figure 50)

E – transect Houplin-Ancoisne « Marais de Santes » (partie I.6-, figure 53)

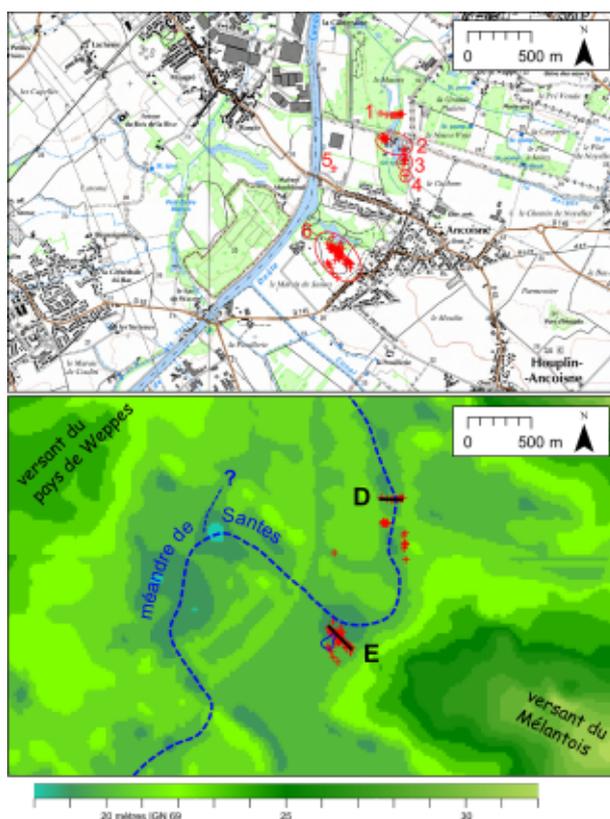
Figure 49 - Deûle valley, personal observations near the Santes meander

upper: from the 1/25000 IGN map

lower: DEM from IGN BDalti 25

D – Houplin-Ancoisne "station d'épuration" cross-section (figure 50)

E – Houplin-Ancoisne "station d'épuration" cross-section (I.6-, portion, figure 53)



fluviales antérieures et dans le loess qui les scelle. Par la suite, un sédiment tourbeux lité comble totalement le chenal holocène et envahit le fond de vallée, masquant la morphologie de terrasses emboîtées.

Le comblement holocène est homogène (après le dépôt d'une fine nappe graveleuse). Une date radiocarbone en limite inférieure donne un âge boréal à la base du comblement tourbeux. Cette date et l'uniformité du remplissage nous ont dans un premier temps incités à écrire que l'histoire holocène de la rivière était apparemment simple et sans événements majeurs. Des données acquises ultérieurement juste en amont (Houplin-Ancoisne « le marais de Santes », cf. partie I.6-) (Praud *et al.*, 2007a) nous obligent à une ré-interprétation : au contraire, une érosion majeure attribuable à la fin de l'Atlantique a provoqué, à cet endroit, une vidange complète des dépôts holocènes antérieurs. La date (Boréal) dans le bas du chenal provient probablement d'un bois remanié lors de cet événement.

A partial cross-section in the Deûle valley shows a Lateglacial channel and an Holocene one. The Lateglacial channel scours 3 meters down the Pleniglacial attributed loess and bedded sandy loess prior deposits. It created a Pleniglacial – Lateglacial low terrace. It's infilling started early during the Bølling but the main part is dated to the Younger Dryas: after a bedded deposit (about 1 m thick) relatively rich in vegetal remains, the upper part (0,9 m) is azoic and was deposited rapidly (post 12350-12150 Cal BP). This terminal infilling in the Younger Dryas testifies to the relative dryness and a change in the channel morphology. The Holocene incision is more moderate and displaced from the Lateglacial channel axis. It exposed a very low terrace cut into the anterior fluvial layers sheets and the overlying loess. Next a bedded peaty sediment filled the holocene channel and spread over the valley bottom, masking the nested terrace morphology.

*The Holocene infilling is homogeneous (after the deposit of a thin gravelly layer). A radiocarbon date at its lower boundary gave a Boreal age to the base of the peaty infill. This date and the uniformity on the infilling at first encouraged us to write that the Holocene history of the river was apparently simple without major events. Later data from just upstream (Houplin-Ancoisne, « le Marais de Santes », see part I.6-) (Praud *et al.*, 2007a) forced us to a new interpretation: on the contrary major erosion attributable to the terminal Atlantic at this location caused the complete removal of prior Holocene deposits. The (Boreal) date in the lower part of the channel probably comes from a piece of redeposited wood.*

1.3 Problématiques

Houplin-Ancoisne transect « Station d'épuration » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

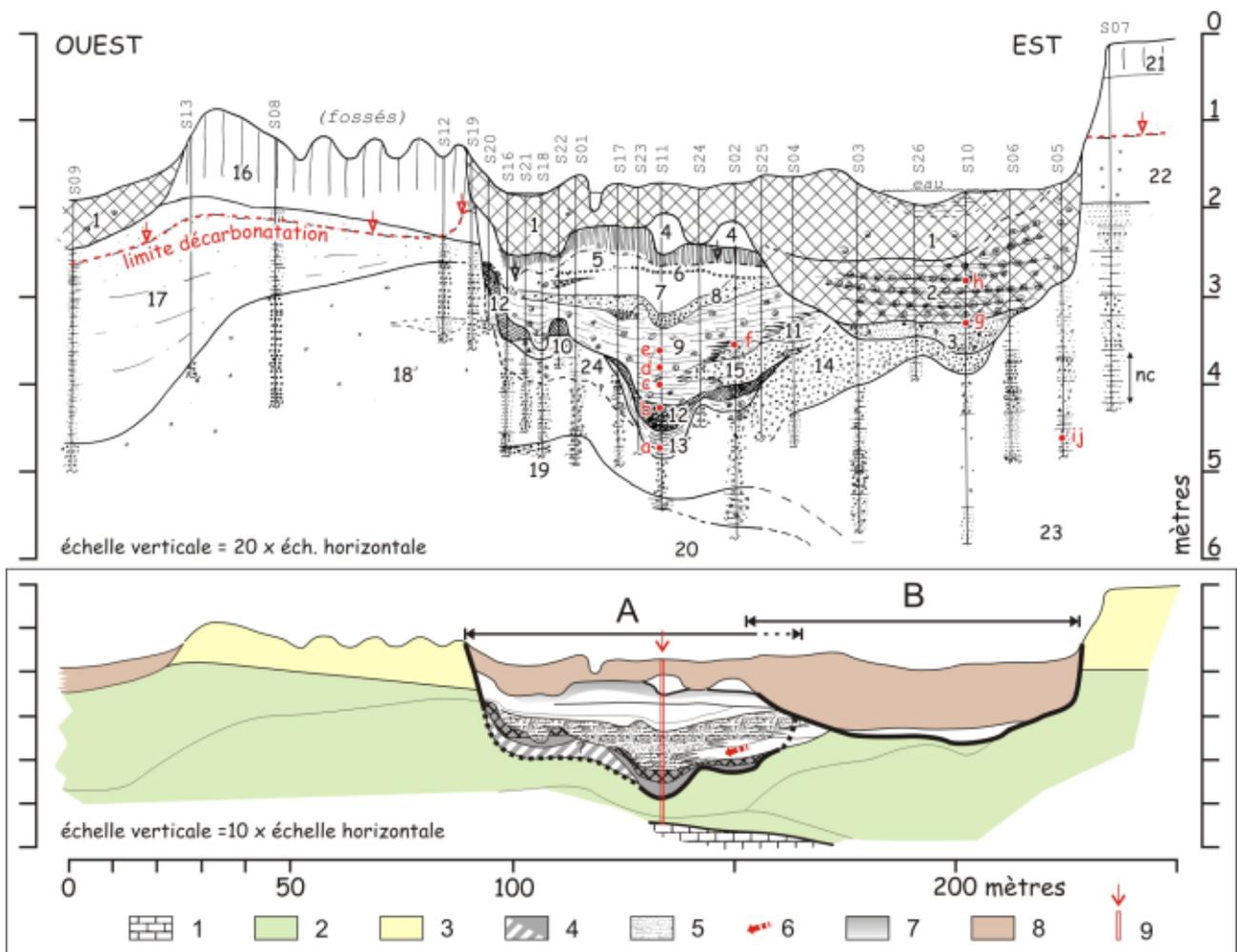
- envahissement loessique du fond de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2)
- incision et comblement de chenaux du Bølling (cf. partie II.3-1.5.3)
- style fluvial et environnement du Dryas récent (cf. partie II.3-1.5.6)
- crises érosives intra-Holocène (cf. partie II.3-2.)

Figure 50 - Transect Houplin-Ancoisne « Station d'épuration »

partie supérieure (description):

« a » à « ij » : datation radiocarbone, voir table 14

- 1 – limon gris sombre très organique
- 2 – limon brun tourbeux avec faciès lité et malacofaunes abondantes
- 3 – sable lité gris avec craie et malacofaunes brisées
- 4 – limon argileux ocre
- 5 – limon bleu calcaire avec développement d'un sol
- 6 – limite érosive avec un lit de graviers de craie non usés
- 7 – limon gris calcaire
- 8 – limon sableux à graviers
- 9 – limon et limon sableux lité avec malacofaune et débris végétaux
- 10 – limon plastique verdâtre
- 11 – sable limoneux calcaire gris, lité, avec petits bois flottés
- 12 – limon organique lité, malacofaune, macrorestes végétaux, passant latéralement à une tourbe franche
- 13 – limon et limon sableux lités, malacofaune et restes végétaux
- 14 – graviers de craie roulés
- 15 – graviers de craie sans matrice
- 16 – limon loessique non calcaire avec développement d'un sol brun
- 17 – lits fins et réguliers de limon et de sable
- 18 – gravier de craie roulé, litages
- 19 – gravier et blocs de craie parfois anguleux à matrice limoneuse
- 20 – craie fragmentée en place
- 21 – labour
- 22 – limon loessique pédogenisé au sommet avec gravier de craie et « poupées » à la base
- 23 – série très hétérogène, avec limon, sable, gravier (nc=limon sableux non calcaire)
- 24 – série hétérogène, sablo-graveleuse avec passages de limon plastique.



partie inférieure (interprétation):

- 1 – craie
- 2 – dépôts fluviaux antérieurs au loess
- 3 – loess
- 4 – dépôts du Bølling / Allerød
- 5 – dépôt lité à malacofaunes et restes végétaux du Dryas récent
- 6 – déstabilisation de la rive au Dryas récent
- 7 – dépôt limoneux attribué au Dryas récent puis (Holocène) développement d'un sol
- 8 – remplissage et débordement limono-organique subboréal et subatlantique
- 9 – localisation du sondage 11, présenté figure 51
- A – chenal tardiglaciaire
- B – chenal holocène

12 – laminated organic silt, malacofaunas, plant macro-remains shifting laterally to peat

13 – silt and laminated sandy silt, malacofaunas and plant remains

14 – rolled chalky gravels

15 – chalky gravels

16 – non calcareous loessic silt with brown soil

17 – fine evenly beds of silt and sand

18 – rolled chalky gravel, laminations

19 – gravels and angular chalk cobbles within a silty matrix

20 – chalky substratum fragmented in place

21 – plough horizon

22 – weathered loessic silt in the upper part, with gravels in the bottom part

23 – heterogeneous layers with silt, sand and gravel (nc=non calcareous sandy silt)

24 – heterogenous layers gravel, sand with lenses of plastic silt

lower part (interpretation):

1 – chalk

2 – fluvial deposits anterior to loess

3 – loess

4 – Bølling / Allerød deposits

5 – Younger Dryas bedded deposit, with malacofaunas and vegetal remains

6 – Younger Dryas bank destabilization

7 – silty deposit attributed to the Younger Dryas followed by (Holocene) soil development

8 – Subboreal and Subatlantic organic silt; fill and sheet wash

9 – location of core 11, see figure 51

A – Lateglacial channel

B – Holocene channel

Figure 50 - Houplin-Ancoisne "Station d'épuration" cross-section

upper part (description):

- 1 – dark grey organic silt
- 2 – laminated brown peaty silt with abundant malacofauna
- 3 – laminated grey sand with chalk and broken mollusc shells
- 4 – ochre coloured clayey silt
- 5 – blue calcareous silt with development of a soil
- 6 – erosional surface with a bed of non eroded chalky gravel
- 7 – grey calcareous silt
- 8 – sandy silt with gravels
- 9 – laminated silt and sandy silt with malacofauna and vegetal remains
- 10 – green plastic silt
- 11 – grey calcareous silty sand with small fragments of water worn wood

2. Les formations antérieures au Tardiglaciaire

2.1 Le substrat crayeux

Une craie massive (unité 20, figure 50), probablement la craie fragmentée en place, a été repérée à la base des sondages S2 et S11 (figure 51). Elle est surmontée par une couche de fragments de craie anguleux de taille centimétrique (unité 19), prise dans une matrice de limon crayeux. La topographie du contact entre la craie et les formations alluviales présente une légère pente vers l'est.

2.2 Les formations fluviatiles antérieures au dépôt de loess

Tous les sondages ont rencontré des sédiments lités (unités 14, 15, 17, 18 et 23) antérieurs au dépôt loessique (unités 16 et 22). À l'ouest, il s'agit de lits de graviers de craie roulés (unité 18), sans matrice ou avec un peu de sable, recouverts de fins lits de sable et de limon (unité 17). Vers l'est, les faciès sont beaucoup plus diversifiés : lits de sable, de graviers de craie, passages limoneux (unité 23). Leur diversité est telle qu'il n'est pas possible d'établir de corrélations entre sondages malgré la forte

densité de ceux-ci. Une datation effectuée dans l'unité 23 (« ij », figure 50 et table 14) a donné une date aberrante ($4\ 135 \pm 40$ BP) pouvant provenir d'une racine ou d'une pollution du sondage. Le transect illustre la complexité et l'extension des alluvions antérieures au dépôt loessique. Les sédiments observés constituent une petite partie des alluvions pléistocènes développées sur les 2 km de large de la vallée.

2.3 Les formations loessiques de fond de vallée

Les formations alluviales sont recouvertes par un limon loessique (unités 16 et 22, figure 50) en continuité avec la couverture limoneuse du versant. La séquence limoneuse litée est épaisse de 1 à 2 mètres. Elle s'enrichit de quelques graviers de craie et de lits sableux, épisodiques dans la partie supérieure du dépôt mais plus fréquents vers le bas où ils peuvent être très régulièrement répétés. Quand le sédiment est exclusivement limoneux et très calcaire, sa décarbonatation ultérieure rend alors illisible la structure.

3. Les formations fluviatiles tardiglaciaires

3.1 Lithostratigraphie

L'ensemble des formations fluviatiles attribuables au Tardiglaciaire est contenu dans un chenal partiellement recoupé sur sa rive droite par un second chenal d'âge holocène (figure 50). La base du remplissage (unité 24) forme une couche hétérogène sablo-graveleuse. Elle inclut des passées de limon plastique renfermant parfois des restes végétaux et des malacofaunes. Ce niveau se distingue ainsi de l'unité 18 sous-jacente à graviers de craie homogène. L'unité 13 colmate la partie la plus profonde du chenal, et peut-être son prolongement en rive gauche (unité 10) sous la forme d'un limon plastique clair lité d'environ 40 cm d'épaisseur. Ce niveau est recouvert par un limon brun organique lité (unité 12) avec malacofaunes abondantes, bois et charbon de bois sur 45 cm d'épaisseur. L'unité 12 passe latéralement à une tourbe franche (rive gauche). Nous observons ensuite 90 cm de sédiment lité

(unité 9), limoneux et sableux, avec petits graviers, lits de sable et malacofaunes. Cette unité s'interstratifie en rive droite avec deux niveaux plus grossiers issus des formations pléistocènes. Il s'agit de l'unité 15, composée de graviers de craie et de l'unité 11, constituée d'un sable limoneux lité. Le niveau 8 regroupe des dépôts relativement grossiers et hétérogènes, formés de limon sableux à graviers plus ou moins abondants, qui ravinent légèrement l'unité 9 dans l'axe des écoulements. Le comblement terminal du chenal est réalisé sur 85 cm d'épaisseur maximum par deux limons gris homogènes calcaires (unités 7 et 5) séparés par un niveau érosif à graviers de craie anguleux qui tronque les niveaux inférieurs. Un petit sol s'est développé à la surface de l'unité 5 qui clôt la séquence tardiglaciaire.

3.2 Interprétation

Le cadre chronologique est précisé par six datations radiocarbone obtenues sur des macrorestes de bois extraits de la tarière à gouge (table 14). Deux d'entre elles posent un problème en terme de chronostratigraphie. La date « b » est plus récente que le groupe cohérent « c, d, e », même si un très léger chevauchement existe entre « b » et « c » en dates calibrées à 2 sigma. Il pourrait s'agir d'un bois entraîné vers le bas lors du forage, ce qui nous amène à ne pas prendre en compte cette date pour l'interprétation. Par ailleurs, la date « f », en position latérale, apparaît plus récente que l'ensemble « c, d, e », alors qu'elle se situe à une altitude voisine du bois « e ». Néanmoins, un faible chevauchement existe en datations calibrées, l'intervalle à 2 sigma se réduisant à 12 340-12 177 Cal BP pour le groupe « e » et « f ». La date n'est donc pas aberrante et est intégrée à l'interprétation.

3.3 L'incision tardiglaciaire et la formation d'une terrasse Pléniglaciaire supérieur/Tardiglaciaire

Le chenal entaille les dépôts pléistocènes. L'incision maximum se situe 4,6 m sous le sommet des dépôts loessiques de rive droite et 3,6 m sous ceux de rive gauche. Toutefois, nous ne savons pas s'il s'agit là du niveau de départ puisque la topographie antérieure n'a pas été conservée. Il est probable que le tracé tardiglaciaire du chenal ait été préparé par des écoulements contemporains des formations loessiques dans des chenaux peu profonds. La topographie de la base de l'unité 1, en rive gauche, entre les sondages 13 et 9, est peut-être le témoin d'un modeste chenal antérieur au Bølling. Elle se situe 2,3 m au-dessus de l'incision maximum tardiglaciaire. Nous considérons qu'il s'agit de la valeur minimale de l'incision qui a dégagé une basse terrasse à travers l'abondant remblaiement éolien ou fluvi-éolien du fond de vallée. Une date réalisée sur charbon à la base des dépôts (12 560 ± 100 BP, GrA-23294, table 14) indique un colmatage précoce du chenal au Bølling ce qui place probablement l'incision au début du Tardiglaciaire, bien qu'aucun *terminus post-quem* précis pour le dépôt des loess du Pléniglaciaire supérieur ne soit disponible.

Sur le secteur d'étude, nous associons l'incision tardiglaciaire au cours d'eau méandriforme dessinant une large boucle relativement symétrique (rayon de courbure entre 550 et 700 m, longueur d'onde de 900 m). Le chenal A dont le tracé est effacé de la surface de la plaine a pu être recoupé par le chenal B au cours de l'Holocène.

3.4 Le comblement Bølling initial du chenal

Le comblement débute avec le dépôt d'une unité grossière sablo-graveleuse (24) qui se distingue des niveaux pléniglaciaires sous-jacents par son caractère plus sableux et l'incorporation de passées de limon plastique enrichi parfois de macrorestes végétaux et malacofaunes. Deux interprétations chronologiques sont possibles : (a) le caractère légèrement asymétrique du chenal permet d'assimiler la mise en place de ce niveau à la construction d'un petit banc de convexité inhérent à la dynamique du méandre dans une section peu sinueuse du chenal. Il s'agirait alors d'un dépôt contemporain de l'incision tardiglaciaire. (b) L'abondance relative des macrorestes végétaux et des malacofaunes pourrait également indiquer un remaniement de la berge ou du fond contemporain du niveau 13. Dans tous les cas, ce dépôt témoigne d'un transit sédimentaire non négligeable durant le début du Bølling. Par la suite, le brusque ralentissement des conditions hydrodynamiques se traduit par un colmatage fin sablo-limoneux lité (niveau 13, 12 560 ± 100 BP) qui contraste avec les sédiments grossiers de l'encaissant pléniglaciaire.

3.5 Le développement tourbeux Bølling-Allerød

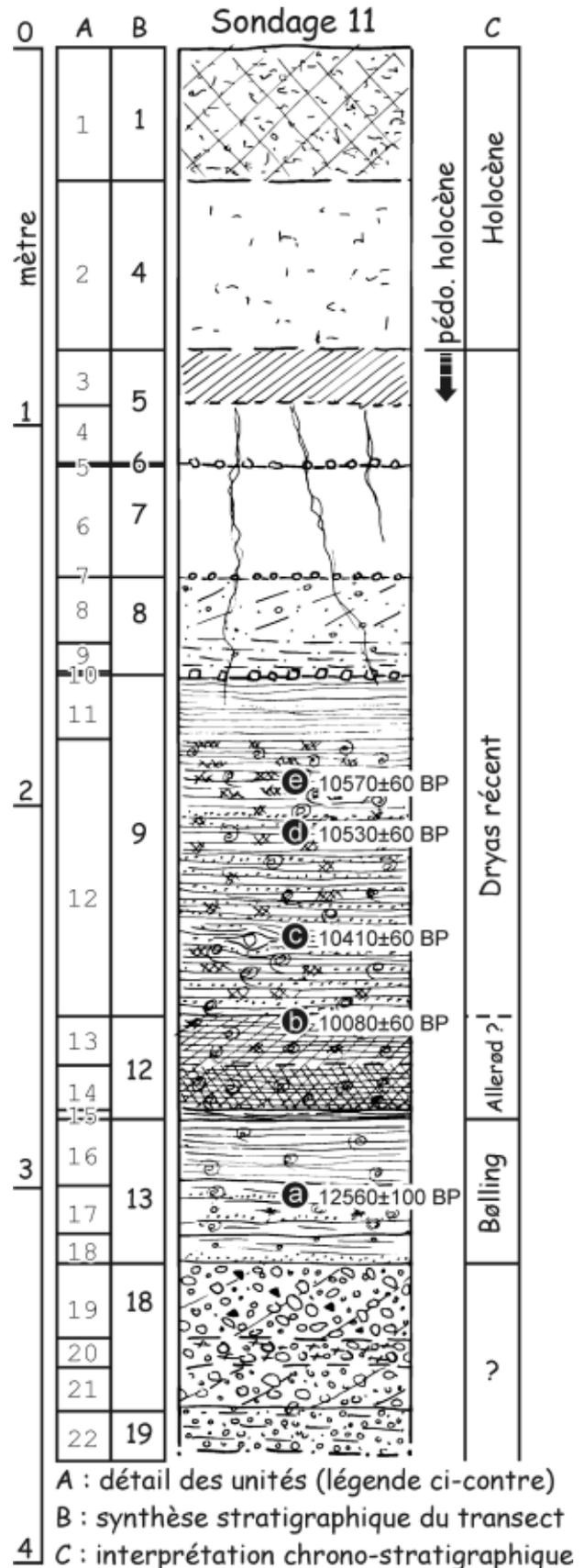
Le comblement se poursuit par le dépôt d'un limon organique lité passant latéralement à une tourbe franche (12). Cette évolution latérale de faciès peut être attribuée aux conditions locales de la chenalisation qui concentre les faibles écoulements (stratifications horizontales du limon organique) tandis que la tourbe se développe en position haute sur les flancs du chenal. En l'absence de donnée chronologique fiable (datation « b » rejetée), cette unité peut être attribuée aussi bien à une seconde partie du Bølling qu'à l'Allerød.

3.6 Première partie du comblement Dryas récent

Le Dryas récent est identifié à la base par un dépôt limono-sableux lité (9) très riche en malacofaunes brisées. Les malacofaunes constituent de véritables niveaux pluricentimétriques bioclastiques. Au droit de son développement maximum (S11, figure 51), il intègre de nombreuses lamines organiques avec des macrorestes végétaux. Ce niveau est interprété comme faciès de remplissage de chenal. Il bénéficie de trois dates homogènes (c, d, e, figure 50) entre 10 300 et 10 600 BP (environ 12 900 à 12 100 Cal BP, table 14). La mise en place du niveau 15 à graviers de craie s'explique par le sapement de la berge concave du chenal, probablement inhérent à l'autoajustement du paléoméandre. Son contact direct sur la tourbe franche (12) et son interstratification avec l'unité 9 (S02) témoignent d'une mise en place rapide contemporaine de la base du dépôt de 9. Le niveau 11 de graviers de craie à matrice limoneuse surmonte directement 15 et est recoupé par 9. Ce faciès résulte probablement de la poursuite d'une érosion plus modérée de la berge, au profil déjà modifié, ou au remaniement des graviers qui en sont issus. Si nous prenons en compte les dates « e » (10 570 BP) dans l'unité 9 et « f » (10 190 BP) dans l'unité 11, stratigraphiquement proche, l'intervalle 2 sigma pour cette partie du remplissage se réduit à environ 12 350-12 150 Cal BP. L'ensemble de ces observations (dépôts plus grossiers à laminations, légère érosion linéaire, sapement de berge) est le signe d'une dynamique fluviale plus active qui reflète la dégradation climatique du Dryas récent.

3.7 Seconde partie du comblement Dryas récent

La fin du comblement du chenal tardiglaciaire est composée d'une unité sablo-graveleuse (unité 8) et de deux limons gris homogènes (unités 7 et 5) séparés par un niveau discordant à graviers de craie anguleux (unité 6). Un petit sol s'est développé au sommet du dépôt dont l'épaisseur totale est d'environ 85 cm. Aucun élément datable n'a été rencontré. La géométrie du dépôt détritique, qui l'inclut dans le comblement du chenal tardiglaciaire, le caractère azoïque de l'ensemble et l'absence de décarbonatation avant le petit sol sommital plaident bien pour une mise en place au cours du Dryas récent. L'unité 8, à graviers de craie roulés, présente une limite inférieure érosive qui dessine deux petits chenaux remplis de graviers de craie (sondages 11 et 17, figure 50). Elle tapisse encore le fond d'un chenal



évasé et peu profond. La limite représentée par le niveau 6 (déflation ?) présente un léger bombement et marque une modification du profil transversal du chenal. La disparition des

Figure 51 - Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » : stratigraphie détaillée du sondage 11

- A – détail des unités (ci-dessous)
 B – correspondance sur le transect
 C – interprétation chronologique
 1 – limon brun sombre tourbeux, structure « granuleuse », compressible
 2 – limon argileux ocre à marbrures rouille, structuré
 3 – limon gris
 4 – limon bleu à traces rouille
 5 – lit de gravier de craie légèrement usé
 6 – limon gris clair
 7 – graviers
 8 – limon sableux à points de craie (<1 mm)
 9 – id., mais plus sombre et lits fins nettement visibles
 10 – limite nette marquée par des graviers de craie anguleux
 11 – limon clair, très peu cohérent avec fines lamines
 12 – id., en plus sombre avec malacofaune et débris végétaux abondants, texture sableuse vers 204 cm, un caillou de craie légèrement usé à 235 cm avec charbons et bois flottés
 13 – limon organique brun à noir lité, lits de malacofaune, charbons, débris végétaux
 14 – limon tourbeux brun gris, micro-laminé, malacofaune et débris de végétaux
 15 – alternance de limon tourbeux et de limon gris-verdâtre
 16 – lamines de limon gris verdâtre et malacofaune, moins abondante
 17 – limon clair, plastique avec quelques lamines sableuses, de 307 à 313 cm, lamines soulignées par de micro-charbons de bois ; quelques malacofaunes et graviers de craie
 18 – limon très plastique, très clair et légèrement verdâtre, graviers de craie épars, lamines sableuses vers 318 cm
 19 – graviers de craie usés, très hétérométriques dans une pâte crayeuse, quelques silex subsphériques (environ 1 cm) usés et éolisés
 20 – id., mais avec vides et revêtement d'oxyde ferrique
 21 – présence d'un galet (5 cm) de craie légèrement usé dans cailloutis hétérométrique
 22 – limon un peu sableux à graviers de craie abondant.

Figure 51 - Houplin-Ancoisne "Station d'épuration": detailed stratigraphy of core 11

- A – units details (see below)
 B – cross-section correlation
 C – chronologic interpretation
 1 – dark brown organic silt
 2 – ochre clayey silt with iron staining
 3 – grey silt
 4 – blue silt with iron staining
 5 – chalk gravel bed, slightly eroded
 6 – light grey silt
 7 – rolled gravel
 8 – sandy silt with small flecks (<1 mm) of chalk
 9 – id. but darker with clearly visible fine beds
 10 – clear limit marked by angular chalk gravels
 11 – unconsolidated light coloured silt with fine laminations
 12 – id. but darker with malacofauna and abundant plant remains, sandy texture at about 204 cm, a slightly rolled chalk pebble at 235 cm with charcoals and water worn wood
 13 – brown to black laminated organic silt, beds of malacofauna, charcoals, plant remains
 14 – micro-laminated brown-grey organic silt, malacofauna and plant remains
 15 – alternation of organic silt and grey-green silt
 16 – laminated grey-green silt with less abundant malacofauna
 17 – light clayey silt with some sandy laminations, from 307 to 313 cm laminations underlined by charcoals flecks; a few shells and chalk gravels
 18 – clayey silt, very light and slightly greenish, scattered chalk gravels, sandy laminations around 318 cm
 19 – chalk gravels, very poorly sorted in a chalky matrix, some sub-spherical flints (approximately 1 cm) eroded and wind worn
 20 – id. but with vesicles in soil matrix coated with oxide ferric
 21 – a slightly eroded chalk pebble (5 cm) in unsorted gravel matrix
 22 – sandy silt with abundant chalk gravels

échantillon			num. labo	années BP	interval 1 sigma (années cal. BP)	interval 2 sigma (années cal. BP)	attributions chronologiques :
fig5-a	charbon de bois	Pr12, S11-304 cm	GrA-23294	12560 +/- 100	15468 - 14325	15604 - 14165	Bølling (pas de prétraitement)
fig5-b	bois	Pr11, S11-257 cm	GrA-23291	10080 +/- 60	11918 - 11344	12115 - 11261	Date rejetée
fig5-c	bois	Pr10, S11-235 cm	GrA-23290	10410 +/- 60	12636 - 12107	12838 - 11935	Dryas récent
fig5-d	bois	Pr9, S11-200 à 216 cm	GrA-23289	10530 +/- 60	12826 - 12346	12920 - 12116	Dryas récent
fig5-e	bois	Pr8, S11-196 cm	GrA-23287	10570 +/- 60	12848 - 12365	12932 - 12177	Dryas récent
fig5-f	bois	Pr1, S2-181 à 190 cm	GrA-23284	10190 +/- 60	12255 - 11694	12340 - 11443	Dryas récent
fig5-g	bois	Pr7, S10-146 à 149 cm	GrA-23190	8380 +/- 50	9473 - 9303	9522 - 9158	Boréal
fig5-h	bois	Pr5, S10-107 cm	GrA-23286	3590 +/- 40	3961 - 3832	4056 - 3729	Subboréal
fig5-ij	bois	Pr4, S5-285 cm	GrA-23285	4135 +/- 40			date rejetée
fig.6	os	observations 1999, sondage 1	GRA-19038 (Lyon-1547)	5480 +/- 70			

Table 14 - Datations d'Houplin-Ancoisne transect « Station d'épuration »

courbe de calibration calib rev. 4.3. (Reimer et al., 2004)

Table 14 - Dates for the Houplin-Ancoisne "Station d'épuration" cross-section

calibration curve calib rev. 4.3. (Reimer et al. 2004)

structures litées et de la texture sableuse (unités 5 et 7), ainsi que le caractère anguleux des graviers (unité 6), témoignent de la diminution de la dynamique d'écoulement. À ce niveau du

colmatage, il est possible que le paléoméandre ne fonctionne plus en tant que tel et soit simplement emprunté par de petits écoulements se concentrant sur les marges du chenal.

4. Holocène

4.1 Lithostratigraphie

Une deuxième phase d'incision aboutit à la création d'un chenal holocène qui ne se surimpose pas au chenal tardiglaciaire. La section du chenal holocène est de l'ordre de 70 m de large. L'incision est modeste, d'environ 1,5 m par rapport au sommet des dépôts tardiglaciaires. Dans cette section du cours de la Deûle, elle a probablement suivi le tracé du chenal tardiglaciaire tout en étant guidée vers la rive droite par la microtopographie. La berge, qui est composée de sédiments essentiellement sableux et facilement remobilisables (23), a favorisé une érosion latérale. Ceci explique la translation d'une cinquantaine de mètres de l'axe de la rivière en direction de la rive droite (chenal B, figure 50). Cette migration latérale a permis la préservation d'une grande partie des séquences tardiglaciaires. La base du chenal est tapissée de 30 cm de sable lité gris avec granules de craie. En rive gauche, l'incision holocène a dégagé une basse terrasse dans les formations tardiglaciaires. En rive droite, le sapement des formations sableuses et loessiques a avivé la terrasse préexistante qui conserve encore aujourd'hui une fraîcheur certaine. La très basse terrasse tardiglaciaire/holocène de rive gauche a supporté une légère pédogenèse, elle a été ennoyée par des alluvions limoneuses (4) interprétées comme des dépôts d'inondation, puis par des dépôts limono-tourbeux (5). Les deux niveaux (4 et 5) conservent les traces d'une probable intervention anthropique (fossés ?) s'exprimant par des surcreusements localisés (base du niveau 1 entre S16-S22 et sur S24). Sur le transect (figure 50), le creusement holocène n'atteint pas le niveau maximal du creusement tardiglaciaire. 11 est plus élevé en altitude d'environ 1 m. Un limon tourbeux lité à nombreuses malacofaunes remplit la majeure partie du lit mineur (unité 2, figure 50) pour un remblaiement total d'environ 2 m d'épaisseur. Un limon argileux ocre (unité 4, limon d'inondation), recouvre la rive gauche et scelle la basse terrasse développée dans les formations tardiglaciaires. La fin du comblement se compose d'un limon brun (unité 1) qui envahit tout le profil, au caractère un peu moins tourbeux et avec une malacofaune moins abondante.

4.2 Chronologie et évolution holocène : une réinterprétation

Deux dates sur bois sont disponibles : « g » (8 380 ± 50 BP, GrA-23190) au contact des unités 2 et 3, et « h » (3 590 ± 40 BP, GrA23286) quelques décimètres plus haut au sein de l'unité 2.

Dans un premier temps, les données lithologiques et les deux dates avaient permis d'interpréter simplement l'histoire holocène de la Deûle : une activité fluviale assez forte (unité 3) aurait perduré au moins jusqu'au Boréal. Par la suite, un dépôt organique aurait très lentement comblé le chenal (unité 2, avec la datation « h » Subboréal). Toutefois l'observation immédiatement en amont sur la station d'épuration elle-même (n° 2 sur la figure 49) offrait l'image d'une stratigraphie un peu plus complexe, avec la présence d'un limon argilo-sableux à malacofaune sous une tourbe mieux conservée et affectée d'une structure anthropique attribuable à l'Atlantique (5 480 ± 80 BP, GrA-19038, Lyon-1547). Par la suite encore, les observations en amont du « Marais de Santes » (n° 6 sur la figure 49, cf. partie I.6-) révélaient une complexité certaine de l'histoire holocène de la rivière avec en particulier une crise érosive et une remontée du plan d'eau entre 5 210 ± 20 BP (GrA-25616) et 4 165 ± 20 BP (GrN-28443). Dès lors, une réinterprétation de la stratigraphie holocène du transect de la station d'épuration est possible en prenant en compte ces nouvelles données. Nous serions en présence d'une vidange totale du lit mineur holocène lors de cette même crise érosive vers la fin de l'Atlantique. Nous aboutissons au dépôt grossier de l'unité 3 qui intègre des éléments antérieurs (d'où la date « g » relativement ancienne). La vigueur de la rive droite développée dans le limon loessique peut s'expliquer par cette phase. La vidange n'est pas généralisée et des sédiments antérieurs sont conservés plus en amont. Depuis le début du Subboréal, un dépôt limono-organique comble le chenal et envahit le fond de vallée. Le paysage actuel est marqué par cette dernière évolution avec une large vallée humide d'où émergent des îlots loessiques.

I.6 - Houplin-Ancoisne

« Le Marais de Santes »

1. Résumé

1.1 Contexte

Le lieu-dit « Le Marais de Santes » est situé dans la vallée de la Deûle à quelques centaines de mètres en amont du transect de la station d'épuration (figure 30, n° 5, et figure 49 ; BDL 1766 à 1820). Il a fait l'objet d'opérations de fouilles (en 2002 et 2003 sur une enceinte du Néolithique Final et une structure de bois de l'Âge du Bronze) préalables aux travaux du « Parc Mosaique » aménagé par l'Espace Naturel Nord Métropole. L'enceinte se développe entre le vaste méandre perceptible sur la figure Ild_loc et un petit méandre inscrit dans la micro-topographie de la plaine (figure 52). Les fouilles, menées sous la direction d'Ivan Praud (INRAP et UMR7041), ont donné lieu à de nombreuses études paléo-environnementales : palynologie (Muriel Boulen, INRAP et UMR 7041 du CNRS), pédologie (Kai Fechner, INRAP), entomologie (Philippe Ponel, UMR 6116 du CNRS), carpologie (Marie-France Dietsch-Sellami, CRAVO et UMR 6566 du CNRS), dendro-archéologie (Vincent Bernard, UMR 6566 du CNRS), anthracologie (Sylvie Coubray, INRAP et UMR 7041 du CNRS), archéozoologie (Séverine Braguier, INRAP), avifaune (Gaëtan Jouanin, CRAVO). Nous ne présentons ici que les données et les premières conclusions que nous avons nous-mêmes menées sur la stratigraphie du lieu, avec éventuellement des références à d'autres études. L'ensemble est disponible dans le rapport de fouille (Praud *et al.*, 2007a) et dans une publication à venir (Praud *et al.*, sous presse).

1.2 Résultats

Le méandre à chenal étroit et à faible rayon de courbure est un vestige d'un état éphémère d'un bras de la Deûle partiellement comblé par du limon loessique à la fin du Pléniglaciaire supérieur. L'incision Bølling du grand méandre de Santes place le méandre en position de basse terrasse. La forme n'évolue pas au cours du Tardiglaciaire et de la première partie de l'Holocène.

Au cours du Néolithique (datation *post quem* 5 210 ± 40 BP), une remontée du plan d'eau et une phase érosive réactivent l'ancien méandre. Une tourbière se développe à la jonction entre la Deûle et le petit méandre. De part et d'autre, un courant emprunte l'ancien méandre et dépose un sable calcaire travertineux. Le développement de la tourbière implique la remontée du cours d'eau sur les rives et une diachronie des dépôts (tourbe et sable sont plus récents vers le haut et vers la périphérie).

La nouvelle configuration hydro-graphique favorise une implantation néolithique. La mise à nu du sol de la très basse terrasse provoque son érosion (colluvions contemporaines de l'occupation datées de 4 140 ± 50 BP et sol formé sur les colluvions daté de 4 070 ± 40 BP). De même, une date à 4 165 ± 35 BP témoigne de la fréquentation contemporaine du petit méandre où s'écoulait alors une eau vive. La tourbe envahit l'ensemble du petit méandre entre environ 3 690 ± 60 et 3 060 ± 50 BP. L'aménagement d'un axe de franchissement est réalisé par le dépôt de bois datés de 2 870 ± 20 et 2 690 ± 20 BP. Son utilisation provoque l'enfoncement des bois dans la tourbe.

The little meander with its narrow channel and tight radius bend is a vestige of an ephemeral bed of the Deûle. It is partially filled by loessic silt at the end of the Upper Pleniglacial. The Bolling incision of the large Santes meander shows it to have been in a low terrace position. There is no development during the Lateglacial and the first part of the Holocene.

*During the Neolithic (5210 ± 40 BP post-*quem* date), a rise in water level and an erosive phase reactivated the ancient meander. A peat-bog developed at the junction of the little meander and the Deûle river. A current flowed from one end to the other of the little meander and deposited calcareous tufa sand. The development of the peat-bog implies that its surface would have built up above the existing river banks leading to diachronic deposits (peat and sand are younger in the upper and peripheral parts).*

This new hydrographic configuration favoured neolithic settlement. The exposure of the soil on the low terrace led to its erosion (colluvia contemporary with the settlement dates to 4140 ± 50 BP and the soil overlying the colluvia dates to 4070 ± 40 BP). Likewise a 4165 ± 35 BP date testifies to human presence in the little meander with active water flow. Peat filled the entire meander between about 3690 ± 60 and 3060 ± 50 BP. The construction of a wooden trackway through the peat is dated from 2870 ± 20 to 2690 ± 20 BP. Its use caused the trackway to sink into the peat.

1.3 Problématiques

Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- style fluvial pléniglaciaire (cf. II.2-4.3) ;
- envahissement du fond de vallée par les loess Pléniglaciaire (cf. II.2-4.3.2) ;
- évolution holocène des fonds de vallée (cf. II.3-2.) ;
- crises érosives intra-Holocène (cf. II.3-2.) ;
- interactions zone humide / activité anthropique.

f – série palynologique principale (figure 61)
g – coupe « centrale » (figure 54 et photos 19 et 20)
h – sondage PM3 (photo 21)

localisation de l'ensemble des observations

- 1 – coupe
- 2 – puits
- 3 – carotte
- 4 – tarière mécanique
- 5 – tarière manuelle

traces d'activités fluviales pléistocènes

- 6 – « petit méandre » (genèse pléistocène, inondation et réactivation à l'Atlantique)
- 7 – autres talwegs en fond de vallée
- 8 – chenal pléistocène masqué par la couverture du bas de versant (unité 7 sur la figure 53)

Figure 52 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » :
microtopographie et localisation des observations

coordonnées en mètres Lambert 1 ; topographie d'après document aménageur avec points cotés

opérations archéologiques

- A – chantier 2003 (structure de franchissement)
B – chantier 2002 (enceinte néolithique et maison)
C – transect à la tarière mécanique (figure 53)

données présentées

- d – sondage PM9 (figure 56)
e – sondage carotté SC25 (figure 58)

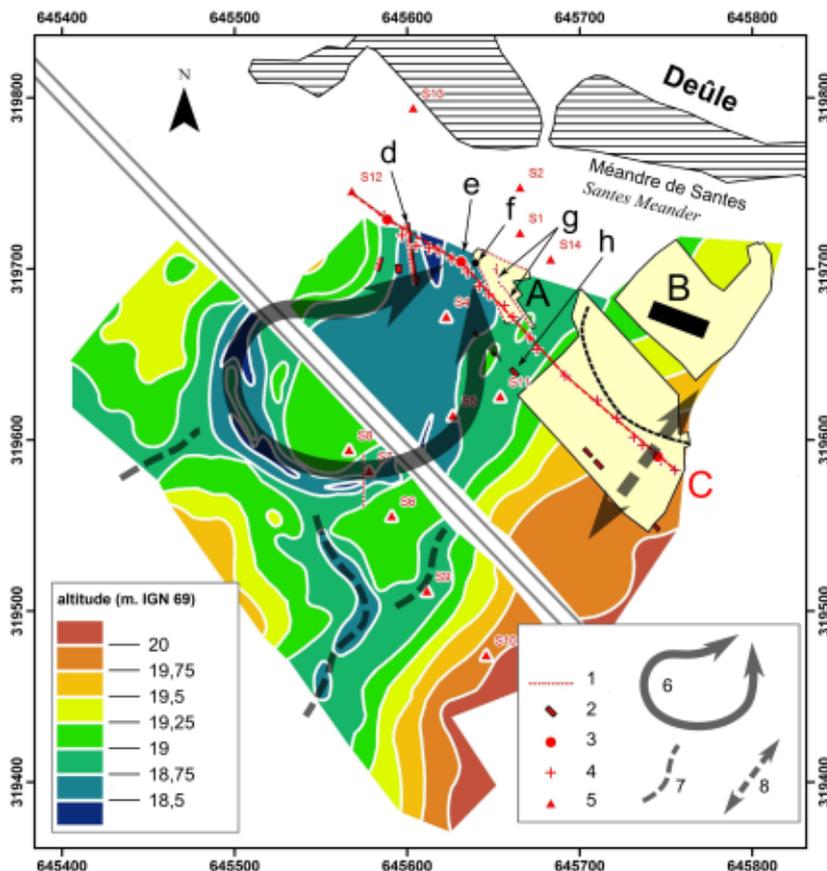


Figure 52 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": microtopography and location of observations

Lambert 1 survey coordinates ;
topography according to the planner's map with spot elevations

archaeological projects

- A – 2004 excavation (trackway feature)
B – 2003 excavation (Neolithic enclosure and house)

C – mechanical auger cross-section (figure 53)

displayed data

- d – PM9 test pit (figure 56)
e – core sample SC25 (figure 58)
f – main pollen series (figure 61)
g – « central » cross-section (figure 54 and photos 19 et 20)
h – PM3 test pit (photo 21)

location of observations

- 1 – cross-section
- 2 – test pit
- 3 – core sample
- 4 – mechanical auger test
- 5 – manual auger test

Evidence of Pleistocene fluvial activity

- 6 – « little meander » (Pleistocene genesis, flooding and reactivation during the Atlantic)
- 7 – other talwegs in valley bottom
- 8 – pleistocene channel masked by slope bottom formations (unit 7 figure 53)



Photo 18 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : vue aérienne

A – chantier 2003 (structure de franchissement)
 B – chantier 2002 (enceinte néolithique et maison)
 M – « petit méandre »

Photo 18 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": aerial view

A – 2003 excavation (trackway feature)
 B – 2002 excavation (Neolithic enclosure and house)
 M – « little meander »

2. Historique et nature des observations

Les travaux et les mouvements de terre liés à l'aménagement du jardin des communautés ont modifié la microtopographie de détail qui était encore perceptible en 2002. Un chemin pavé rectiligne (accès à l'ancien château) délimitait vers le sud des parcelles en prairie où se distinguaient clairement les traces d'un méandre à faible rayon de courbure. Le chemin était affaissé au droit des passages sur le chenal. Une partie des parcelles au nord du chemin était partiellement remblayée (travaux liés à l'aménagement du Parc et probables travaux antérieurs). Vers l'est, le sol s'élève lentement vers le Mélantois et les premières habitations d'Houplin-Ancoisne. Plus au nord, un plan d'eau et des parcelles boisées occupent l'emplacement de l'ancien lit holocène de la Deûle (photo 18), encore identifiable sur la carte IGN 1/25 000. L'amorce du versant, à l'est ainsi que la partie concave du méandre au sud et un autre talweg secondaire sont visibles sur la cartographie de détail de l'emprise (figure 52).

Au cours des différentes opérations archéologiques, plusieurs types d'observations de la stratigraphie ont été effectués (figure 52) :

- « S », sondage à la tarière manuelle ;
- « PM », sondage en puits à la pelle mécanique ;
- « ST », sondage destructif à la tarière mécanique ;
- « SC », sondage carotté sous gaine à la tarière mécanique ;
- « C », levé de coupes.

Une première approche de terrain lors du diagnostic a consisté en une série de 14 sondages à la tarière à main (S), peu profonds (environ 1,5 à 3 m). Six sondages à la pelle mécanique (PM) ont été réalisés pendant la fouille de la première tranche en 2002, sur l'habitat néolithique. Ils ont permis de percevoir directement la couverture sédimentaire du versant et sa jonction avec les alluvions comblant le méandre. Trois autres sondages PM ont été réalisés pendant le décapage de la fouille 2003. Ils ont permis d'observer la rive opposée du petit méandre. Enfin, un transect mécanisé a été réalisé en décembre 2002 sur le versant, à travers le méandre et à proximité de la structure en bois. Il avait pour but d'évaluer, avec le minimum de destruction possible, la conservation et le développement du gisement archéologique sur les zones de transition entre la berge et le fond du méandre. Il a consisté en 25 sondages, 22 sondages ST et 3 sondages SC (carottes). Les sondages ST et SC ont donné lieu à un rapport spécifique (Deschodt, 2003). Toutefois, de nouveaux éléments issus de la fouille 2003, les datations et les analyses palynologiques permettent une nouvelle interprétation du transect effectué à la tarière mécanique (figure 53).

En 2003, plusieurs coupes détaillées ont été levées sur le périmètre du décapage : coupe « centrale », coupe « sud » et « nord » le long des limites de décapage, et coupe « XD109 ». Les sondages PM7 et 9 ont également donné lieu à des levés. Le sondage PM8 n'a rencontré qu'un remblai moderne.

3. Stratigraphie « type » et variations spatiales

La réouverture de la tranchée de sondage à l'emplacement de la structure de franchissement en bois a permis de réaliser une coupe « centrale » (figure 54 et photo 19) et de définir une stratigraphie « type » qui a servi de référence pour la fouille 2003 (figure 55 et photo 21).

SV : sédiment verdâtre

L'unité « SV » rassemble des formations alluviales de texture assez contrastée (graveleuse à limoneuse). Elle est présente en rive et dans le chenal. Sa limite supérieure présente un hiatus et une limite érosive nette avec le niveau archéologique à matériel néolithique (SN). L'unité SV s'en distingue très nettement par sa coloration verdâtre, due principalement à la gleyification (et à la présence de glauconie quand le sédiment est sableux). La différence de coloration, et souvent de texture, fait de cette limite le niveau stratigraphique repère le plus évident sur le terrain.

La coupe centrale (figure 54) a été prolongée vers le versant et légèrement approfondie (les possibilités d'observation vers le bas sont limitées par la nappe phréatique). Elle permet d'observer trois sous-unités, toutes avec des limites nettes et un pendage dirigé vers le

nord-ouest (vers le rescindement). L'unité la plus ancienne est composée d'alternance de limon et de gravier de craie (de $x = 0$ jusqu'à $x = 12$ m). Elle est surmontée d'une unité nettement plus sableuse qui l'érode avec même un petit chenal métrique ($x = 9$ m). L'unité sableuse et sablo-limoneuse est elle-même surmontée d'un limon en continuité avec le loess présent sur le versant. Leur limite est là encore érosive et la conservation sur la coupe centrale (vers $x = 22 / 23$ mètres) d'un vestige de lits sableux témoigne d'une érosion dans des conditions de gel profond. L'unité comporte d'ailleurs quelques fentes de dessiccation dues au gel (figure 22). « SV » intègre des alignements de cailloux et graviers de craie anguleux et des lits très riches en carbonates. La partie supérieure de l'unité (limoneuse) est affectée, en rive ($x = 16$ m), d'une décarbonatation peu profonde. Dessous, nous observons des lits limoneux enrichis en carbonate (concentration syngénétique du dépôt).

Cette lecture de la coupe centrale concorde avec les observations effectuées dans le secteur : un loess lité en continuité avec le loess typique de versant recouvre les alluvions sableuses. Il est attribué à une aridification de la fin du Pléniglaciaire weichselien (Deschodt *et al.*, 2004). Sur le site, le contact est marqué par de petites ravines creusées dans le sable gelé



Photo 19 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : coupe centrale

en arrière plan la fouille de la structure de bois dans le petit méandre

Photo 19 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": central cross-section

in background: excavation of the trackway feature in the little meander



Photo 20 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : extrémité nord de la coupe centrale

Photo 20 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": north end of the central cross-section

(PM2). Il est affecté de fentes de gels syngénétiques (PM3). La mise en évidence de cette unité sur le décapage 2003, lui-même au-dessus du chenal ancien incisé dans la craie (figure 53) implique la réévaluation de l'âge de la formation du méandre. D'abord supposé tardiglaciaire ou holocène, le méandre ne peut en fait être postérieur au dépôt de loess.

Le toit de l'unité SV forme sur le décapage 2003 un léger interfluve (figure 56) diminuant progressivement d'altitude vers l'ouest. Il s'agit de la zone de confluence entre la rive du méandre et celle de la Deûle holocène. Ce relief modéré joue un rôle important dans la répartition des unités stratigraphiques puisqu'il sépare un environnement propre au petit méandre, caractérisé par la « stratigraphie type », de celui du lit mineur de la Deûle. Il coïncide avec l'apparition de l'unité LC et les variations de faciès ; le fait est particulièrement flagrant dans l'observation PM9 où en quelques mètres les faciès types « SN » et « T » passent à un sédiment sableux organique. Ces deux petites éminences situées de part et d'autre de la zone de confluence ont très probablement constitué un axe de franchissement (gué sur une distance de l'ordre de 20 m). Des aménagements légers (accumulations de bois) ont pu faciliter cette traversée.

SN : sable avec matériel néolithique

L'unité « SN » a été désignée d'après sa texture sableuse (localement graveleuse, plus rarement limono-sableuse) et par l'abondance du matériel archéologique qu'elle contient (silex, faune, céramique). Elle est constituée d'un sable travertineux gris (remaniement d'oncolithes), fortement compressible. Elle contient une malacofaune d'eau vive, qui avec la texture (gravier localement dominant), témoigne du passage d'une eau courante. Elle est affectée de nombreuses involutions qui correspondent à des figures de charge (déformation du sédiment non consolidé gorgé d'eau). Toutefois, la présence de matériel archéologique enfoncé dans l'unité « SV » implique également un piétinement. Son épaisseur, fréquemment de l'ordre de 10 cm, est irrégulière (localement absente ou en petites poches). Elle s'épaissit à l'extrémité nord-ouest du décapage où elle se subdivise en un faciès « clair » (vers le bas) et « foncé ». Le faciès « clair » est dépourvu de vestiges tandis que le faciès « foncé » est riche en matériel archéologique et débris de bois.

T : tourbe

Une tourbe se développe sur SN ou sur le sédiment verdâtre SV. Elle contient également du matériel archéologique lithique et des restes de faune. Plus épaisse que SN, l'unité ne dépasse guère quelques décimètres au maximum. Dans ce cas, elle comporte une partie inférieure plus sableuse avec quelques lamines. En rive, la tourbe passe progressivement à un limon tourbeux brun de plus en plus clair.

Un faciès très particulier se développe au sein de la tourbe sous la structure de bois. Il s'agit d'une accumulation de fragments de bois en voie de décomposition (apparence de copeaux de quelques centimètres) et séparés par des vides partiellement comblés par du sable. Il est difficile d'expliquer ce dépôt de manière naturelle (une accumulation de petits bois flottés impliquerait une activité fluviale plus dynamique ou du moins l'existence d'un axe d'écoulement). Sa position (sous un aménagement) nous incite à l'interpréter comme un fait archéologique. Il pourrait s'agir d'un dépôt de fascines pour surélever la zone et offrir une assise aux bois. Les données palynologiques sont identiques en partie inférieure et supérieure de la couche, confirmant sa mise en place extrêmement rapide.

L'unité « T » se retrouve en vis-à-vis avec des caractéristiques identiques dans les observations PM9 et PM7. Dans PM9, elle passe progressivement vers la Deûle à un limon sableux organique (figure 56). PM7 a rencontré un faciès de rive (limon brun peu épais) avec un matériel archéologique abondant à la limite inférieure, au contact avec SV.

LC : limon coquillier

La coupe centrale a permis de définir une unité de limon coquillier, gris clair, présente sur la tourbe. Elle n'est présente que dans le nord-ouest du décapage. Sur la coupe nord, elle est surmontée d'un horizon tourbeux passant à un horizon humifère vers la rive, témoin de la surface topographique antérieure aux dépôts de remblais. Il s'agit de l'unité qui présente la plus grande variation spatiale : elle change rapidement de faciès, avec l'apparition d'une composante organique. Cette variation (et la disparition concomitante de l'unité TLT) a engendré en début de fouille une confusion entre LC et TLT. Aucun équivalent n'a été trouvé dans la tranchée PM9.

Son apparition brutale au droit de l'interfluve formé au sommet de l'unité SV permet de l'interpréter comme un dépôt lié à la jonction entre le petit méandre et la Deûle.

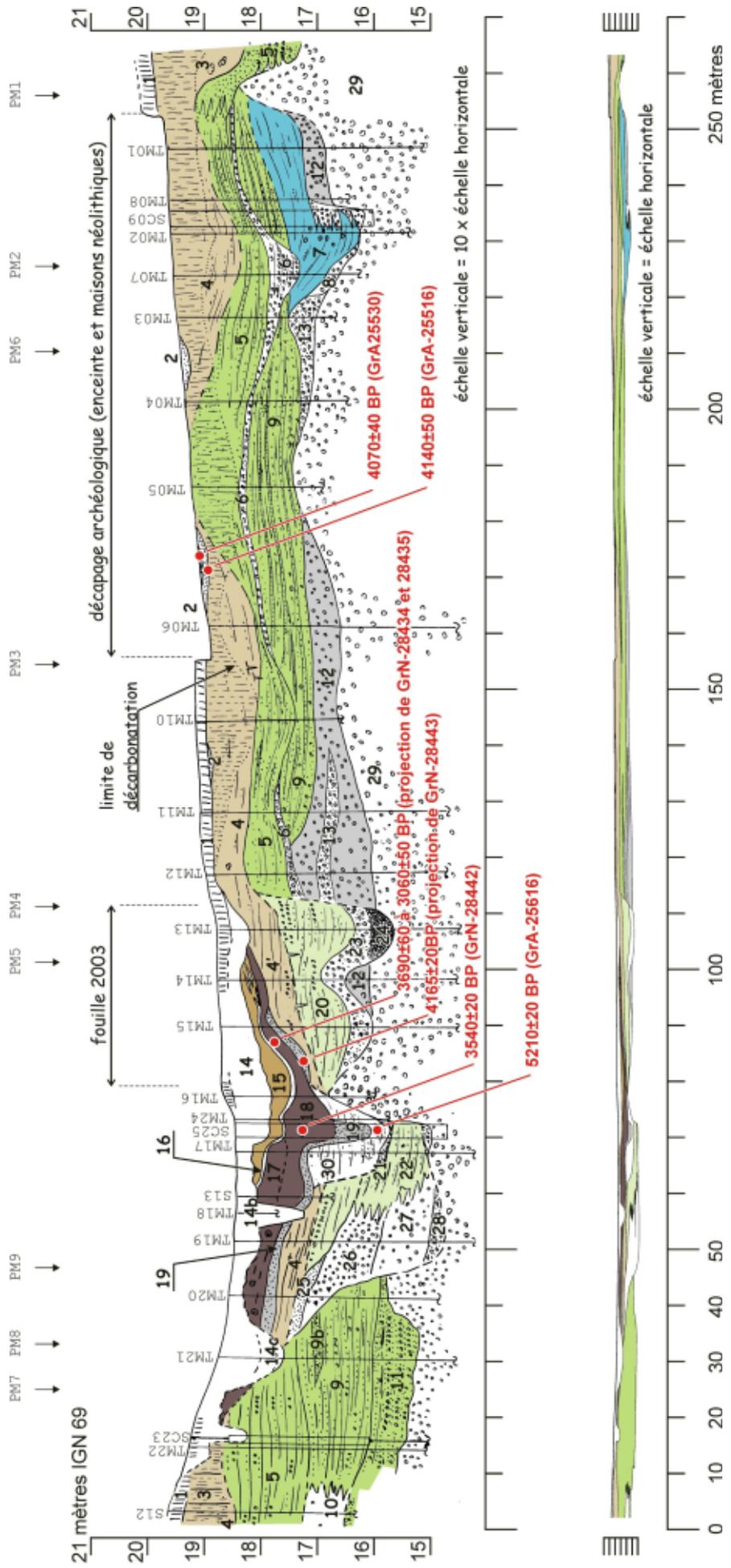


Figure 53 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : transect à la tarière mécanique, réinterprétation

- 1 – Labour
- 2 – poches de sablon limoneux colluvié, développement d'un horizon humifère
- 3 – Limon loessique, localement faciès lité de fond de vallée, affecté par des fentes de gel syngénétiques
- 4 – Lits réguliers de limon et de sable
- 5 – Lits de sable, sable limoneux, de gravier de craie
- 6 – Gravier et sable lité
- 7 – Limon argileux finement lité, avec quelques lits sableux (le sondage PM 2 a rencontré un peu de matière organique), remplissage de chenal, relation avec l'unité 9 mal établie
- 8 – Gravier de craie à matrice sableuse usé à revêtement rouille
- 9 – Sable et gravier de craie lités (faciès plus sableux que 5), présence de petits fragments organiques dans TM 22
- 10 – Limon à petits graviers de craie épars, sans litages perçus (sondage à la tarière à main n° 12), relations avec l'unité 9 mal établies
- 11 – Lits marqués de sable et de graviers de craie
- 12 – Gravier de craie, matrice limoneuse calcaire grise
- 13 – Graviers de craie à matrice sableuse
- 14 – Limon jaune loessique, aspect hétérogène, éléments épars de fragments de briques
- 15 – Limon tourbeux, lité, calcaire
- 16 – Lit de travertin, quelques centimètres d'épaisseur
- 17 – Tourbe limoneuse litée, malacofaune
- 18 – Tourbe riche en bois vers la base, quelques lits perceptibles, localement calcaire avec malacofaune
- 19 – Sable limoneux gris, meuble, calcaire avec matériel anthropique abondant
- 20 – annulé
- 21 – Gravier à matrice sableuse
- 22 – Lits de limon, de sable fin, présence de charbons de bois
- 23 – Gravier à matrice sableuse
- 24 – Limon gris plastique, devenant rapidement noir vers le bas avec inclusions de graviers de craie hétérométriques
- 25 – Sable vert
- 26 – Gravier de craie roulé, sans matrice, meuble, avec quelques géolifractions de silex émoussés
- 27 – Gravier de craie roulé, matrice limoneuse bleu plastique ne comblant que partiellement les vides
- 28 – Gravier de craie à matrice sableuse
- 29 – Craie fragmentée, matrice limoneuse calcaire localement très compacte

Figure 53 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": mechanical auger cross-section, reinterpreted

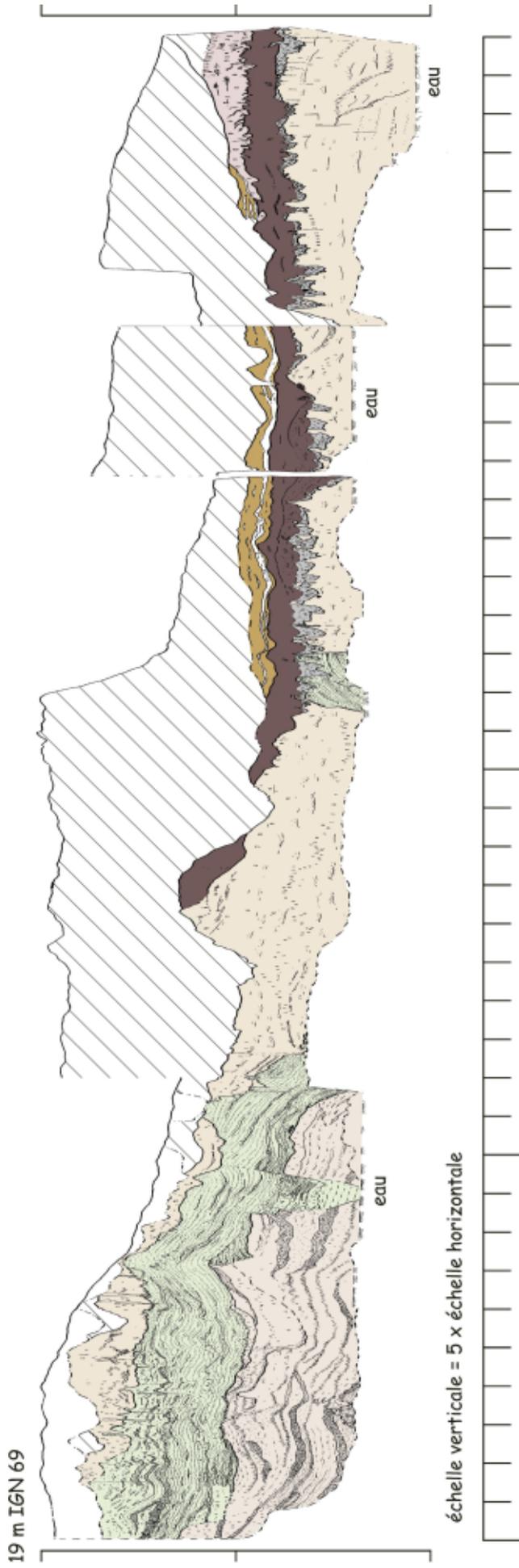
- 1 – plough horizon
- 2 – colluvial silty fine sand, humic horizon
- 3 – loessic silt, bedded facies in some places, syngenetic frost cracks
- 4 – regular beds of silt and sand
- 5 – beds of sand, silty sand and chalk gravels
- 6 – bedded gravels and sand
- 7 – bedded clayed silt, with a few sandy beds (a small amount of organic mater in the PM2 test pit), channel infilling, stratigraphic relation with unit 9 not established
- 8 – worn chalk gravels with sandy matrix and ferric coating
- 9 – bedded sand and chalk gravels (more sandy than unit 5), organic matter present in TM22 auger core
- 10 – silt with sparse, small chalk gravels, no beds seen (manual drilling n° 12), stratigraphic relation with unit 9 not established
- 11 – clear beds of sand and chalk gravels
- 12 – chalk gravels, inlight calcareous silty matrix
- 13 – chalk gravels in sandy matrix
- 14 – heterogenous yellow loessic loam, sparse inclusions, bricks fragments
- 15 – calcareous bedded peaty silt
- 16 – calcareous tuffa bed, a few cms thick
- 17 – bedded silty peat, malacofauna
- 18 – peat, rich in woods fragments towards the base, a few visible beds, locally calcareous with malacofauna
- 19 – calcareous loose grey silty sand, with numerous anthropic elements
- 20 – deleted
- 21 – gravel in sandy matrix
- 22 – silt and fine sand beds, charcoal
- 23 – gravels in sandy matrix
- 24 – plastic grey silt, becoming black downwards, with unsorted chalk gravels
- 25 – green sand
- 26 – rounded chalk gravels, loose, without matrix, a few flint gravels
- 27 – rounded chalk gravels, plastic blue silty matrix, gaps or vesicles partially filled
- 28 – chalk gravels, sandy matrix
- 29 – fractured chalk, locally very compact chalky silty matrix

TLT : travertin et limon tourbeux

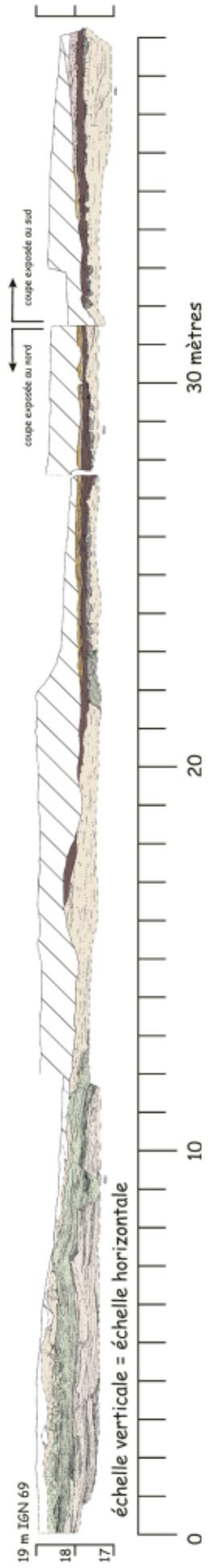
L'ensemble de la zone, à l'exception du plus fort développement de LC (coupe nord), est recouvert d'un limon tourbeux calcaire avec souvent un ou des lits de travertin précipité bien marqués. Le lit calcaire avait été rencontré et utilisé comme niveau repère dès les premiers sondages à la tarière à main. C'est la seule unité qui garde un faciès constant sur la coupe PM9 à l'approche de la Deûle.

R : remblai et remaniement

De nombreux fossés perturbent la stratigraphie type définie ci-dessus. La plupart sont évasés et peu profonds. Leur limite inférieure est parfois difficile à percevoir car ils sont en partie comblés par les sédiments qu'ils traversent. Des fossés plus profonds, comblés notamment de briques et de scories s'ajoutent aux premiers. Enfin, l'ensemble est recouvert d'une couche de remblais limoneux loessiques.



Houplin-Ancoisne, Le Marais de Santes, 2003, "coupe centrale"



←
Figure 54 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » :
coupe centrale
unités : voir figure 55

Figure 54 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes":
central cross-section
see figure 55 for units

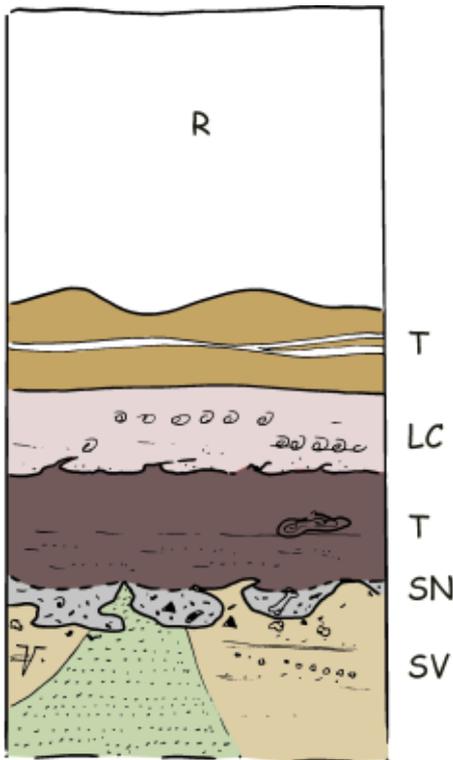


Figure 55 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : log type

SV – sédiment verdâtre (Pléniglaciaire)
SN – sable avec matériel néolithique
abondant
T – tourbe
LC – limon coquillier
TLT – travertin et limon tourbeux
R – remblai et remaniement

Figure 55 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": typical log

SV – greenish sediment (Pleniglacial)
SN – sand with numerous neolithic remains
T – peat
LC – shelly silt
TLT – calcareous tufa and peaty silt
R – fill and reworked sediment

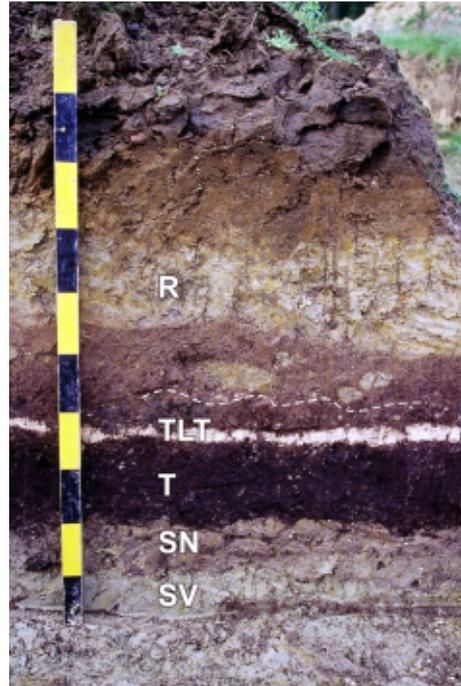


Photo 21 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : sondage en puits PM3
légende : voir figure 55

Photo 21 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": PM3 test pit
key: see figure 55

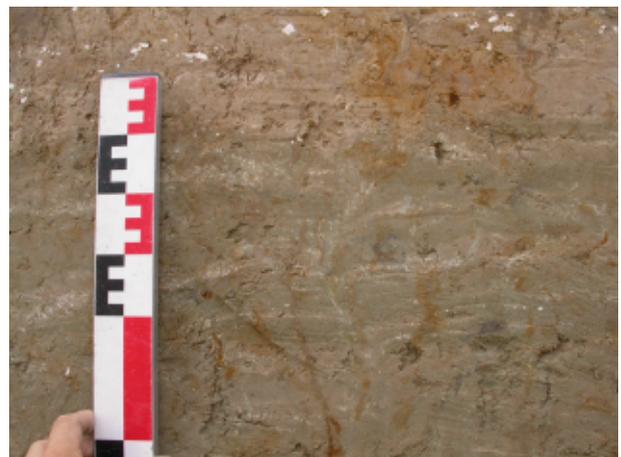
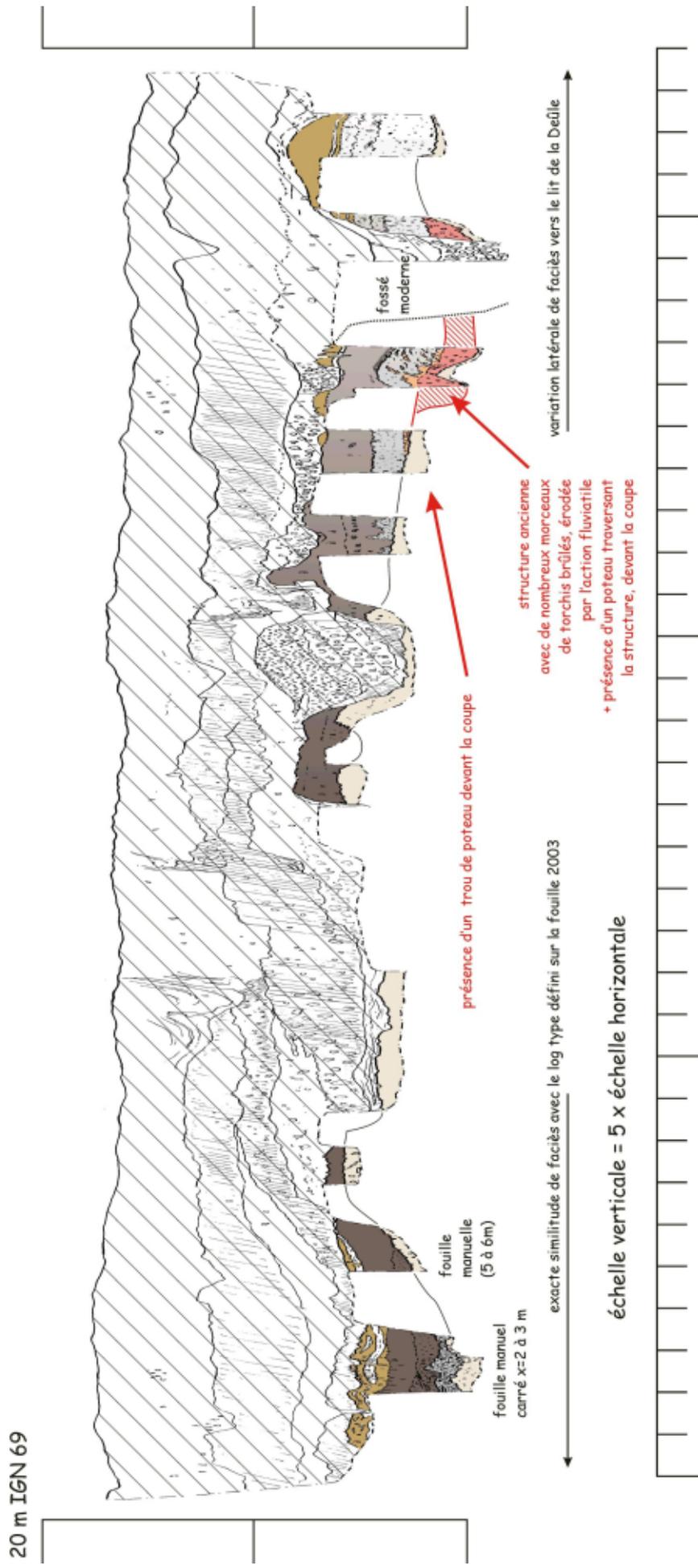
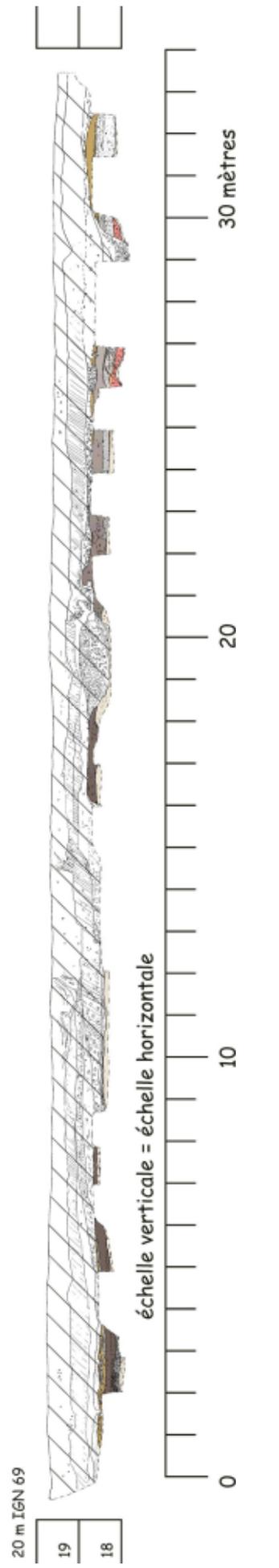


Photo 22 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : faciès
du comblement du petit méandre
coupe centrale (figure 54)
alluvions de sable, de limon, de graviers de craie ; fentes de
dessiccations syngénétiques ; dépôt loessique en partie
supérieure

Photo 22 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : small
meander infilling facies
central cross-section (figure 54)
sand, silt, chalk gravels, alluvia; syngenetic frost-cracks;
loessic deposit in the upper part



Houplin-Ancoisne, Le Marais de Santes, 2003, "coupe PM9"



4. L'évolution du petit méandre

Les nombreuses observations, les datations radiocarbone (figure 57) et une lecture « chronostratigraphique » du contenu palynologique (figure 58) (isochronie des spectres qui en des endroits différents présentent un contenu identique) permettent de reconstituer l'évolution du méandre (figures 59 et 60).

4.1 Un méandre hérité du Pléniglaciaire (antérieur à 15 000 BP)

La couverture loessique et en particulier son faciès de fond de vallée participe au comblement du méandre (figure 54 et photo 55). Ceci implique une réinterprétation fondamentale du transect TM présenté en 2003 (Deschodt, 2003) : le méandre et son rescindement sont antérieurs au dépôt loessique de la fin du Pléniglaciaire supérieur (figure 53).

Le méandre observé (chenal de l'ordre de 20 à 30 mètres de large, de 2 à 3 m de profondeur et rayon de courbure de l'ordre de 50 à 70 m) est donc une relique d'un bras de la Deûle qui s'est développé en climat périglaciaire et dont l'abondance de la charge et la faiblesse de la pente ont pu favoriser le développement d'un style méandrique. Le cours d'eau devait alors se développer, sur ce modèle, en de multiples petits cours sinueux et très mobiles. Le rescindement et l'abandon du chenal ont probablement eu lieu peu de temps après l'incision elle-même (aucune trace de migration du méandre n'est perçue). Il a été ensuite comblé par la couverture loessique remaniée par des écoulements modestes. L'interprétation est également concordante avec la présence de petits talwegs dans le fond de vallée (figure 52). Ceux-ci pourraient être des traces d'écoulements selon un régime hydrologique proche (faibles écoulements en milieu loessique). De même, un dépôt très fin au droit du sondage SC9 (figure 53) correspond à un comblement de chenal de même gabarit. Son remplissage indique un arrêt ou un affaiblissement des écoulements (décantation). Il a ensuite été recouvert par des alluvions sablo-graveleuses puis par le limon de versant remanié par une action fluviale modérée. Aucune limite stratigraphique évidente n'apparaît entre la couverture de versant et l'unité SV en fond de vallée :

l'apparition de la gleyification, les changements de texture (tendance à un enrichissement en sable, voire en gravier, du limon) et de structure (apparition de lits) sont graduels. Le dépôt de SV est contemporain du loess sur le versant et n'en constitue qu'une variation de faciès caractérisée par une activité fluviale.

4.2 L'enregistrement palynologique de « SV » (étude M. Boulen)

La colonne palynologique « série principale » prélevée sur la coupe « sud » de la fouille 2003 (figures 58 et 61) a permis d'observer deux zones palynologiques locales dans l'unité « SV ». La zone 1 se caractérise par une très bonne conservation des pollens et offre l'image d'une forêt à bouleaux/pins et d'une strate herbacée de type prairie humide. La zone 2 témoigne de conditions de préservation plus médiocres mais contient l'enregistrement d'une forêt de pins et d'épicéas avec présence de thermophiles. De toute évidence, l'unité « SV » est antérieure à l'Holocène. Sans pouvoir véritablement définir de chronozone, il est intéressant de constater que le cortège de pollens de la zone 1 est proche de celui observé par A.V. Munaut (inédit) à Dourges (plus de 50 % de *Pinus*) dans un sédiment similaire (limon loessique gleyifié) et dans des conditions topographiques également similaires (cuvette dans le fond de vallée de la Deûle). L'échantillon étudié y était antérieur à la formation de la première tourbe tardiglaciaire datée de 12 590 ± 150 BP (GrN-28 210).

Le fond de la vallée de la Deûle a donc enregistré, dans des « pièges » sédimentaires, la présence d'une forêt à bouleaux/pins contemporaine ou postérieure aux ultimes dépôts de loess et antérieure aux premières tourbifications du Bølling (environ 12 500 BP).

Dans le cas de Dourges, il pourrait s'agir de la zone à *Pinus*, *Salix*, *Juniperus* et *Betula* du tout début Bølling, observée dans le bassin parisien (Limondin-Lozouët *et al.*, 2002). Toutefois, dans le cas d'Houplin-Ancoisne, l'absence de taxons steppiques (aucun pollen d'*Artemisia*, de *Thalictrum* ou d'*Helianthus*) plaide pour un âge plus ancien (Boulen *in Praud et al.*, 2007a).

←
Figure 56 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : sondage PM9, interfluve formé par SV entre le petit méandre et le cours de la Deûle, transition de faciès

Figure 56 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": test pit PM9, SV interfluvium between the little meander and the Deûle river, facies transition

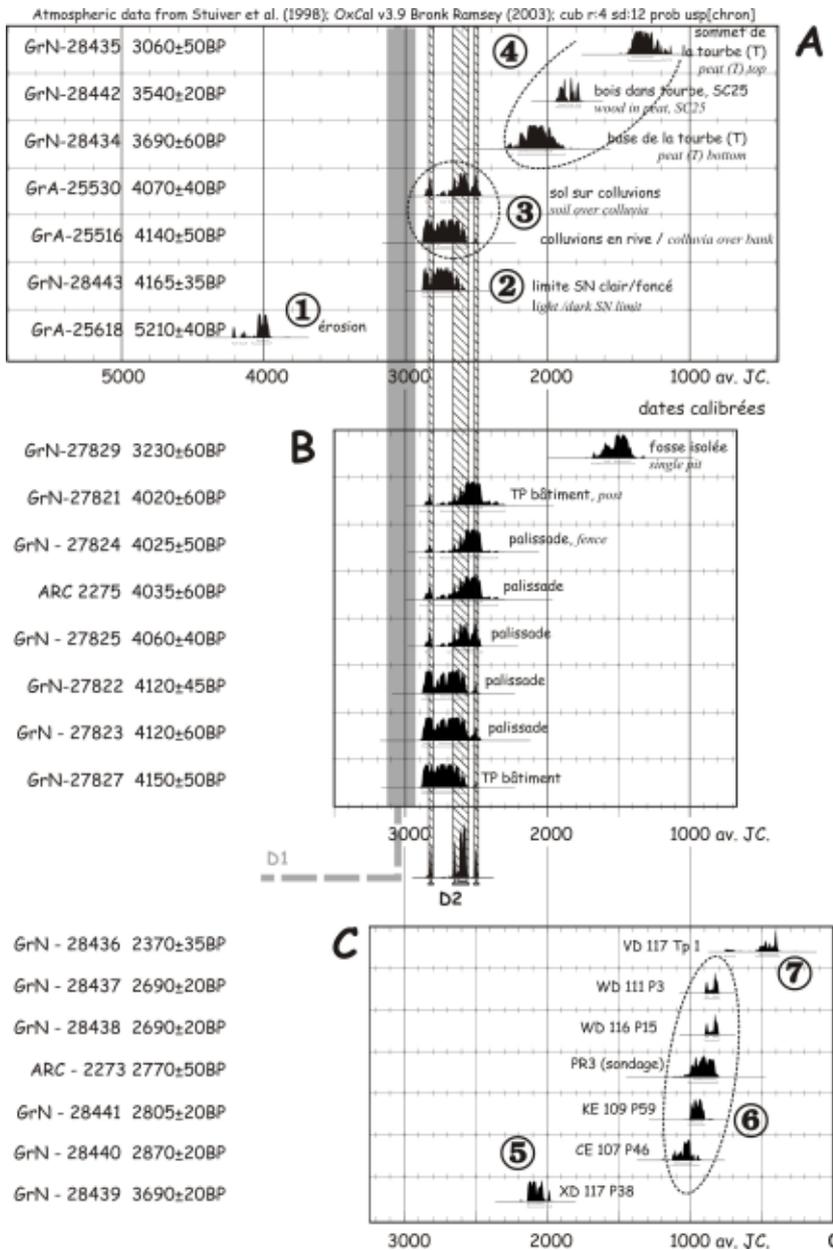


Figure 57 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : datations radiocarbone, présentation graphique

datation 1 : datation de l'enceinte par dendrochronologie

datation 2 : datation de l'enceinte par radiocarbone

A – unités stratigraphiques dans le petit méandre

B – palissade et maison néolithique

C – structure de bois dans le petit méandre

1 – remaniement rapide de l'unité SV : érosion fluviale

2 – eau vive dans le méandre, dépôt de l'unité SN et rejets néolithiques

3 – colluvions puis stabilisation et formation d'un horizon humifère

4 – développement de la tourbe (unité T)

5 – bois antérieur à la formation de tourbe et enveloppé par la la tourbe

6 – aménagement en bois, postérieur à la tourbe

7 – poteau isolé dans le petit méandre

Figure 57 - Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes": radiocarbone dates, graphic display

date 1: dendrochronological date for the enclosure

date 2: radiocarbone date of the enclosure

A – stratigraphic units in the little meander

B – Neolithic enclosure and house

C – wooden feature in the little meander

1 – rapidly reworked unit SV: fluvial erosion

2 – running water in the little meander, unit SN deposit and neolithic garbage

3 – colluvia followed by stabilisation and formation of a humic horizon

4 – peat development (unit T)

5 – wood anterior to peat formation, bedded in peat

6 – wooden feature, posterior to peat development

7 – isolated post in the small meander

4.3 Stabilité du Bølling au Néolithique (15 000-5 000 BP)

La réalisation d'un transect à travers le lit de la Deûle quelques centaines de mètres en aval (partie I.5-) permet de reconstituer une partie de l'évolution ultérieure : le cours de la Deûle s'est incisé au Bølling, juste au nord du petit méandre pléniglaciaire. Ce dernier s'est alors retrouvé inscrit comme une forme relique sur une basse terrasse, en rive droite d'un vaste

méandre. Aucun phénomène postérieur au début du Bølling et antérieur au dépôt de SN n'est perçu sur le terrain (à l'exception de la pédogenèse du versant et de son érosion d'origine anthropique, cf. *infra*).

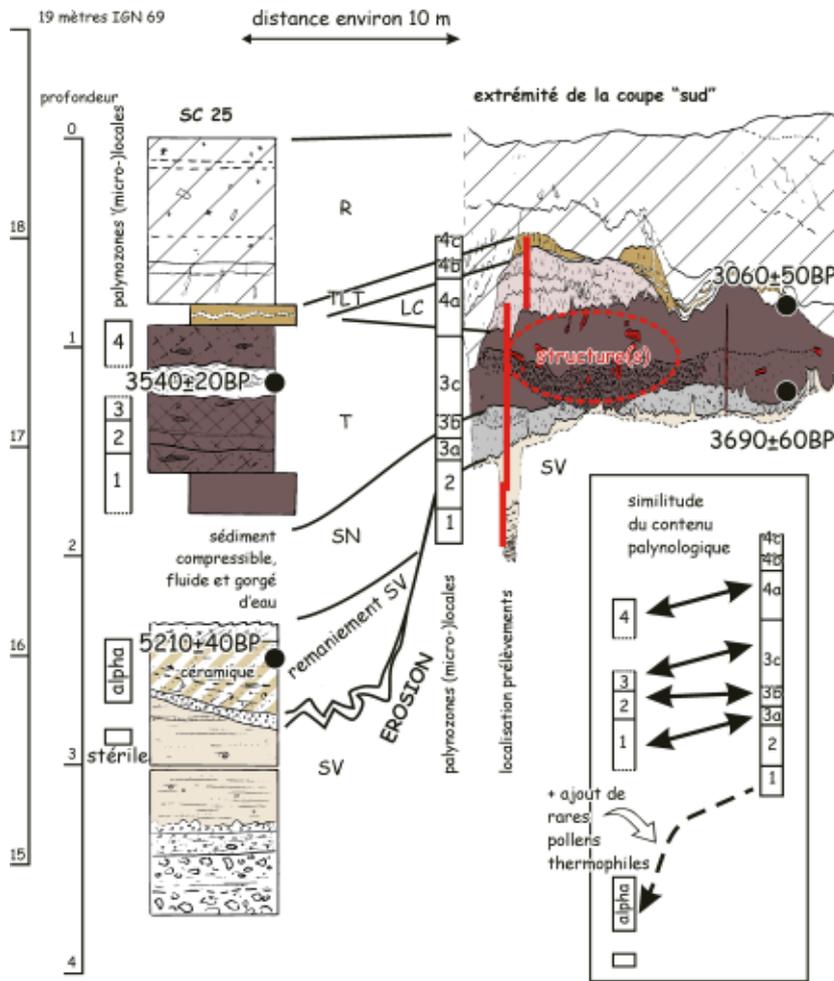


Figure 58 - Corrélation stratigraphique et palynologique entre la fouille 2003 et la carotte SC 25

Figure 58 - Stratigraphic and palynologic correlation between the 2003 excavation and core sample SC25

4.4 Une crise érosive néolithique (post-quem 5 210 BP)

Au cours de l'Holocène une crise érosive (et une hausse du niveau hydrologique) a permis de redonner vie à l'ancien méandre. Outre le fait que l'unité « SN » témoigne d'une reprise d'un écoulement, cet épisode est principalement connu par le sondage SC25 (figure 58).

La carotte SC25 a été prélevée au droit du maximum de développement de la tourbe (T) présente sous l'unité TLT. Sous environ un mètre de tourbe, le sédiment, trop fluide et compressible, s'est échappé de la gaine pendant la remontée de la tête de forage. Un reliquat au sommet de la passe suivante montre clairement son caractère sableux et travertineux, identique à l'unité « SN ». Sous la perte, un limon vert à lits de sable (unité de détail 13) a été tout d'abord interprété comme unité « SV » (Pléistocène) (Deschodt, 2003). Cette première interprétation s'est révélée erronée après la découverte dans la carotte elle-même d'un tessou de céramique. Ensuite, une datation sur charbon de bois a donné sans ambiguïté un terminus post-quem 5 210 ± 40 BP (GrA-25618). Nous sommes donc en présence d'une unité sédimentaire néolithique de faciès proche de « SV » mais

antérieure à « SN », sans correspondance dans la stratigraphie « type » définie sur la fouille. Or, l'étude du contenu palynologique loin de révéler une végétation Atlantique montre, au sommet d'un sédiment pauvre en pollens, l'enregistrement d'une forêt de Bouleaux et Pins similaire à l'unité 1 « SV » de la série principale (figure 61) avec juste la présence de quelques taxons thermophiles.

Nous interprétons l'ensemble de ces données comme un remaniement du sédiment SV au Néolithique. La limite inférieure érosive est accompagnée d'un lit graveleux discordant avec le sédiment sous-jacent SV. Dans le remaniement, seuls quelques pollens contemporains ont pu se mêler aux pollens anciens majoritaires, témoignant d'une mise en place rapide « en masse », probablement à la suite de la sape, de l'effondrement et du déplacement de la rive formée dans l'unité SV (figure 62).

La coupe PM9 (figure 54) offre un autre témoignage de cette phase érosive et de la remontée du plan d'eau avec le remaniement partiel d'une vaste structure fossoyée, à proximité de la rive de la Deûle, contenant de nombreux morceaux de torchis brûlés (vers x = 25 à 30 mètres).

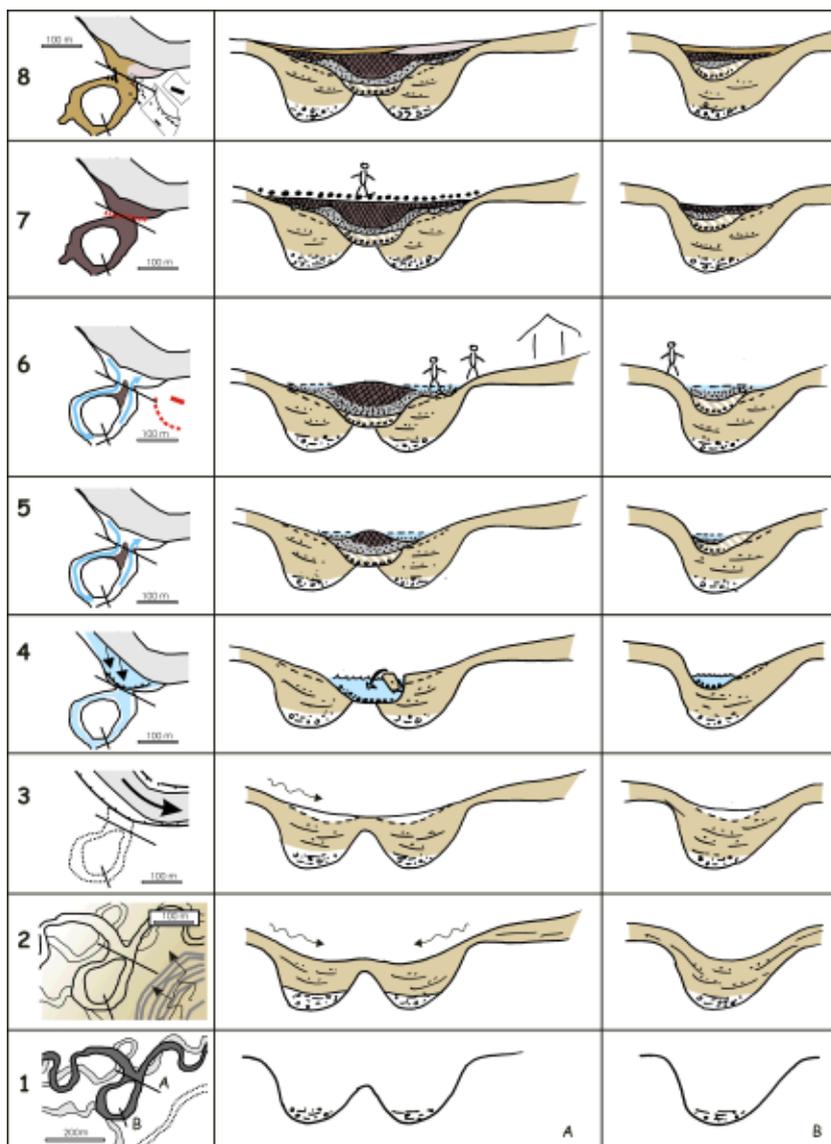


Figure 59 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : reconstitution de l'évolution du petit méandre

- 1 – Pléniglaciaire : incision du petit méandre
- 2 – fin du Pléniglaciaire : comblement partiel du petit méandre par des alluvions (sable, graviers) et du loess lité (unité SV)
- 3 – début du Tardiglaciaire (Bølling) : incision du lit de la Deûle, création du méandre de Santes ; l'ancien petit méandre est en position de basse terrasse
- 4 – Atlantique (post-quem 5210 ± 40 BP) : remontée du plan d'eau, érosion rapide et effondrement de la rive de la Deûle (mélange de pollens) et inondation de l'ancien petit méandre
- 5 – circulation d'eau dans le petit méandre (aux environs de 17,5 m IGN 69) et dépôt de l'unité SN et de tourbe (T)
- 6 – vers 4165 ± 35 BP, installation d'une enceinte néolithique, recul de la forêt, développement vers les berges de l'unité T et SN (jusqu'aux environs de 18 m IGN 69)
- 7 – Subboréal, entre environ 3690 ± 60 à 3060 ± 50 BP, envahissement par la tourbe ; puis installation d'une structure en bois (datée de 2870 ± 20 et 2690 ± 20 BP) permettant la traversée de la tourbière à la jonction entre le petit méandre et la Deûle
- 8 – dépôt de sédiment travertineux et tourbeux (unité LC, puis TLT)

Figure 59 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : reconstruction of the evolution of the small meander

- 1 – Pleniglacial: incision of the small meander
- 2 – Terminal Pleniglacial: small meander partly filled by alluvia (sand, gravels) and bedded loess (unité SV)
- 3 – Early Lateglacial (Bølling): Deûle river channel incision, creation of the Santes meander; the ancient small meander is in low terrace location
- 4 – Atlantic (post-quem 5210 ± 40 BP): raised water level, rapid erosion and Deûle bank collapse (miwed pollens), flooding of the ancient small meander
- 5 – running water in the small meander (about 17.5 m IGN 69) and deposit of units SN and T (peat)

- 6 – about 4165 ± 35 BP, occupatoin of a Neolithic enclosure, forest decline, developpement towards the banks of unit T and SN up to about 18 m IGN 69
- 7 – Subboreal, between 3690 ± 60 BP and 3060 ± 50 BP, the small meander is infilled by peat ; followed by installation of wooden trackway feature (2870 ± 20 and 2690 ± 20 BP) allowing crossing the peat-bog cat the junction fo the small meander and the Deûle river
- 8 – Calcareous tufa and peaty sediment deposit (unit LC then TLT)

L'érosion qui précède le dépôt de SN s'est donc manifestée vigoureusement au droit de l'ancien rescindement du petit méandre et au contact avec le cours holocène de la Deûle. Elle s'est plus modérément exercée, et à une altitude plus élevée, dans l'ancien méandre qu'elle a réactivé. C'est ainsi que nous interprétons un sondage à la tarière manuelle (S7) qui a rencontré, au-dessus d'une couche de graviers de craie, un

limon à lits sableux. La présence de petits charbons de bois (assez abondants pour être perçus dans le faible diamètre de la tarière) nous incite à faire la corrélation avec le remaniement néolithique de « SV » et non « SV » lui-même (où aucun charbon n'a été perçu dans les coupes levées). Les écoulements qui ont accompagné et suivi la phase érosive néolithique ont emprunté le méandre relique.

4.5 Écoulements dans le méandre (environ 4 100 BP)

Un courant s'écoule dans le méandre déposant un sable calcaire localement graveleux (« SN »). « SN » s'étale sur une grande surface à proximité de la Deûle (depuis le décapage 2003 jusqu'à PM9 au moins) mais le cours est étroit dans la boucle elle-même (de l'ordre de 5 m de large).

Les analyses palynologiques (*cf. infra*) montrent clairement un maximum de la chênaie dans l'unité « SN » clair suivi d'un recul marqué de la forêt dans « SN » foncé. Un bois à la limite « SN clair/foncé » est daté de $4\,165 \pm 35$ BP et est contemporain de l'occupation néolithique (figure 57). À partir de cette limite, le mobilier archéologique devient très abondant et témoigne de la fréquentation du méandre par les hommes.

En utilisant les spectres palynologiques comme marqueur temporel, nous mettons donc en évidence un synchronisme entre unités lithologiques distinctes. La même évolution de la couverture végétale (recul marqué de la forêt) est enregistrée dans la carotte SC25 à quelques mètres de là, mais dans l'unité de tourbe (zone locale 2 dans SC25 et zone locale 3B de la série « principale », figure 58). De même, la base de la tourbe au droit du maximum de l'érosion se développe en même temps que se dépose le sable « SN ». Les sédiments concernés se situent à une altitude proche. La tourbe, à ce moment-là, forme une limite entre le flux amont (« SN » dans PM9) et aval (« SN » sur le décapage 2003). Inversement, la palynologie révèle une diachronie au sein d'unité dont la lithologie est homogène. Ainsi SN et T sont plus anciens (et plus profonds) au droit du rescindement. Les mêmes faciès sont plus jeunes près des berges. Nous avons ici l'évidence d'un développement progressif de SN ; de la tourbe et d'une migration des chenaux actifs de plus en plus haut sur les rives (figure 63). Ce phénomène a été mis en évidence dans la Somme, à l'échelle de la vallée, pour des périodes plus anciennes (Antoine *et al.*, 1998 ; Ducrocq, 2001). La microtopographie du contact entre « SN et SV », avec de petits chenaux ou surcreusements, l'approfondissement modéré mais distinct de la base des unités « SN et T » vers la rive étayent cette hypothèse.

4.6 Envahissement du méandre par la tourbe puis aménagement d'un chemin

L'unité tourbeuse envahit le méandre. Sur le décapage 2003 (carré BE115), son développement a été daté entre 3 690 et 3 060 BP, en concordance avec la fin de la palynozone Subboréal. Le spectre palynologique enregistre également, au cours de cette période, un recul de l'activité humaine du fait de l'extension d'une prairie humide.

À l'exception d'une date isolée, la structure de bois fouillée donne des datations nettement postérieures à la formation de la tourbe (figure 57). Or, ces bois ont été fouillés non seulement au sommet de la tourbe, mais aussi dans la tourbe, et très souvent jusqu'au contact avec « SN ». Ils n'ont donc pas été recouverts par la tourbe mais s'y sont enfoncés. Outre la répartition des bois (dans l'axe du franchissement supposé du méandre et de la zone haute « SV »), de leur structuration (bois parallèles), cet enfoncement est un argument supplémentaire permettant de les interpréter comme une structure de cheminement. Les bois les plus récents appartiendraient à une phase de réfection. Séparés de 5 m, ils ont exactement la même date (intervalle 1 sigma entre 895 et 805 av. J.-C.) et ont probablement la même origine.

La durée d'utilisation du chemin (en se basant sur les intervalles de probabilité à 1 sigma) s'étendrait d'environ 1 100 ou 1 000 av. J.-C. jusqu'environ 900 à 800 av. J.-C. (entre 1 à 3 siècles d'utilisation).

La zone a continué à être fréquentée ultérieurement comme en témoigne la datation sur un pieu isolé ($2\,370 \pm 35$ BP).

Il est à noter que les bois sont en voie de pourrissement. Ils ont donc cessé d'être protégés par la nappe phréatique à une époque assez récente (peut-être depuis la création du canal actuel dans les années 1950).

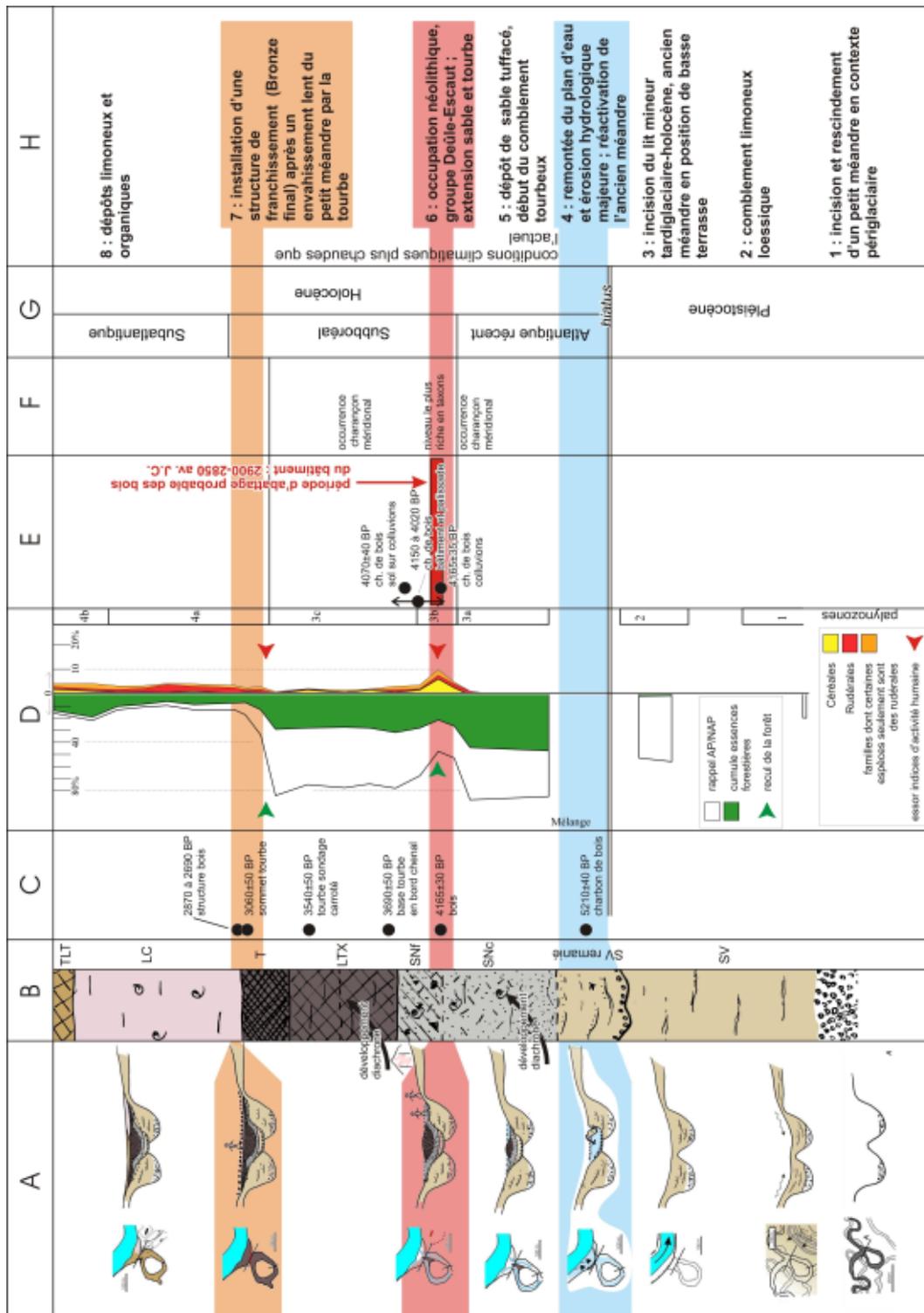


Figure 60 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : synthèse chrono-stratigraphique et paléoenvironnementale

- A – croquis des principales phases de l'évolution du méandre (figure 59)
- B – stratigraphie, log schématique d'après levés de coupes et le sondage carotté 25
- C – datations radiocarbone dans le méandre
- D – données palynologiques, représentation des indices anthropiques et palynozones
- E – datations radiocarbone et dendrochronologiques sur le versant (habitat néolithique)
- F – occurrences de taxons méridionaux (entomologie)
- G – chronostratigraphie
- H – commentaires de l'évolution du méandre

Figure 60 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : palaeoenvironmental and chrono-stratigraphic synthesis

- A – sketches of the principal phases of meander evolution (figure 59)
- B – stratigraphy, schematic log form the cross-section and core sample 25
- C – radiocarbon dates in the small meander
- D – palynologic data, palynozones and evidence of human activity
- E – radiocarbon and dendrochronologic dates on the slope (Neolithic occupation)
- F – presence of southern insect taxa
- G – chronostratigraphy
- H – comments on the evolution of the meander (see figure 59)

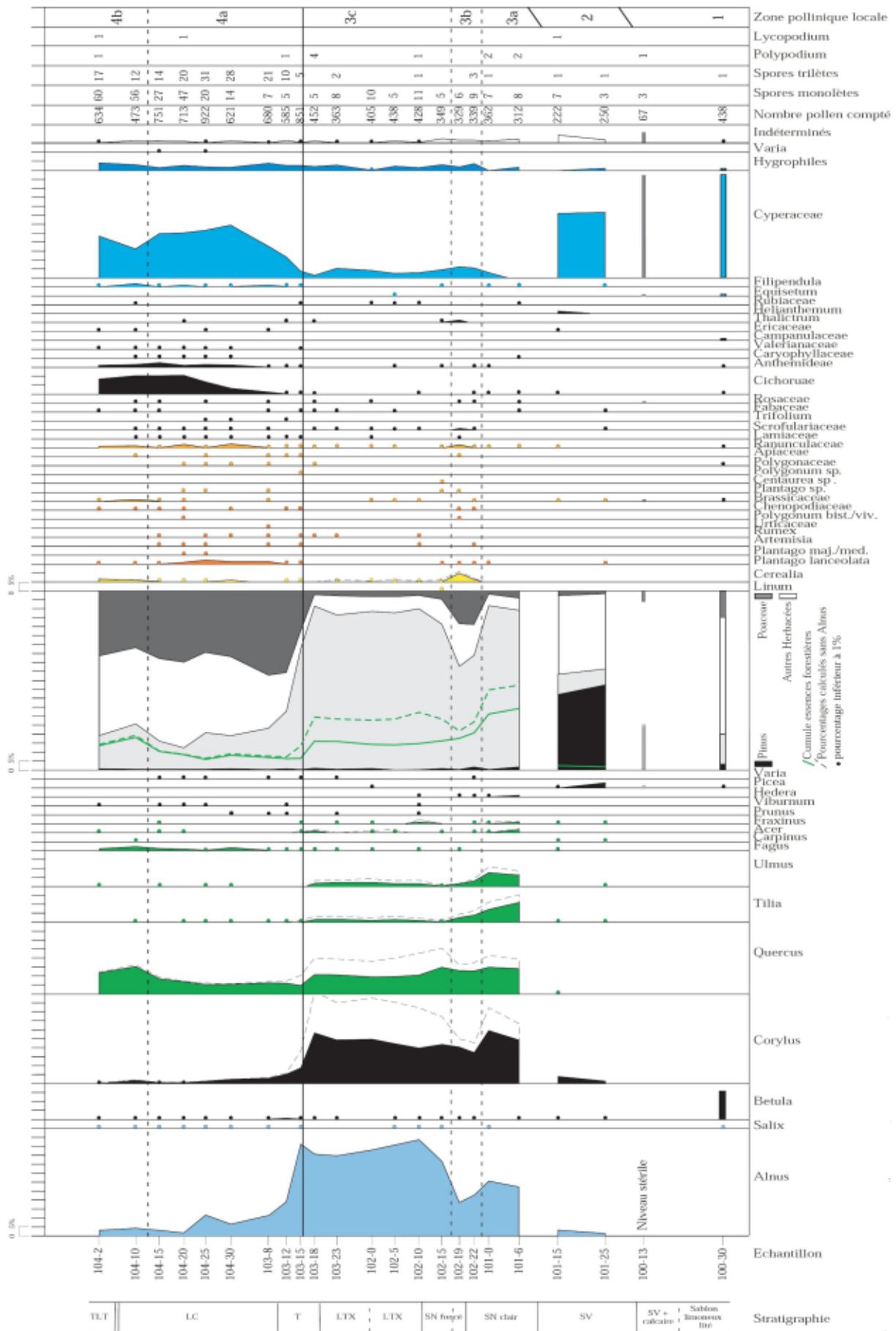


Figure 61 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : diagramme pollinique, série principale (étude Muriel Boulén, INRAP)

Figure 61 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : pollen diagram, main series (data from M. Boulén, INRAP)

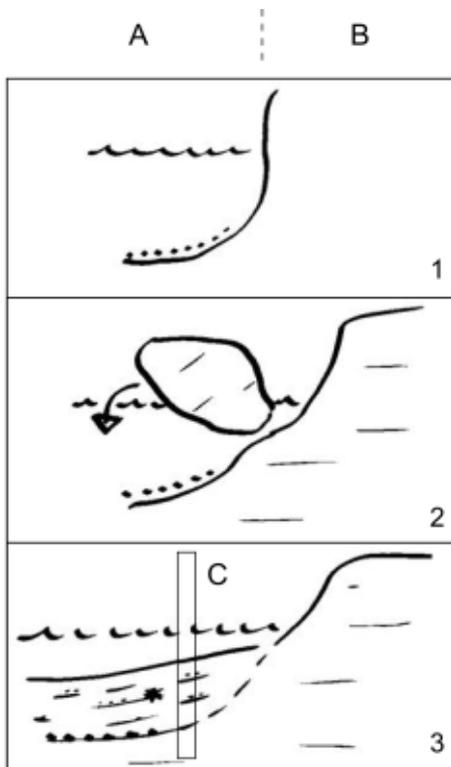


Figure 62 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : hypothèse d'un effondrement de la berge

A – Deûle (méandre de Santes)
 B – comblement du petit méandre (basse terrasse)
 C – position de la carotte SC25, mélange de pollens

Figure 62 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes »: bank collapse hypothesis

A – Deûle river (Santes meander)
 B – small meander infilling (low terrace)
 C – core sample SC25 location, mixed pollen

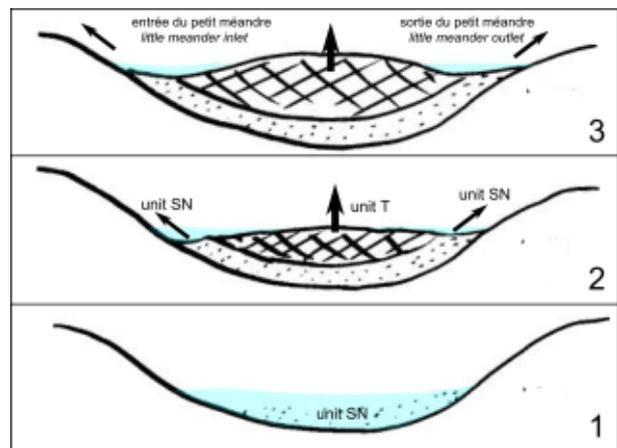


Figure 63 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : hypothèse d'un développement simultané et diachronique des unités SN et T

à la jonction petit méandre / méandre de Santes et après la crise érosive

Figure 63 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes »: hypothesis of simultaneous and diachronic development of units SN and T

at the junction of the small meander and Santes meander, following the erosive crisis

I.7 - Seclin « Hôpital »

1. Résumé

1.1 Contexte

La parcelle sondée à l'occasion de l'extension de l'hôpital de Seclin est contiguë à la rive gauche du canal de Seclin (figure 30, n° 6, et figure 64 ; BDLN n° 1933 à 1937). Ce dernier, en connexion avec le canal de la Deûle, occupe le fond d'un large vallon drainant environ 40 km² d'un sous-bassin versant situé à la retombée sud du dôme du Mélantois. Cette zone est connue en particulier par le gisement paléolithique moyen de Seclin, distant de quelques centaines de mètres (Leroi-Gourhan *et al.*, 1978 ; Leroi-Gourhan, 1988 ; Tuffreau *et al.*, 1994 ; Valladas *et al.*, 1999).

1.2 Résultats

La stratigraphie rencontrée est composée de (de haut en bas) : colluvions, limon loessique, sable et limon lité, jusqu'à environ 2 à 2,7 m de profondeur. En dessous encore, une épaisse nappe d'alluvions sablo-graveleuses témoigne d'une forte activité fluviale. Seul un sondage en puits a permis d'observer le témoin d'une formation limoneuse litée gleyifiée à débris végétaux, antérieure à la nappe graveleuse. Bien que les pollens y soient mal conservés, une interprétation Début Glaciaire Weichselien et une corrélation avec Lambersart « Les Conquérants » (partie I.2-) sont possibles.

The observed stratigraphy consists of (from top to bottom): colluvia, loessic silt and beds of sand and silt, down a about 2 to 2.7 m deep. Further down a thick sheet of alluvial sands and gravels testifies to strong fluvial activity. A test pit attained a gleyed bedded silty formation with vegetal remains, which is anterior to the gravel sheet. Although it had poor pollen conservation, attribution to the Weichselian Early Glacial and correlation to Lambersart «Les Conquérants» (part I.2-) is possible.

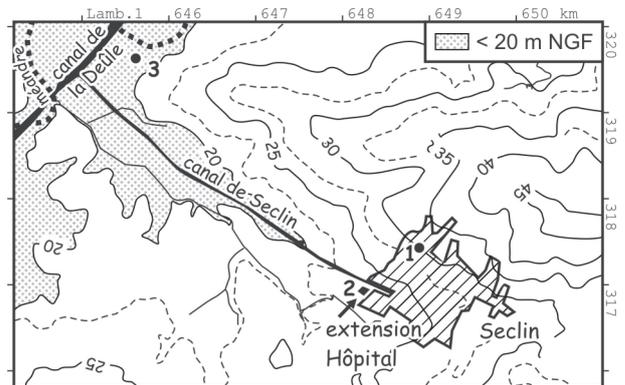


Figure 64 - Localisation de l'observation Seclin « Hôpital »

Courbes de niveau en mètres NGF Lallemand, d'après la carte IGN 1/25 000, aire inférieure à 20 m en grisé
1 – gisement paléolithique moyen (Seclin « usine »)
2 – parcelle sondée, extension de l'hôpital

Figure 64 - Location of the observation Seclin "Hôpital"

Contours in meters (Lallemand survey, from the 1/25000 IGN map), area below 20 m in grey
1 – middle paleolithic site (Seclin « usine »)
2 – tested plot (hospital expansion).

1.3 Problématiques

Seclin « hôpital » apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- formations antérieures au Pléniglaciaire weichselien (cf. partie II.1-) ;
- style fluvial pléniglaciaire (cf. partie II.2-) ;
- envahissement du fond de vallée par les loess du Pléniglaciaire (cf. partie II.2-4.3.2).

2. Lithostratigraphie

Quatre sondages profonds, réalisés à la pelle mécanique, ont rencontré une série fluviale de sables et graviers de craie lités surmontée d'une couverture limoneuse calcaire, parfois sablonneuse et litée en partie inférieure (figure 65). Le sondage le plus éloigné du canal (SP1) a montré la conservation, sous des dépôts graveleux, d'une unité limoneuse gleyifiée avec restes végétaux (figure 65 et photo 23). Cette unité sédimentaire est érodée vers le nord. Ultérieurement, un sondage tarière a été entrepris à l'extrémité sud de la parcelle dans le but de prélever et analyser l'unité limoneuse gleyifiée. Une colonne palynologique a été prélevée dans la tarière gouge (photo 24).

Photo 23 - Seclin « Hôpital » : SP1

- A – limon brun, colluvions
- B – limon loessique
- C1 – lits sableux, un peu limoneux
- C2 – graviers de craie et sable
- D – limon gleyifié à restes végétaux

Photo 23 - Seclin "Hôpital": SP1

- A – brown silt, colluvia
- B – loessic silt
- C1 – sandy beds, slightly silty
- C2 – chalk gravels and bedded sand
- D – gleyed silt, vegetal remains

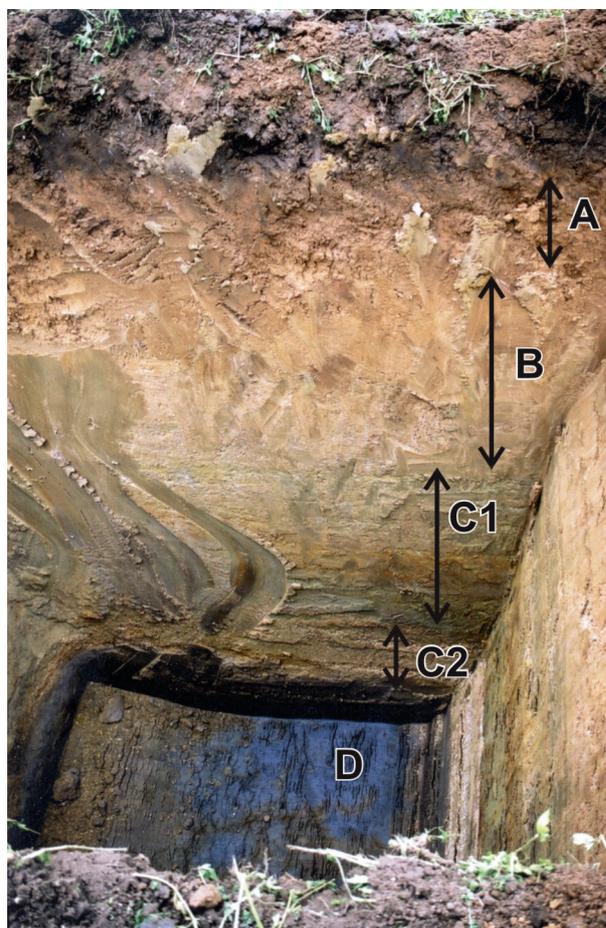


Photo 24 - Seclin « Hôpital » : prélèvements palynologiques dans la tarière

Photo 24 - Seclin "Hôpital": palynological samples in the auger

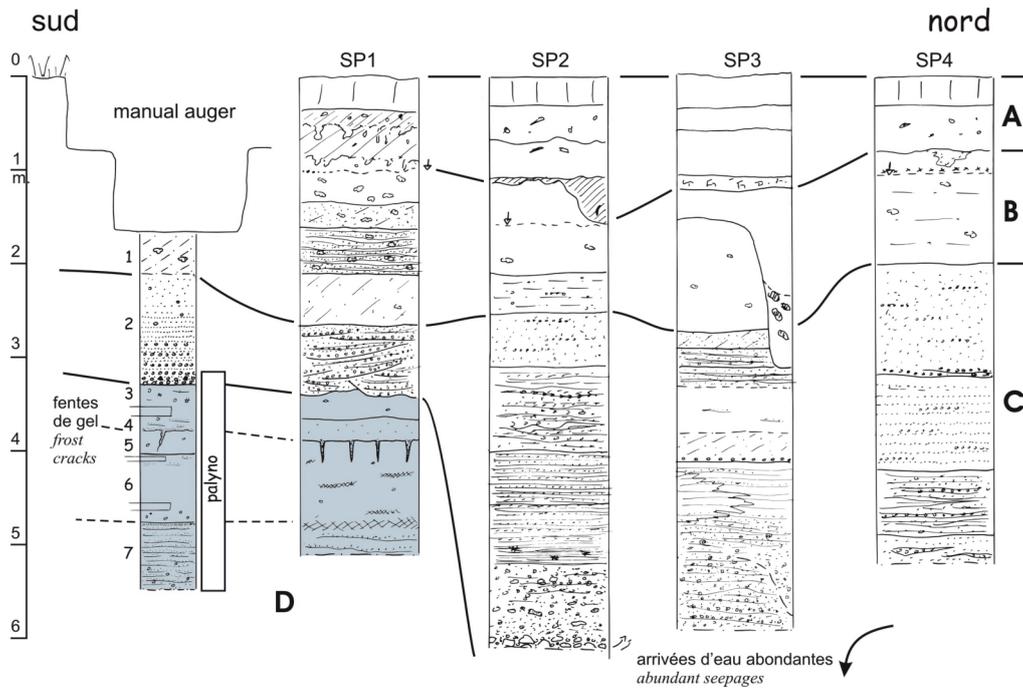


Figure 65 - Seclin « Hôpital » : sondages

- A – labour et colluvions
- B – limon loessique et limon sableux
- C – sable et graviers
- D – limon gleyifié, restes végétaux

Détail du sondage tarière

- 1 – limon sableux, graviers de craie, carbonates secondaires
- 2 – sable jaune moyen, bien trié, fluvial, avec quelques graviers de craie, puis, vers le bas lits très nets, graviers de plus en plus abondants, quelques gélifracts de silex
- 3 – limon gris, lits ferriques en tête, petits débris végétaux
- 4 – tendance à la gleyification, quelques discrets lits sablonneux, vers le bas, passage sableux et présence dans la gouge d'une courte et fine fente de gel à remplissage sableux
- 5 – limon brun gris, très petits points de craie, traces de débris végétaux, limite inférieure nette
- 6 – limon bleuté, un peu sableux vers le haut, odorant, quelques graviers de craie roulés épars
- 7 – lits de limon sableux (déformés par la tarière), un lit brun sombre organique en tête, quelques petits graviers de craie.

Détail du sondage en puits 1

- 1 – labour
- 2 – limon brun, nombreuses inclusions anthropiques
- 3 – limon brun, un peu plus clair, limite inférieure diffuse, difficile à suivre, inclusions de céramiques
- 4 – limon plus clair, taches rouilles, décarbonaté mais encore quelques poupées de calcaire
- 5 – id., très chargé en poupées et carbonates secondaires, verdâtre à taches rouilles
- 6 – sable vert un peu limoneux, poupées, légère structuration cryogénique
- 7 – lits de sable vert limoneux, très clair, hydromorphes, poupées
- 8 – limon gris clair à taches rouilles, un peu sablonneux, carbonates secondaires présents mais beaucoup moins abondants, structuration lamellaire
- 9 – sable vert et graviers de craie, lités, quelques lits plus limoneux
- 10 – limon gris bleuté moyen, très homogène, rares petits grains de craie usés
- 11 – limon gris vert, un peu sableux, limite inférieure marquée par petites fentes de gel avec descente de sable
- 12 – limon bleu, avec éléments organiques bruns, une zone brune vers la base, quelques grains de craie
- 13 – limon sableux lité bleu

Figure 65 - Seclin "Hôpital": test pits and augering.

- A – plough horizon and colluvia
- B – loessic silt and sandy silt
- C – sand and chalk gravels
- D – gleyed silt, vegetal remains

Details of auger boring

- 1 – sandy silt, chalky gravel, secondary calcareous deposits
- 2 – medium yellow sand, well sorted, fluvial, a few chalky gravels, clear bedding towards the base, gravels become increasingly abundant with depth, a few frost-fractured flints
- 3 – grey silt, ferric beds in upper part, fine plant remains
- 4 – trending to gley, a few discreet sandy beds, becoming more sandy towards the bottom, a short, narrow sand filled frost-crack was seen in the auger
- 5 – grey brown silt, very little chalk gravel, traces of plant remains, sharp lower limit
- 6 – bluish silt, a bit sandy near the top, strong smelling, occasional rounded chalk gravels
- 7 – sandy silt beds (deformed by the auger), at the top is an organic dark brown bed, a few small chalk gravels

Test pit 1 details

- 1 – plough horizon
- 2 – brown silt, numerous anthropic remains
- 3 – brown silt, a bit lighter, lower limit diffuse, potsherds
- 4 – lighter silt, rust spots, decarbonated but loess concretions still present
- 5 – id., numerous calcareous concretions and secondary carbates, greenish with rusty spots
- 6 – green sand with some silt, calcareous concretions, slight cryogenic structure
- 7 – very light green bedded silty sand, hydromorphic, calcareous concretions
- 8 – light grey silt with rust spots, a bit sandy, secondary carbonates present but much less common than in the previous unit, lamellar structure
- 9 – bedded green sand with chalk gravels, a few beds are more silty
- 10 – medium bluish grey silt, homogeneous, rare small worn chalk gravels
- 11 – grey green silt, a bit sandy; lower limit has sandy frost cracks
- 12 – blue silt, brown organic remains, a brown zone near the base, a few chalk gravels
- 13 – bedded blue sandy silt

3. Palynologie (étude M. Boulén)

L'échantillonnage, pour cette étude, s'est fait à raison d'un prélèvement tous les 10 cm dans les blocs, et tous les 20 cm sur PA6, soit un total de 12 échantillons traités. Les spores sont sorties de la somme de base, par convention. Pour les niveaux qui ne peuvent être considérés comme fiables -moins de 200 grains (Reille, 1990)- la lecture des lames a néanmoins été poussée de manière à récupérer un maximum d'informations sur les taxons présents. Ces niveaux sont représentés en blanc sur la figure 66. Les niveaux 165 et 175, avec 4 grains de pollen chacun, sont considérés comme stériles. Ensuite, les niveaux 185, 220, et 300 à 360 sont dans le cas de figure où nous avons poussé la lecture de la lame au maximum, sans pour autant obtenir un total suffisant. De plus, le taux d'indéterminés atteint des valeurs très élevées (jusqu'à près d'un quart). Ces échantillons ne peuvent être interprétés, mais ils ont été représentés à titre indicatif, de manière à signaler la présence de certains taxons, mais les pourcentages ne peuvent être retenus. Pour les niveaux 200, 210, 230 et 280, nous avons effectivement pu totaliser un minimum de 200 grains de pollen, nécessitant parfois la lecture de plusieurs lames. Les concentrations absolues, qui rendent compte de la richesse pollinique, sont encore très faibles (200 grains de pollen par gramme de sédiment en moyenne), et les taux d'indéterminés, bien

qu'inférieurs à ceux des niveaux dits non fiables, sont encore conséquents (jusqu'à 10 %), témoignant d'une conservation médiocre, qui n'exclut donc pas une conservation différentielle. Si les proportions peuvent être mises en doute, les spectres polliniques montrent néanmoins la présence d'une forêt de Pinus, avec Picea et Abies (pin, épicéa et sapin) (figure 66). Des essences thermophiles (*Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* et *Juglans*, respectivement charme, chêne, tilleul, orme et noyer) sont enregistrées, mais aussi des herbacées steppiques (*Artemisia*, *Thalictrum*, *Helianthemum* et *Rubiaceae*, armoises, pigamons, hélianthes et rubiacées). De plus, *Juniperus* (genévrier) est, dans un premier temps, couches 6 et 7, fort bien représenté, malgré le problème évident de mauvaise conservation. La strate herbacée est dominée par des *Cyperaceae* et *Poaceae* (cypéracées et graminées). Les aquatiques, bien qu'en faibles quantités, sont également omniprésentes. Une nouvelle fois, nous devons souligner qu'il ne s'agit là que de tendances perceptibles à travers les résultats polliniques, mais, ceux-ci n'étant que moyennement fiables, elles ne peuvent être considérées comme certaines. Il faut également souligner la présence de pollen tertiaire indéterminé, surtout dans les couches 6 et 7, témoignant d'une érosion et d'une reprise de sédiment dans le bassin versant.

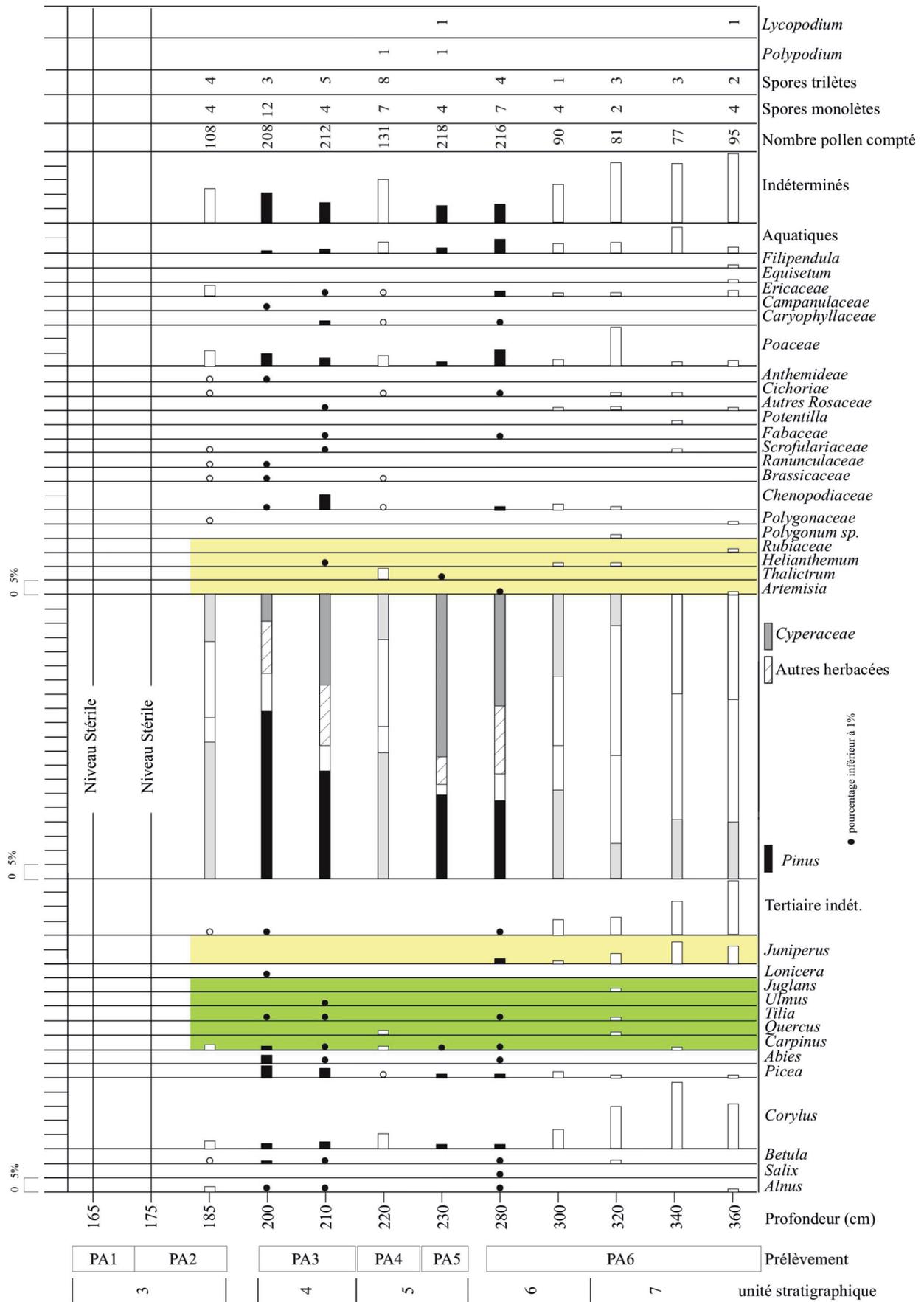


Figure 66 - Seclin « Hôpital » : analyse palynologique
 Les proportions indiquées dans les niveaux en blanc
 sont peu fiables (nombre total de grains de pollen
 insuffisant pour un traitement statistique)

Figure 66 - Seclin "Hôpital": palynological analysis
 The ratios in the white levels are not reliable (not
 enough pollen grains for statistical analysis)

4. Interprétation et corrélation

Seclin « Hôpital » se caractérise par la préservation locale, sous des formations fluviatiles grossières attribuables au Pléniglaciaire weichselien, d'un dépôt limoneux gleyifié à passées organiques et marqueurs de froid. Le faciès et la position stratigraphique rappellent la formation limoneuse ante-Pléniglaciaire observée

à Lambersart « les Conquérants » (cf. partie I.2-). Bien qu'affectée par une mauvaise conservation, l'étude palynologique et la présence de pollens thermophiles confirment un témoin d'une formation ante-pléniglaciaire. Une corrélation avec Lambersart « les Conquérants » est proposée (figure 67) et commentée dans la partie II.1-1.3.1.

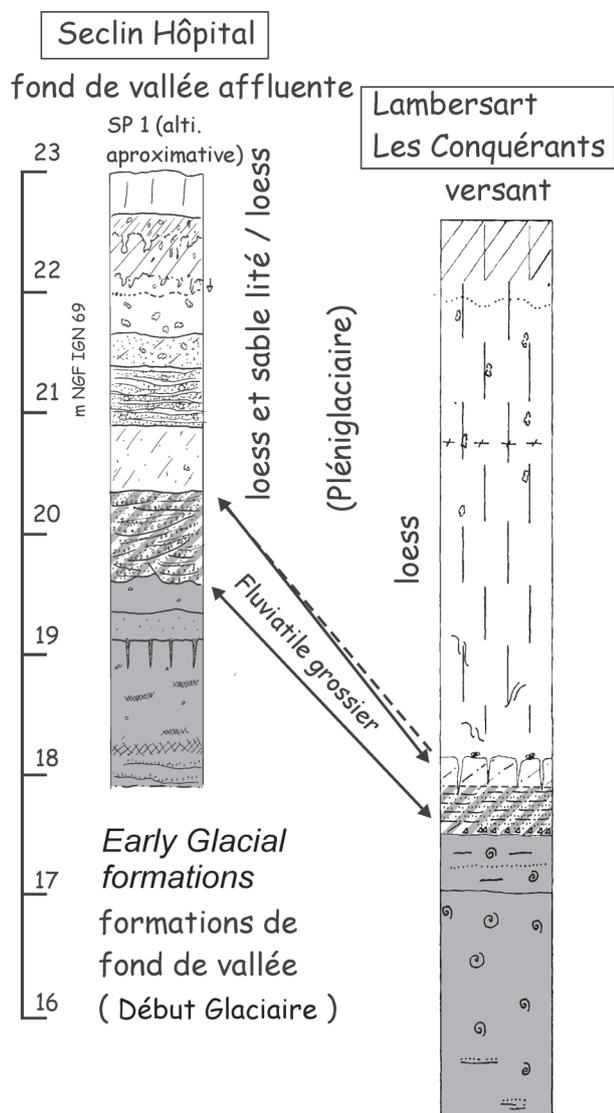


Figure 67 - Seclin « Hôpital » : corrélation avec Lambersart « Les Conquérants »

Figure 67 - Seclin "Hôpital": correlation with Lambersart "Les Conquérants"

I.8 - Douvrin et Billy-Berclau

1. Résumé

1.1 Contexte

Les observations de Douvrin et Billy-Berclau concernent une zone basse en partie amont du bassin de la Deûle, au sud du Weppes, au nord de la Gohelle et à proximité du bassin de la Lys (figure 30, n° 7). Plusieurs mètres de loess masquent totalement le passage de la craie mésozoïque au sable éocène en limite de la Gohelle et du Weppes. La zone est proche de l'ensellement de l'interfluve entre Deûle et Lys exploité par le canal d'Aire (figures 68 et 69). Une première opération de diagnostic en 2003 avait permis à Yann Lorin de mettre en évidence, dans un contexte de petite cuvette topographique jouxtant le canal, un colmatage tourbeux calcaire au sommet du loess (Lorin, 2003 ; Archéolabs, 2004) (référence BDLD n° 12, « b » sur la figure 69). Une datation effectuée à la base du remplissage tourbeux sur le loess avait donné un résultat aux environs de 3 600 années BP (table 15). Deux vastes zones ont été sondées en 2006 de part et d'autre de la zone industrielle occupée par l'usine « Française de Mécanique » (Lefèvre, 2006) : la première à l'est (BDLD n° 1450, « b » sur la figure 69), les autres à l'ouest (référence BDLD n° 3530 à 3536, « c » et « d » sur la figure 69).

1.2 Résultats

Sur la zone est (Billy-Berclau), nous avons observé la forte extension d'un faciès loessique lité (daté par OSL de la fin du Pléniglaciaire weichselien) et la présence d'un chenal développé dans le loess. Son remplissage est original et montre une histoire complexe. Les bords du chenal sont pédogenisés et soliflués (pédogenèse tardiglaciaire suivie d'une déstabilisation au Dryas récent). Des blocs tourbeux remaniés en fond de chenal sont datés par radiocarbone de l'Allerød. La majorité du comblement du chenal est constituée de limon régulièrement lité attribué au Dryas Récent selon

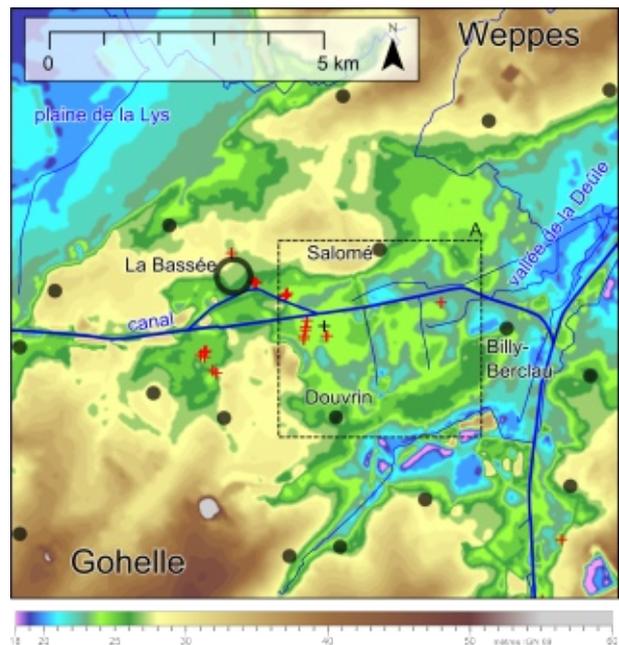


Figure 68 - Relief et réseau hydrographique de la région de La Bassée, entre Deûle et Lys, entre Gohelle et Weppes

MNT d'après BDalti 25 de l'IGN, hydrographie d'après BD Carthage de l'IGN

A – localisation de la figure 69

croix rouge : observation personnelle

croix noire : observation de tiers

Figure 68 - Relief and hydrographic network in the La Bassée area, between Deûle and Lys river, between Gohelle and Weppese countries

DEM after IGN BDalti 25, hydrography after BD Carthage

A – figure 69 location

red cross: personal observation

black cross: third party observation

deux dates radiocarbone (aux environs de 10 600 et 10 350 BP). La fin du remplissage du chenal, précédée d'une érosion, est tourbeuse et travertineuse. Elle est attribuée à la seconde partie de l'Holocène et témoigne de la remontée de la nappe.

Sur la zone ouest (Douvrin), des sondages en puits ont rencontré une sédimentation loessique sableuse litée avec une

composante organique passant vers le haut à un loess calcaire. Un remaniement localisé et presque indétectable de ce loess est attribué à une forte érosion au Dryas récent. Seule la présence de mottes de sol remaniées et déformées, noyées dans le sédiment loessique, en témoigne.

In the east area (Billy-Berclau) we observed an extensive area of bedded loess facies (dated by OSL to the end of the Upper Pleniglacial) and the presence of an inherited channel in the loess. The channel infill is unusual and exhibits a complex history. The edges of the channel have experienced pedogenesis and solifluction (Lateglacial pedogenesis prior to destabilization in the younger Dryas). Reworked peaty blocks in the channel bottom were radiocarbon dated to the Allerød. The major part of the channel infill consists of evenly bedded silt dated to the Younger Dryas by two radiocarbon dates (about 10,600 and 10,350 BP). Subsequent to an episode of erosion the final layer of infill was peaty and calcareous tufa. It is attributed to the second half of the Holocene and testifies to a rising water level.

In the west zone (Douvrin), test pits encountered a bedded sandy loessic deposit with an organic component evolving upward to a

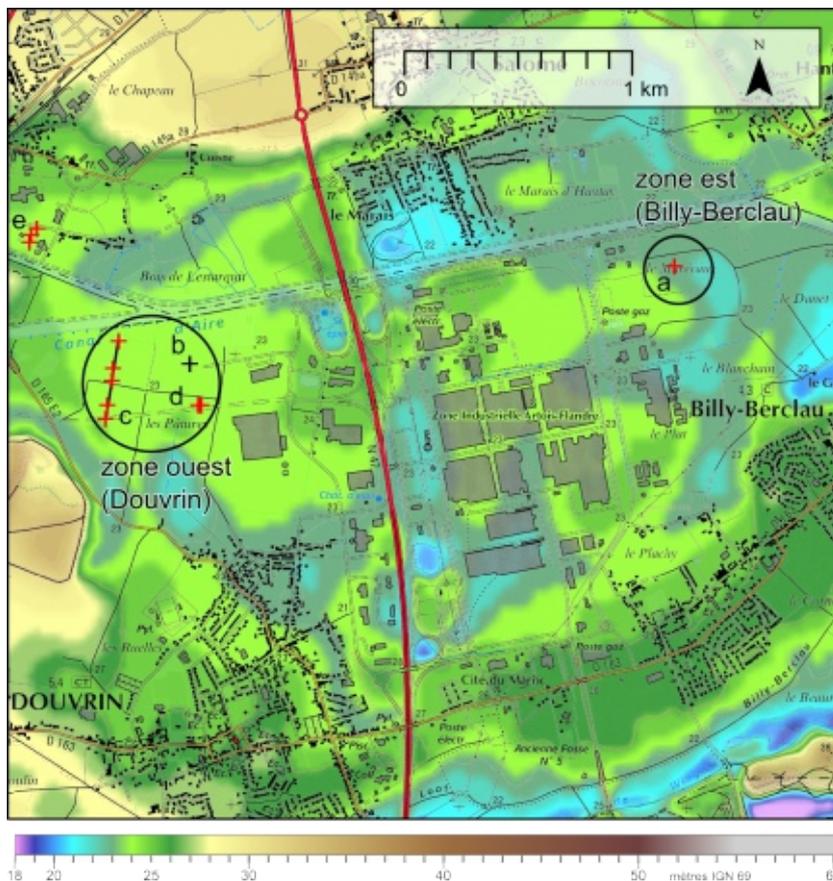
calcareous loess. A localized and almost undetectable reworking of this loess is attributed to a Younger Dryas strong erosion. Only the presence of loess embedded, removed, and deformed soil clumps attests it.

1.3 Problématiques

L'observation de la zone est (Billy-Berclau), apporte des éléments clefs sur les problématiques suivantes :

- faciès des dépôts loessiques Pléniglaciaire en fond de vallée (cf. partie II.2-4.3)
- datation des dépôts loessiques en fond de vallée (cf. partie II.2-4.3.3)
- héritages morphologiques du Pléniglaciaire en fond de vallée (cf. partie II.2-4.3.2)
- dépôts, pédogenèse et érosion tardiglaciaire (cf. partie II.3-1.)
- activité fluviale sur versant / bassin amont au Dryas récent et dépôts associés (cf. partie II.3-1.)
- érosion fluviale intraholocène (cf. partie II.3-2.)

Figure 69 - Localisation des observations de la région de Douvrin et Billy-Berclau



MNT d'après BDalti 25 de l'IGN et surimposition de la carte IGN 1/25 000

- a – chenal du « Marécaux » à Billy-Berclau, figures 70 à 73
- b – observation de Yann Lorin (2003) (centroïde) (BDLD n°12)
- c – transect des « Pâtures » à Douvrin, figure 74
- d – sondage SP2, figure 75
- e – observations sur la station d'épuration de Salomé (Lantoine, 2006) (BDLD n°905 à 907) (cf. figure 268 n° 21)

Figure 69 - Douvrin and Billy-Berclau area observations location

DEM after BDalti 25 and overlay of IGN 1/25000 map

- a – "Marécaux" channel in Billy-Berclau, figures 70 to 73
- b – Yann Lorin 2003 observation (centroid) (BDLD #12)
- c – "Pâtures" cross-section in Douvrin, figure 74
- d – SP2 test, figure 75
- e – water-treatment plant observations in Salomé (Lantoine 2006) (BDLD #905 to 907) (see #21 figure 268)

2. Zone est : Billy-Berclau « Le Marécaux »

2.1 Morphostratigraphie et lithostratigraphie

La zone est sur la commune de Billy-Berclau est marquée de petites dépressions. L'une d'elles, d'axe ouest-est (parallèle au canal) est soulignée par la présence de sédiment tourbeux (photo 25). Une coupe à travers le modelé montre que la zone tourbeuse n'est que la partie centrale d'un large chenal très peu marqué en surface (photos 26 et 27). La coupe peut être décrite de la manière suivante (figures 70 à 73 et photos 26 à 34) :

- 1 – limon loessique avec transitions diffuses entre : 1a, limon finement mais distinctement lité, bleuté, gleyifié, datation n° 1 OSL ; 1b, id. 1a, litages de moins en moins distincts, verdâtres ; 1c, limon rouille, imprégnation d'oxydes de fer ; 1d, limon loessique très calcaire, homogène, petits graviers de craie épars, aspect général jaunâtre avec nombreuses taches d'hydromorphie verdâtres ou rouilles
- 2 – limon décarbonaté, coloration plus terne que 1
- 3 – horizon noir non calcaire, avec un petit horizon gris diffus sous-jacent, devient latéralement un peu plus épais, brun sombre
- 4 – lits plus grossiers, sable de craie avec quelques graviers de craie
- 5 – tourbe limoneuse brun sombre, présente en petites mottes dans le fond du chenal (datation n° 2, radiocarbone)
- 6 – limon calcaire jaune gris, finement lité avec reprise de l'horizon 3 localement déformé ; coloration plus grise et litages de moins en moins perceptibles vers le haut
- 7 – limon gris clair, très fins lits limoneux clairs bien perceptibles
- 8 – équivalent de 6 sur le bord opposé du chenal, reprise et déformation de l'horizon 3 en multiples lits
- 9 – limon gris régulièrement lité (limon clair poudreux), malacofaune abondante (espèces fluviatiles, communication orale Nicole Limondin-Lozouët), traces de nombreux restes végétaux (herbes ?) observables à plat dans les lits poudreux ; partie inférieure plus sombre et plus plastique, passe progressivement vers le haut à un limon plus clair (datations n° 3, base, et 4, radiocarbone, sur reste végétal).



Photo 25 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : légère dépression soulignée par un sédiment tourbeux vue vers le sud, localisation « a » sur la figure 69

Photo 25 - Billy-Berclau "Le Marécaux": shallow dip emphasized by peaty sediment view towards south, location « a » figure 69



Photo 26 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : coupe de la dépression, vue vers le nord

Photo 26 - Billy-Berclau "Le Marécaux": section through the dip, towards north

- 10 – limon brun argileux noir, compact (10a), passe latéralement sur quelques mètres à une tourbe dans le centre du chenal (10b) ; non ou très peu calcaire
- 11 – limon argileux plastique brun, discrètement lité, calcaire, malacofaune abondante
- 12 – limon blanc travertineux, précipitation, malacofaune abondante (quelques lits travertineux apparaissent localement dans 13)
- 13 – limon tourbeux brun à malacofaune abondante
- 14 – limon brun avec malacofaune
- 15 – structures anthropiques

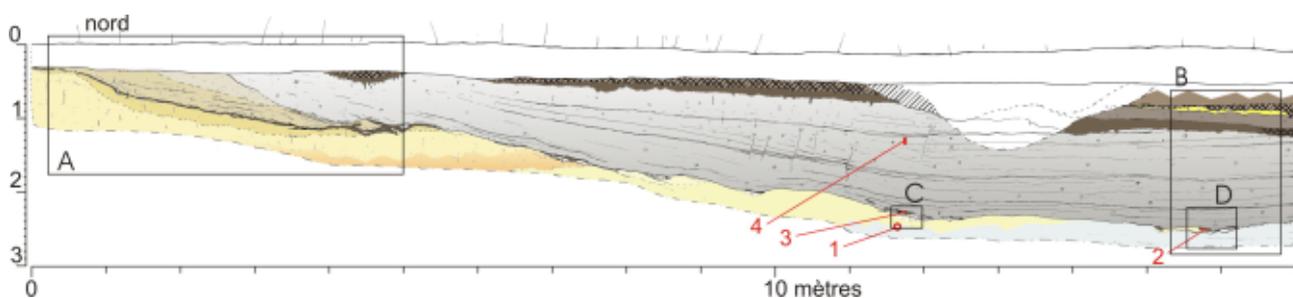


Figure 70 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord

- 1 à 4 – localisation des datations (voir table 15)
 A – localisation de la photo 28
 B – localisation de la photo 29
 C – localisation de la photo 30
 D – localisation de la photo 31

Figure 70 - Billy-Berclau "Le Marécaux": channel, north part

- 1 to 4 – dates location (see table 15)
 A – photo 28 location
 B – photo 29 location
 C – photo 30 location
 D – photo 31 location

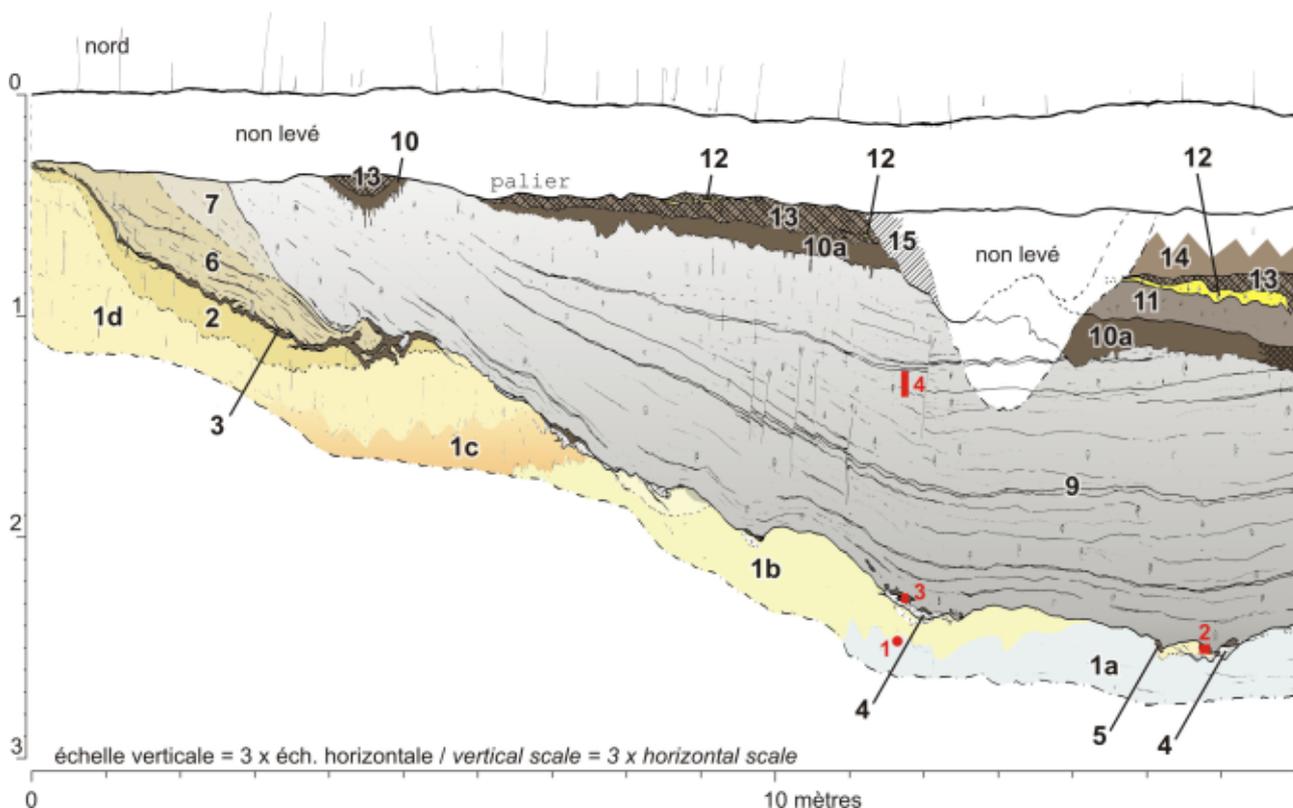


Figure 72 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord, exagération verticale et description

- 1 à 4 (rouge) – localisation des datations (voir table 15)
 description succincte :
 1 – limon loessique calcaire (1a, gley bleu lité ; 1b, gley verdâtre ; 1c, rouille ; 1d, pseudogley)
 2 – décarbonatation de 1 (horizon de sol)
 3 – horizon noir non calcaire (horizon de sol)
 4 – sable de craie
 5 – blocs de tourbe limoneuse brune sombre
 6 – limon calcaire lité
 7 – limon calcaire gris clair lité
 8 – id. 6 avec équivalent de 3 remanié
 9 – limon gris régulièrement lité calcaire, malacofaunes, restes végétaux
 10a – limon brun sombre argileux, non ou faiblement calcaire
 10b – tourbe
 11 – limon argileux brun, calcaire
 12 – limon travertineux
 13 – limon tourbeux calcaire
 14 – limon brun calcaire
 15 – structures anthropiques

Figure 72 - Billy-Berclau "Le Marécaux": channel, north part

- 1 to 4 (red) – location of dates (see table 15)
 brief description:
 1 – calcareous loessic silt (1a, bedded blue gley; 1b, greensish gley; 1c, rust-coloured; 1d, pseudogley)
 2 – unité 1 decarbonatation (soil horizon)
 3 – non calcareous black soil horizon
 4 – chalk sand
 5 – dark brown silty peat blocks
 6 – bedded calcareous silt
 7 – bedded light grey calcareous silt
 8 – id. 6 with reworked soil (id. 3)
 9 – calcareous evenly bedded grey silt, malacofaunas, vegetal remains
 10a – non calcareous ou litht calcareous clayed dark silt
 10b – peat
 11 – calcareous clayed brown silt
 12 – calcereous tuffa silt
 13 – calcareous peaty silt
 14 – calcareous brown silt
 15 – anthropic structures

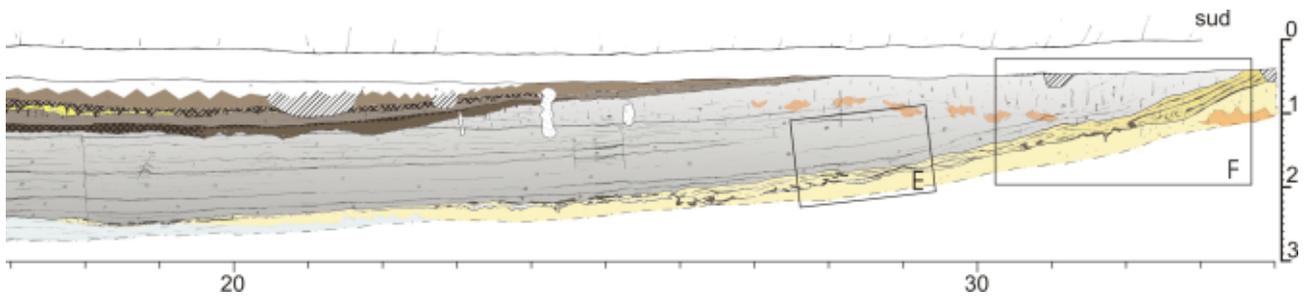


Figure 71 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie sud
 E – localisation de la photo 32
 F – localisation de la photo 33

figure 71 - Billy-Berclau "Le Marécaux": channel south part
 E – photo 32 location
 F – photo 33 location

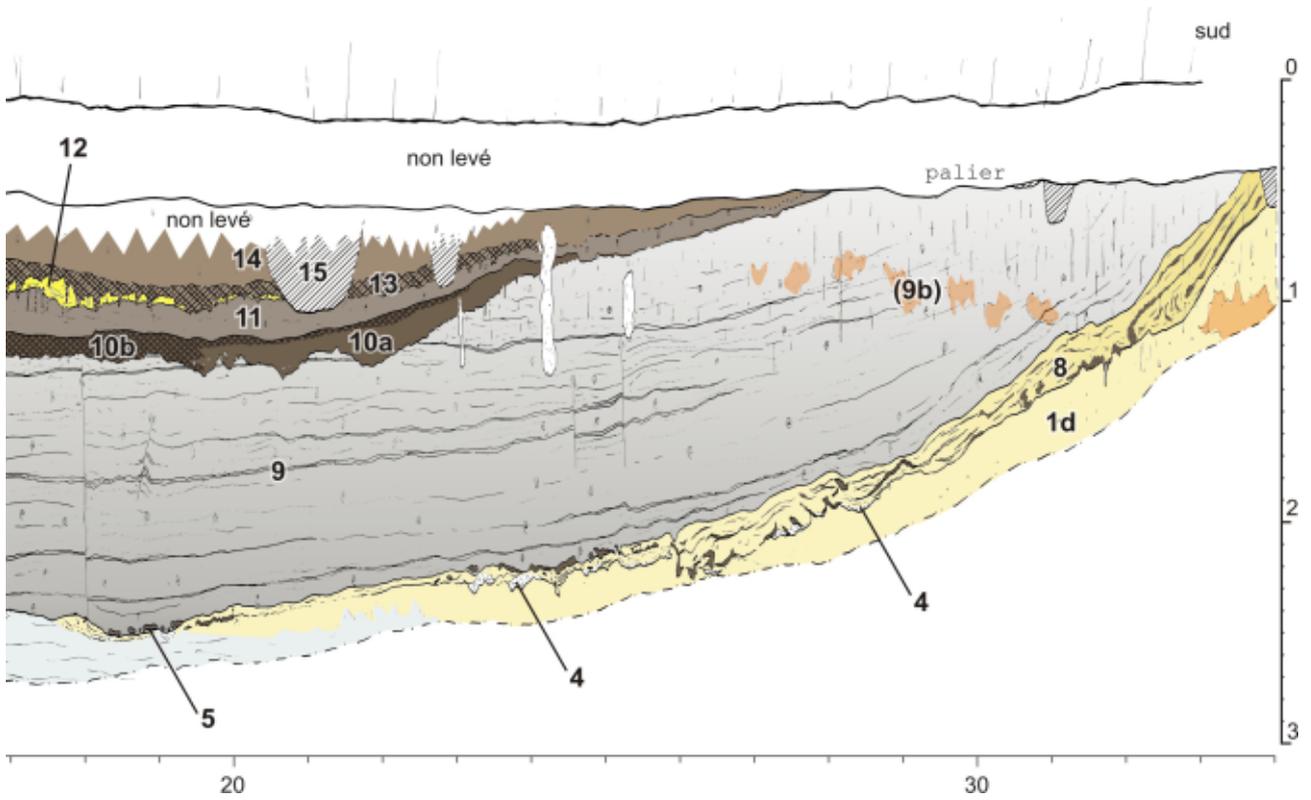


Figure 73 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord, exagération verticale

Figure 73 - Billy-Berclau "Le Marécaux": channel, north part



Photo 27 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : coupe de la dépression, vue vers le sud

Photo 27 - Billy-Berclau "Le Marécaux": section through the dip, towards south

2.2 Datations

Les datations effectuées à Billy-Berclau sont résumées sur la table 15 et localisées sur les figures 70 et 72.

Une date OSL (prélèvement n° 1) a été effectuée sur le limon loessique lité 1a (X2883) par Jean-Luc Schwenninger (université d'Oxford). Selon lui le résultat de $14,26 \pm 1,1$ ka doit être interprété avec précaution à cause d'un taux d'uranium élevé et inhabituel (7 ppm, cette valeur pourrait être due à une concentration de l'uranium au cours du temps dans des débris de coquilles). Si la date est recalculée en utilisant un contenu en uranium similaire aux échantillons de la rue Hegel à Lille plus en aval (2,2 ppm), elle passerait à $21,0 \pm 1,68$ ka. Dans tous les cas, le dépôt appartient à la fin du Pléniglaciaire supérieur et peut être considéré comme contemporain du dernier dépôt de loess sur versant.

Une motte tourbeuse remaniée à la base du chenal a été datée de la fin de l'Allerød (prélèvement n° 2, unité stratigraphique 5) : $11\ 115 \pm 81$ BP (Erl-15403)

Le remplissage limoneux gris régulièrement lité du chenal a été daté du Dryas récent (prélèvements n° 3 et 4, unité stratigraphique 9) respectivement : $10\ 590 \pm 72$ BP (Erl-15402) et $10\ 364 \pm 107$ (Erl-15401).



Photo 28 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : sol et gélifluxion sur la rive nord
localisation A sur la figure 70

Photo 28 - Billy-Berclau "Le Marécaux": soil and gelifluxion on the north bank
location A figure 70

2.3 Commentaires

Le chenal de Billy-Berclau avait été initialement interprété comme un chenal hérité des écoulements pléniglaciaires et comblé au Dryas récent. La datation Allerød d'une motte tourbeuse en fond de chenal confirme le développement d'une sédimentation organique dans cet axe hydrographique au cours des interstades du Tardiglaciaire. Sans certitude, nous continuons de lui corrélérer le petit sol observé en rive et remanié par les solifluxions (photo 28). La solifluxion aurait

Radiocarbone

échantillon / sample	n°labo	BP	±	cal BP	±	av. J.-C. (1 σ) B.C. (1 σ)
Douvrin (Lorin 2003), base tourbe / peat base, « b » sur la figure 2	Eth-28228	3595	55	3903	83	2028-1887
Billy-Berclau, figure 3, n°2, tourbe / peat	Erl-15403	11115	81	12960	91	11123-10934
Billy-Berclau, figure 3, n°3, bois flotté / floated wood	Erl-15402	10590	72	12552	95	10715-10486
Billy-Berclau, figure 3, n°4, débris végétal / vegetal remain	Erl-15401	10364	107	12211	193	10464-10087

OSL

échantillon / sample	n°labo	
Billy-Berclau, figure 3, n°1, loess lité	X2883	$14,26 \pm 1,1$ ka à $21,0 \pm 1,68$ ka, en fonction du taux d'uranium (cf. texte) , according uranium rate (see texte)

Table 15 - Datations effectuées sur la zone Douvrin / Billy-Berclau

radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer *et al.* 2013)
OSL : datation J.-L. Schwenninger, Oxford University

Table 15 - Dates performed in the Douvrin / Billy-Berclau area

pu intervenir au cours du Dryas récent, comme supposé également sur le site de Dourges (cf. partie I.9-2.2.3). Les deux datations radiocarbone sur des débris végétaux du remplissage limoneux confirment une activité fluviatile dans le chenal au cours du Dryas récent. Elle a provoqué une érosion marquée par l'unité 4 et le remaniement de tourbe. En rive droite, les graviers de l'unité 4 se situent sous les dépôts soliflués. L'écoulement a ensuite été régulier et plus calme, avec un dépôt en lamines qui a conservé des débris végétaux. Le caractère annuel probable des lamines est compatible avec le taux de sédimentation moyen calculé sur la plus forte probabilité radiocarbone avec près de 3 mm/an. Le taux calculé sur les marges de probabilité 1 sigma les plus éloignées serait de plus de 1,5 mm/an.

La fin du comblement est organique et témoigne d'une remontée de la nappe au cours de l'Holocène. La partie supérieure n'a pas été datée sur la coupe mais, à l'instar de l'observation et de la datation effectuée par Yann Lorin à proximité, elle peut être attribuée au Subboréal (table 15, date n°1, $3\ 595 \pm 55$ BP), à comparer avec le développement tourbeux subcontemporain observé à Houplin-Ancoisne, plus en aval (partie I.6-). Le premier développement tourbeux est précédé d'une érosion et implique donc une reprise de l'activité fluviatile dans le chenal (discordance entre les unités 9 et 10). La succession par la suite de sédiment tourbeux calcaire et même de travertin implique le développement d'une zone humide et, à un moment, d'un petit plan d'eau stagnante.

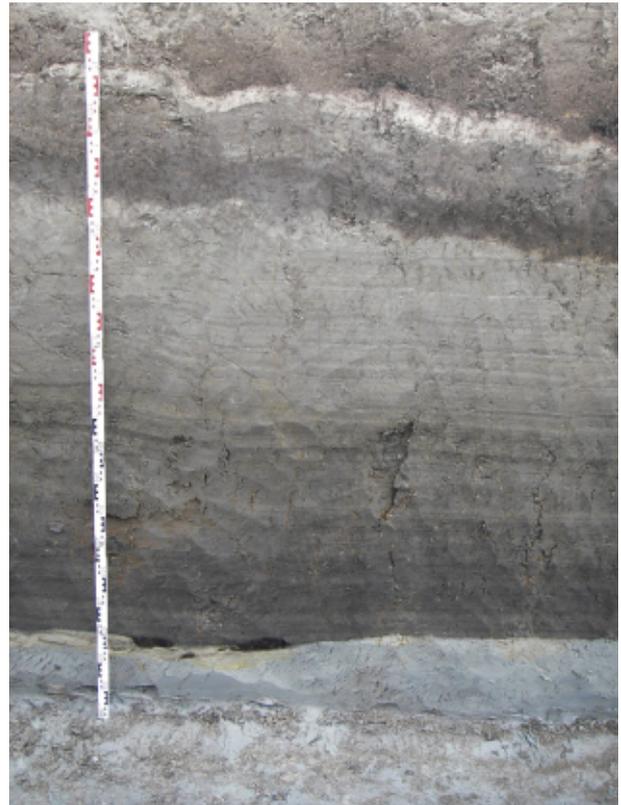


Photo 29 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : remplissage du chenal

localisation B sur la figure 70

le dépôt lité est daté du Dryas récent avec, à la base, de la tourbe Allerød remaniée

Photo 29 - Billy-Berclau "Le Marécaux": channel infilling location B figure 70

the bedded deposit is dated from the Younger Dryas with, at the bottom, a removed Allerød peat

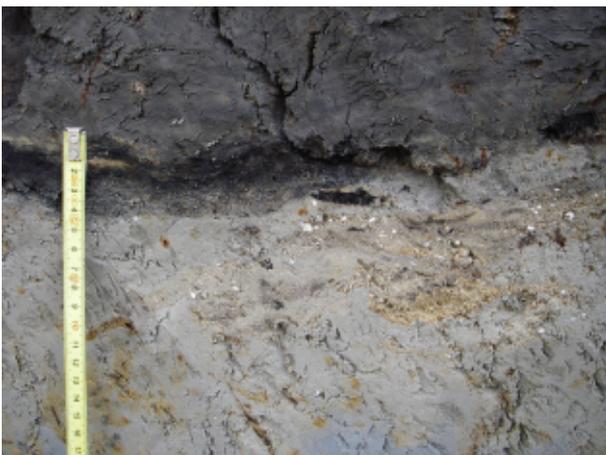


Photo 30 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de lits sableux à la base du chenal

lits de sable de craie, avec quelques graviers de craie, localisation C sur la figure 70 (unité 4)

Photo 30 - Billy-Berclau "Le Marécaux": sandy beds detail at the channel bottom

chalk sand beds, with a few chalk gravels, location C figure 70 (unit 4)



Photo 31 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de blocs de tourbe à la base du chenal

localisation D sur la figure 70 (unité 5)

Photo 31 - Billy-Berclau "Le Marécaux": peat blocks detail at the channel bottom

location D figure 70 (unit 5)

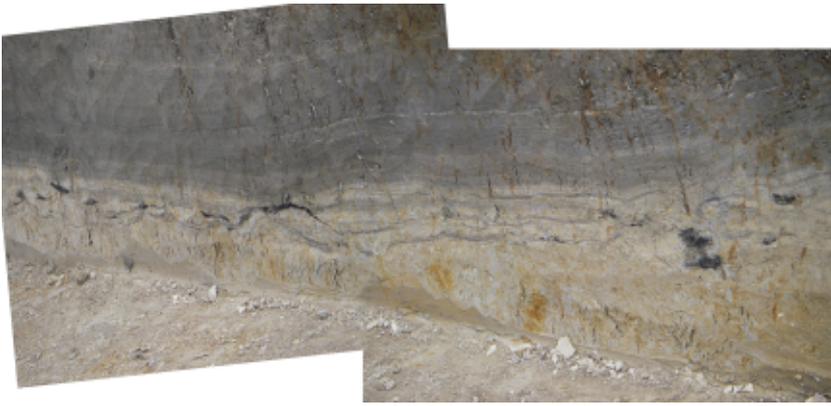


Photo 32 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : remaniement de sol en contrebas de la rive sud
assemblage photo, localisation E sur la figure 71

*Photo 32 - Billy-Berclau "Le Marécaux": soil reworking below south bank
photomontage, location E figure 71*



Photo 33 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : rive sud
assemblage photo, localisation F sur la figure 71

*Photo 33 - Billy-Berclau "Le Marécaux": south bank
photomontage, location F figure 71*



Photo 34 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de restes végétaux au sein de l'unité 9

Photo 34 - Billy-Berclau "Le Marécaux": vegetal remains details in the unit 9



Photo 35 - Douvrin « Les Pâtures » : détail du limon lité gleyifié à débris végétaux vu dans le fond du sondage SP4, localisation A sur la figure 74

Photo 35 - Douvrin "Les Pâtures": detail of gleyed bedded silt with vegetal remains seen in the bottom of test pit SP4, location A figure 74

Photo 36 - Douvrin « Les Pâtures » : détail du limon loessique oxydé avec litages sableux vers le bas
partie supérieure du sondage SP11, localisation B sur la figure 74

*Photo 36 - Douvrin "Les Pâtures": detail of oxidised loessic silt with sandy beds towards the bottom
upper part of test pit SP11, location B figure 74*

3. Zone ouest : Douvrin « Les Pâtures »

3.1 Transect sud-nord

Un transect sud-nord à travers les formations loessiques a été construit à partir de 5 sondages en puits à la pelle mécanique (figure 74 et photos 35 et 36). La zone se caractérise par la présence d'un limon gleyifié lité, avec lits sableux

et débris de matières organiques à partir d'environ 3 m de profondeur. Au-dessus, nous observons une formation loessique très calcaire, toujours litée (les lits sont de plus en plus diffus vers le haut). La craie a été rencontrée sous forme de blocs fragmentés à l'extrémité sud du sondage.

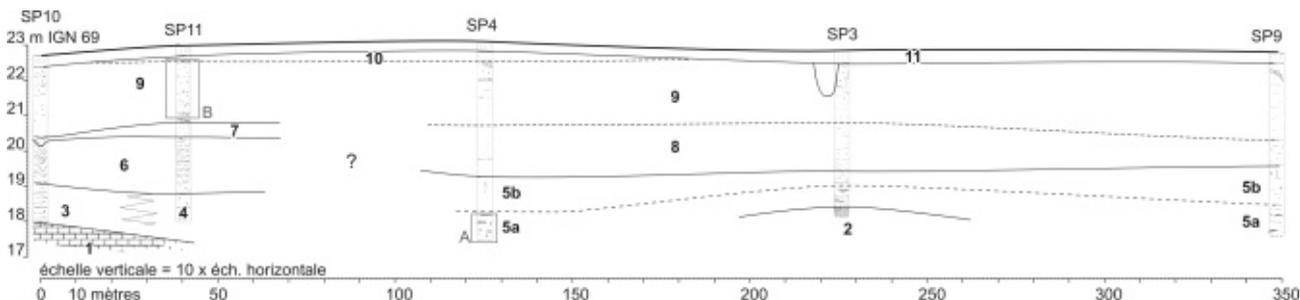


Figure 74 - Douvrin « Les Pâtures » : transect

- localisation « c » sur la figure 69
- 1 – craie fragmentée
- 2 – graviers de craie
- 3 – limon bleu gris, lité, avec lits sableux, débris de végétaux
- 4 – limon bleu gris avec blocs de craie
- 5 – limon bleu gris lité, lits sableux (5a : présence de débris végétaux)
- 6 – lits épais (plusieurs centimètres) de limon et de sable, présence épisodique de blocs de craie
- 7 – limon homogène avec graviers de craie
- 8 – limon, lits sableux gris (plus clair que 5)
- 9 – limon loessique très calcaire, oxydé, litages discrets, de plus en plus nets vers le bas
- 10 – limon pédogenisé, non calcaire
- 11 – labour
- A – localisation de la photo 35
- B – localisation de la photo 36

Figure 74 - Douvrin "Les Pâtures": cross-section

- location « c » figure 69
- 1 – splited chalk
- 2 – chalk gravels
- 3 – blue grey silt, bedded, sandy beds, vegetal remains
- 4 – blue grey silt, with chalk blocs
- 5 – bedded blue grey silt, sandy beds (5a : vegetal remains)
- 6 – silt and sand silt beds (few centimeters), episodic chalk blocks
- 7 – homogeneous silt with chalk gravels
- 8 – silt, bedded grey sandy silt (lighter than 5)
- 9 – very calcareous loessic silt, rusty, discreet beds, clearer downwards
- 10 – weathered silt, non calcareous
- 11 – plough zone
- A – location of photo 35
- B – location of photo 36



Photo 37 - Douvrin « Les Pâtures », contexte du sondage SP2 : limite d'affleurement tourbeux localisation « d » sur la figure 69

Photo 37 - Douvrin "Les Pâtures", test pit SP2 context: boundary of the peaty outcrop location « d » figure 69

3.2 Petite dépression tourbeuse (sondage SP2)

La microtopographie de la zone ouest sur Douvrin « Les Pâtures » présente, comme la zone est du « Marécaux » à Billy-Berlcau, de petites zones un peu plus basses. Une petite aire avec un sédiment tourbeux calcaire à l'affleurement sous le labour a été testée à la pelle mécanique (photo 37). Cette zone est en périphérie de la parcelle sondée en 2003 par Yann Lorin. Le colmatage tourbeux attribuable à la deuxième partie de l'Holocène est peu épais et repose sur un limon très calcaire oxydé avec pouppées abondantes (figure 75 et photo 38). Un fait remarquable est la présence en profondeur (jusqu'à plus de 1,5 m) de mottes de sédiment remaniées, non calcaires, plus sombres, noyées dans le limon loessique calcaire (figure 76). Elles proviennent vraisemblablement d'un sol développé sur loess et comportent une partie humifère et une partie éluviale, dont les faciès sont très proches du sol observé en rive nord du chenal de la zone est (figure 72, unités 2 et 3). Nous sommes probablement en présence des traces d'une forte érosion du Dryas récent. La similitude de faciès entre le sédiment encaissant (loess calcaire oxydé) et le sédiment remanié la rend presque indétectable.

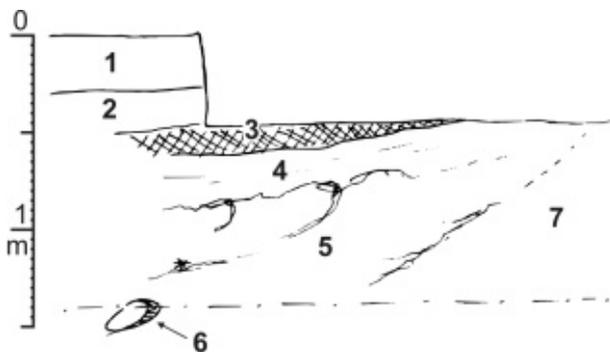


Figure 75 - Douvrin « Les Pâtures » : croquis du sondage SP2

- 1 – labour
- 2 – limon brun
- 3 – limon tourbeux calcaire
- 4 – limon gris calcaire
- 5 – loess oxydé calcaire, passées plus sombres, un charbon de bois
- 6 – motte de sol, non calcaire
- 7 – id. 5, aspect plus homogène

Figure 75 - Douvrin "Les Pâtures": test pit SP2 sketch

- 1 – plough zone
- 2 – brown silt
- 3 – calcareous peaty silt
- 4 – calcareous grey silt
- 5 – oxidised calcareous loess, darker area, a charcoal fragment
- 6 – a clod of soil, non calcareous
- 7 – id. 5, more homogeneous



Photo 38 - Douvrin « Les Pâtures » : sondage SP2

Photo 38 - Douvrin "Les Pâtures": test pit SP2

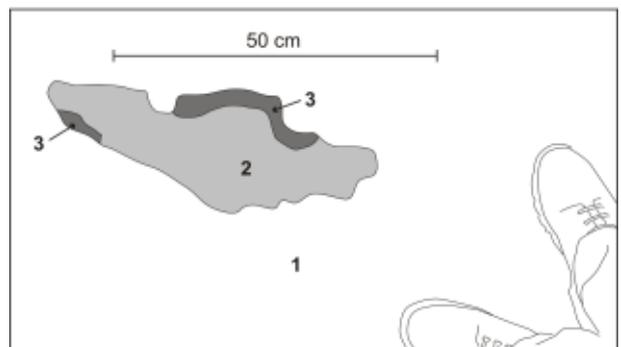


Figure 76 - Douvrin « Les Pâtures » : motte de sol remanié en fond de sondage SP2

- 1 – loess calcaire
- 2 – limon verdâtre, non calcaire
- 3 – limon sombre, non calcaire

Figure 76 - Douvrin "Les Pâtures": clod of reworked in the bottom of pit SP2

- 1 – calcareous loess
- 2 – non calcareous greenish silt
- 3 – non calcareous dark silt

I.9 - Le marais de Dourges

(Dourges « Delta 3 »)

1. Résumé

1.1 Contexte

À la périphérie du réseau hydrographique organisé, le marais de Dourges (plate-forme multimodale « Delta 3 ») est une légère dépression dans le loess située dans la vallée de la Deûle. Elle se situe sur le territoire d'Hénin-Beaumont à proximité de la ville de Dourges. Cette dernière occupe l'interfluve entre le bassin de la Deûle et de la Scarpe (figure 30, n° 8, figures 77 à 79 et photo 39). Sondé en 2000, le marais a permis d'observer une sédimentation du Tardiglaciaire, des gisements archéologiques et

paléontologiques associés (BDLD n° 21 à 119) (Deschodt et Blancquaert, 2000 ; Teheux *et al.*, 2001). Les données paléontologiques ont été étudiées par Benoît Clavel, par Nicole Limondin-Lozouët et Patrick Auguste. Les données archéologiques ont été étudiées par Éric Teheux. Le gisement de Dourges a donné lieu à plusieurs publications (Deschodt *et al.*, 2005, 2009 ; Deschodt, 2012b).

Figure 77 - Localisation de l'interfluve de Dourges, entre Scarpe et Deûle, entre Gohelle et Pévèle

MNT d'après BD ALTI25 (IGN) et LIDAR Scarpe (DREAL), hydrographie d'après BD CARTHAGE (IGN) indication des limites d'affleurement sous les formations quaternaires de la craie, de l'« argile de Louvil », du « sable d'Ostricourt », de l'« argile d'Orchies » et de sables cuisiers (notés « S ») de Mons-en-Pévèle, d'après les cartes géologiques 1/50 000 du BRGM : Béthune (Delattre, 1960) et Carvin (Desoignies et Sangnier, 1968a)

A – localisation de la figure 78

1 – observations du « marais de Dourges, Delta 3 » (présente partie)

2 – observations de « Dourges-Ostricourt, extension Delta 3 » (partie I.10-)

Figure 77 - Location of the Dourges interfluvium between the Scarpe and Deûle river and Gohelle and Pévèle countries

DEM according BD ALTI25 (IGN) and LIDAR Scarpe (DREAL), hydrography after BD CARTHAGE (IGN)

outcrop limits under the Quaternary indications : « craie » (chalk), « argile de Louvil » (Louvil clay), « sable d'Ostricourt » (Ostricourt sand), « argile d'Orchies » (Orchies clay) and the Cuisian sands « S » Mons-en-Pévèle after the 1/50000 BRGM Maps : Béthune (Delattre, 1960) et Carvin (Desoignies et Sangnier, 1968a)

A – location of figure 78

1 – location of observation « Marais de Dourges, Delta 3 » (this section)

2 – location of observation « Dourges-Ostricourt, extension Delta 3 » (section I.10-)

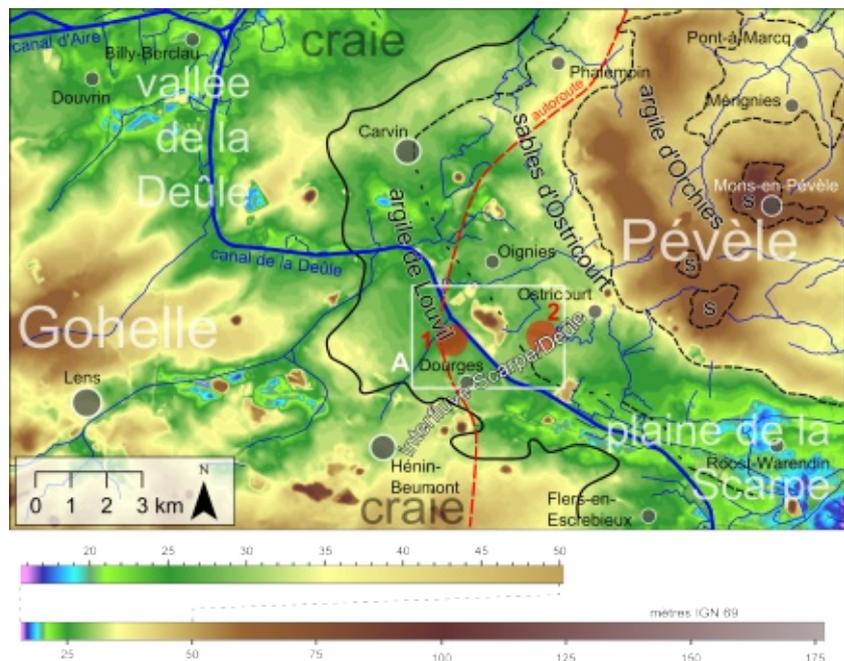




Photo 39 - « Marais de Dourges » : microtopographie

Photo 39 - "Dourges marsh": microtopography

1.2 Résultats

L'endroit fut particulièrement attractif pour la grande faune et les populations du Paléolithique comme le montre la découverte de restes animaux (dont un aurochs massif), de pointes barbelées et d'une sagaie. Plusieurs formations sédimentaires se sont déposées dans la dépression dans des environnements différents : de la tourbe dans un marais, du limon d'inondation, de la précipitation de travertin dans un plan d'eau plus ou moins permanent. Des datations radiocarbones et l'étude des malacofaunes et ichtyofaunes permettent de retracer les variations d'environnements au cours du Tardiglaciaire. La nature des dépôts est commandée par les variations d'humidité. Un épisode lacustre est daté du Bølling. Le Dryas moyen se distingue par un assèchement et un hiatus stratigraphique. Après une nouvelle période d'hydrologie plus marquée (réurrence de crues de courte durée), la zone redevient marécageuse à l'Allerød. La fin de l'interstade se caractérise par un retour à des conditions sèches et la formation d'un sol humifère. Le refroidissement du Dryas récent engendre une déstabilisation du versant et le début du comblement de la dépression par des colluvions limoneuses. La formation d'un réseau de coins de glace, très restreint dans l'espace, témoigne de conditions limites pour l'établissement d'un pergélisol. Le système morpho-sédimentaire original du marais de Dourges donne des informations complémentaires aux enregistrements fluviaux et contribue à la reconstruction paléoclimatique du Tardiglaciaire.

This location was particularly attractive to large mammalian fauna and Palaeolithic populations as shown by the discovery of palaeontological remains (including a massive Wild Ox), barbed points and an assagai. Several sediment formations accumulated in the depression in different environments: peat in marsh, silt left after floods, calcareous tufa in more or less permanent standing water. Radiocarbon dates and studies of malaco and, ichtyofauna allow to reconstruction of environmental variation during the Lateglacial. The nature of the deposits is linked to variations in humidity. A lacustrine episode was dated to the Bølling. The Older Dryas corresponds to dry conditions and a stratigraphic hiatus. Following a new increase in hydrological conditions (recurrent short term flooding), the area again becomes marshy during the Allerød. The end of the interstadial corresponds to a return to dry conditions and the formation of a humic horizon. During the Younger Dryas the cooling provokes slope erosion and the infilling of the depression by silt colluvium. The formation of a spacially restricted network of ice wedges testifies to marginal conditions for the formation of permafrost. The unusual morpho-sedimentary system in the Dourges marsh gives additional informations about the fluvial records and contributes to the Lateglacial palaeoclimatic reconstruction.

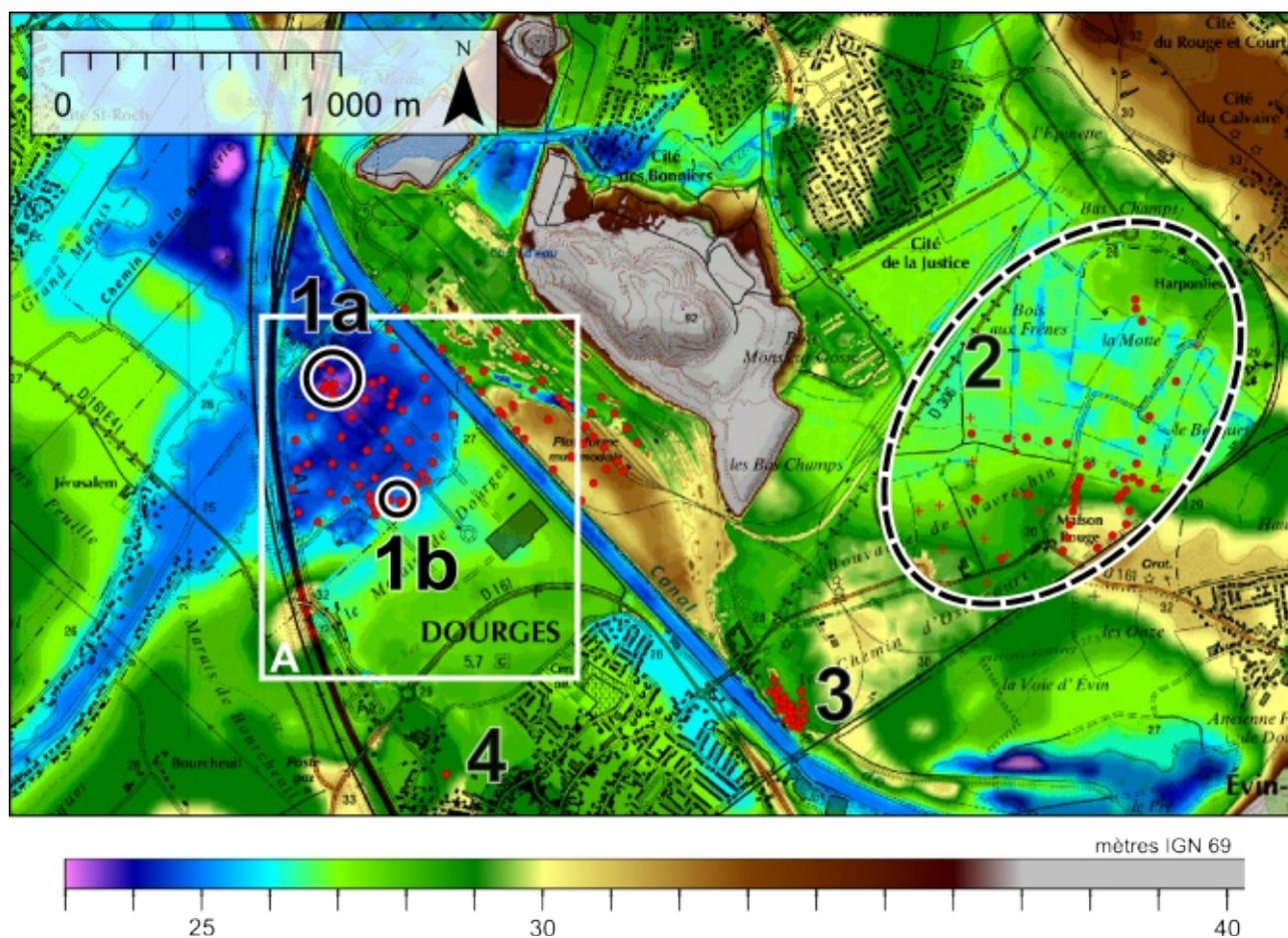


Figure 78 - Observations sur l'interfluve de Dourges
MNT d'après BDalti25 de l'IGN et plans aménageurs,
surimposition de la carte IGN 1/25 000

A – localisation de la figure 79

chaque point rouge est une observation stratigraphique avec :

- 1 - observations Dourges « Delta 3 » (1999 à 2001), présente partie et BDL n°21 à 119 ; (1a, site paléolithique zone nord ; 1b, site paléolithique zone sud) (Deschodt et Blancquaert, 2000 ; Teheux *et al.*, 2001 ; Deschodt *et al.*, 2005)
- 2 – observations Dourges-Ostricourt « extension Delta 3 » (2012), partie I.10- et BDL n°3879 à 3904 et 4231 à 4243
- 3 – observations Dourges « Darse » (2001), BDL n°1394 à 1413 (Deschodt et Clavel, 2001)
- 4 – observation Dourges « Derrière les jardins » (2007), BDL n°1452 (Desoutter, 2007)

Figure 78 - Dourges interfluvium observations

DEM after BDalti25 (IGN) and planners maps, IGN 1/25000 map overlay

A – location of figure 79

each red dot is a stratigraphic observation, with:

- 1 – Dourges « Delta 3 » observations (1999 to 2001), this part and BDL #21 to 119; (1a, north zone paleolithic site; 1b, south zone paleolithic site) (Deschodt et Blancquaert, 2000 ; Teheux *et al.*, 2001 ; Deschodt *et al.*, 2005)
- 2 – Dourges-Ostricourt observations « Delta 3 extension » (2012), section I.10- et BDL #3879 to 3904 and 4231 to 4243
- 3 – Dourges « Darse » observations (2001), BDL #1394 to 1413 (Deschodt et Clavel, 2001)
- 4 – Dourges observation « Derrière les jardins » (2007), BDL n°1452 (Desoutter, 2007)

1.3 Problématiques

Le marais de Dourges apporte des éléments clés sur les problématiques suivantes :

- évolution des conditions climatiques (et notamment d'humidité) au cours du Tardiglaciaire (*cf.* partie II.3-1.) ;
- héritages morphologiques du Pléni-glaciaire (*cf.* partie II.2-4.3) ;
- système morpho-sédimentaire lié à l'activité fluviale au Pléniglaciaire weichselien (*cf.* partie II.2-4.3) ;
- envahissement loessique, activité éolienne ou morphologie éolienne en fond de vallée (*cf.* partie II.2-4.3).

2. Lithostratigraphie

2.1 Stratigraphie type de la zone nord

Une série de levés en tranchées a été réalisée dans la zone nord (figures 80 à 83, photos 40 à 42) à proximité d'un gisement *Federmesser*. La coupe « latS1 » a bénéficié de prélèvements continus (figure 83). Les analyses radiocarbone (figure 89 et table 16) permettent d'attribuer la majorité des sédiments au Bølling et à l'Allerød. Une analyse granulométrique caractérise chaque unité stratigraphique (figure 84).

Au maximum de dilatation des formations sédimentaires, nous observons, de bas en haut (figure 85) :

- 1 – Limon loessique : faciès de fond de vallée, avec graviers de craie épars. Limon gleyifié vert clair dans la partie basse passant à un limon jaunâtre sur le versant. La granulométrie correspond à un loess, l'unité comporte des lits de sable glauconieux, quelques graviers de craie et des rognons de silex
- 2 – Horizon tourbeux inférieur (niveau repère « HTI »). Présent seulement dans une petite zone de la partie basse du marais, ses limites sont diffuses et souvent déformées par des figures de charge.
- 3 – Limon calcaire inférieur, gris verdâtre clair avec des taches rouille. À l'exception de quelques graviers de craie en limite, il est difficile de différencier 1 de 3 en l'absence de l'unité 2. Quelques lits calcaires sont observés dans la partie la plus épaisse.
- 4 – Travertin, composé principalement de sédiment précipité (70 % du poids sec), blanc jaunâtre, malacofaunes abondantes et de grande taille. Dans la partie la plus épaisse, certains lits deviennent organiques, gris brun, et sont déformés par des figures de charge. L'unité 4 couvre une grande surface jusque dans les points les plus hauts du marais où il est épais d'un ou deux centimètres.
- 5 – Horizon tourbeux médian (niveau repère « HTM »), limon brun tourbeux qui ne peut être latéralement distingué de l'unité 8 (UTSbr). L'unité est une tourbe fibreuse sur une petite surface au centre de la zone de sédimentation la plus épaisse.
- 6 – Limon calcaire médian, limon gris brunâtre clair avec quelques taches rouille diffuses, discrètement litées. Le faciès est similaire à la base de l'unité 7 ; leur limite est marquée par un lit de limon poudreux avec des restes de poisson.
- 7 – Limon calcaire travertineux supérieur, limon gris brunâtre clair avec quelques taches rouille, très calcaire (jusqu'à 40 % du poids sec dans la partie supérieure). Le faciès est similaire à la base de l'unité 6.
- 8 – Horizon tourbeux supérieur brun (« HTSbr »), cette unité est similaire à la base de l'unité 5 (HTM) avec laquelle elle se confond en l'absence des unités 6 et 7. La partie supérieure comporte, dans la zone basse, un très fin horizon similaire à l'unité 9. Le niveau archéologique *Federmesser* se trouve dans la partie supérieure de l'unité 8.
- 9 – Horizon tourbeux supérieur noir (« HTSn »), mince horizon de sol noir (2 à 3 cm d'épaisseur), non calcaire. L'unité 9 s'étend sur l'ensemble du marais jusque dans les zones les plus hautes sans variation de faciès.
- 10 – Limon oxydé, limon jaune orange vif, non calcaire, d'épaisseur variable (de quelques centimètres à quelques décimètres). L'unité 10 se situe sur les zones en pente. La bordure aval est convexe et surmonte systématiquement l'unité 9. Parfois, elle est recouverte d'un fin horizon sombre similaire et connecté à l'horizon 9.
- 11 – Limon gris, l'unité hétérogène comble presque entièrement la dépression. Dans quelques sondages des évidences d'écoulements provenant du versant et de l'érosion de l'unité 9 et du limon calcaire sous-jacent ont été perçues.
- 12 – Labour

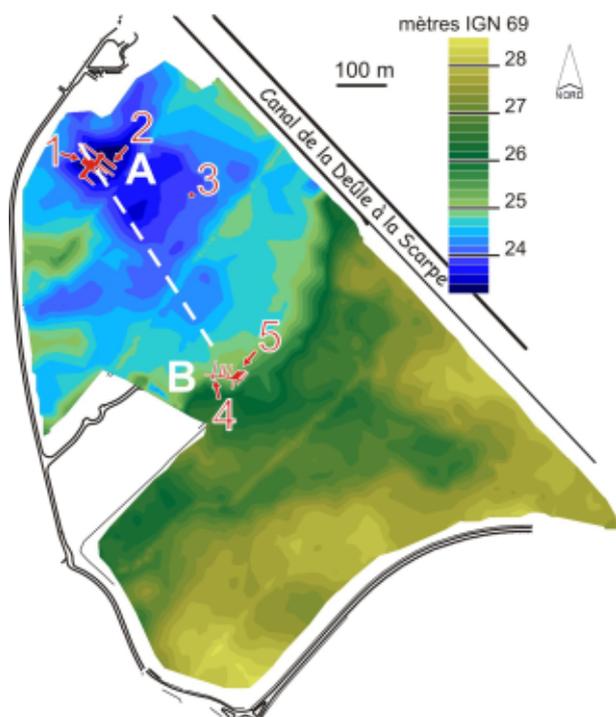


Figure 79 - Microtopographie du marais de Dourges et localisation des observations

topographie d'après des plans aménageurs complétés par des levés INRAP

1 – site Federmesser et pointe barbelée dans les niveaux du Bølling

2 – zone de plus grande épaisseur d'alluvions et localisation des échantillons

3 – crâne d'élan trouvé en sondage

4 – crâne d'aurochs trouvé en sondage

5 – fouille manuelle sud

AB/coupe synthétique (figure 85)

Figure 79 - Dourges Marsh microtopography and location of observations

topography from the planners maps supplemented by INRAP survey

1 – the Federmesser site and barbed point in Bølling layers

2 – area of greatest thickness of alluvium and location of samples

3 – Elk skull found in a test pit

4 – Wild Ox skull found in a test pit

5 – manual excavation (south)

AB – Synthetic cross-section (figure 85)

Photo 40 - « Marais de Dourges » :
coupe centrale, extrémité
nord (site Federmesser)

la photo correspond à la figure 80
de x = 35 à 57 m

Photo 40 - "Dourges marsh": central
section, north end
(Federmesser site)

the photo corresponds with figure 80
from x = 35 to 57 m



Photo 41 - « Marais de Dourges » :
coupe latS, extrémité
nord (site Federmesser)

la photo correspond à la figure 80
de x = 35 à 57 m

Photo 41 - "Dourges marsh": latS
section, north end part
(Federmesser site)

the photo corresponds with figure 80
from x = 35 to 57 m

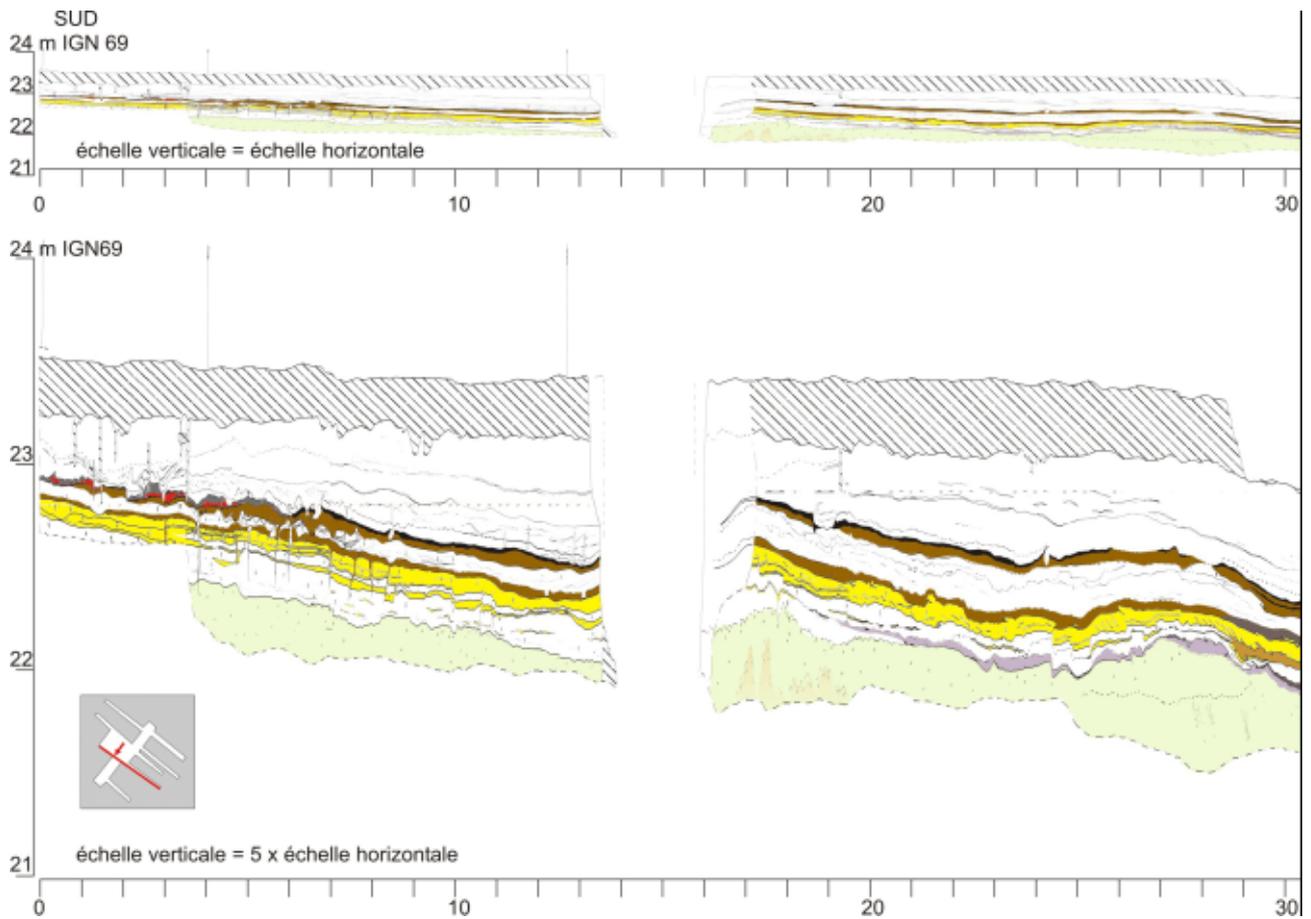


Figure 80 - « Marais de Dourges » : coupe centrale (partie sud)
zone nord, A sur la figure 79
description : voir texte et figure 85

Figure 80 - "Dourges marsh": central section (south part)
north zone, A on figure 79
for description : see text and figure 85

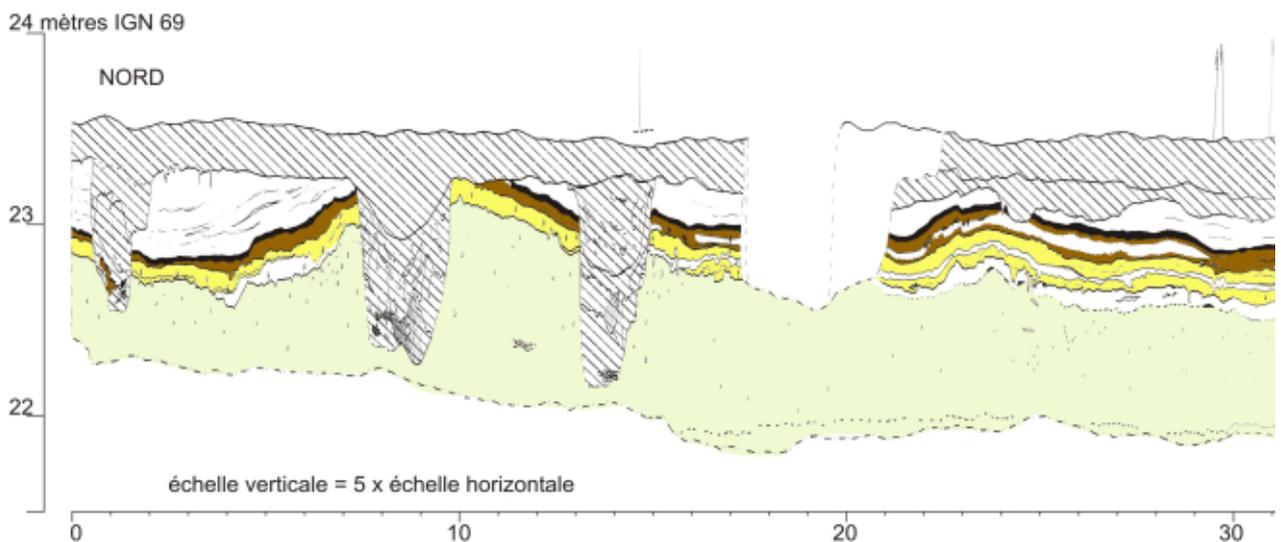
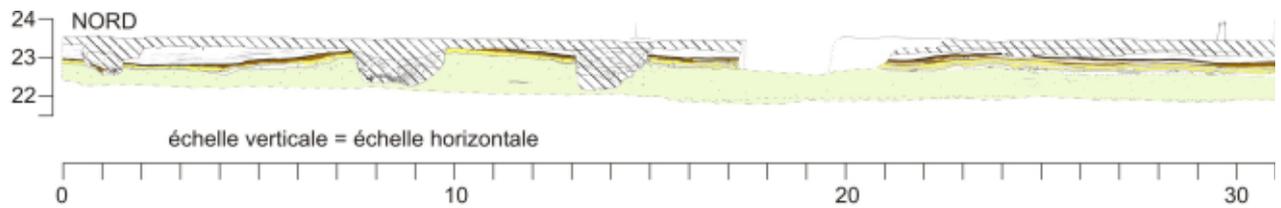


Figure 82 - « Marais de Dourges » : coupe latS1 (partie nord)

Figure 82 - « Dourges marsh » : latS1 section (north part)

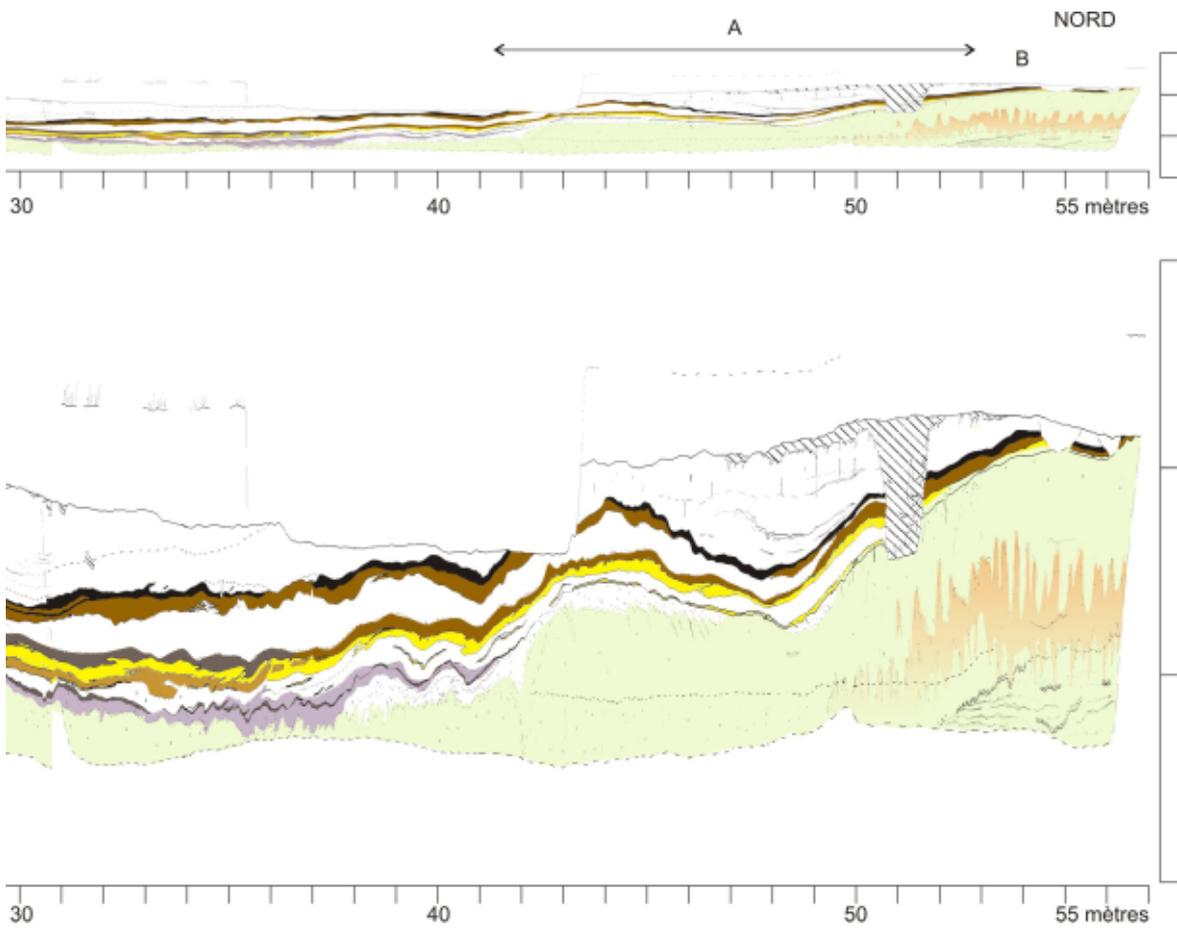


Figure 81 - « Marais de Dourges » : coupe centrale (partie nord)
zone nord, A sur la figure 79

Figure 81 - "Dourges marsh": central section (north part)
north zone, A on figure 79

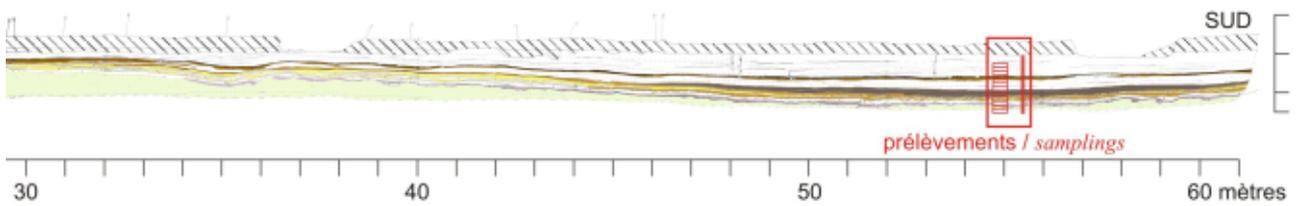


Figure 83 - « Marais de Dourges » : coupe latS1 (partie sud)

Figure 83 - "Dourges marsh": latS1 section (south part)

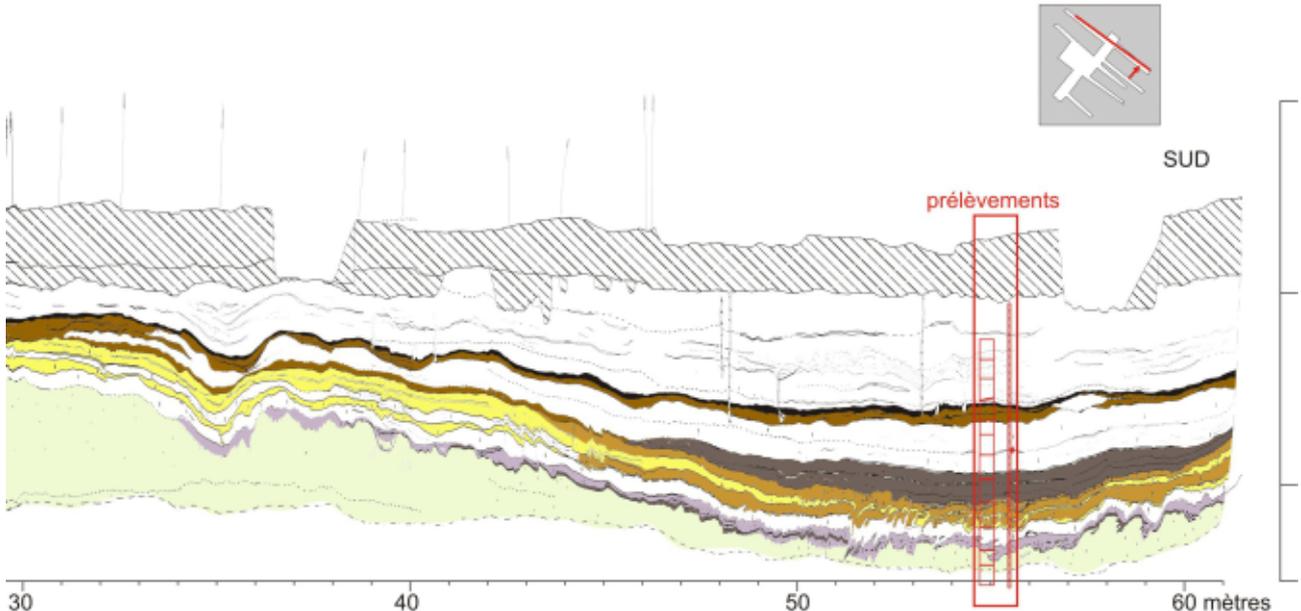




Photo 42 - « Marais de Dourges » :
coupe latS1
voir figure 80, au premier plan,
emplacement des prélèvements

Photo 42 - "Dourges marsh": latS1
section
see figure 80, in the foreground,
sample locations

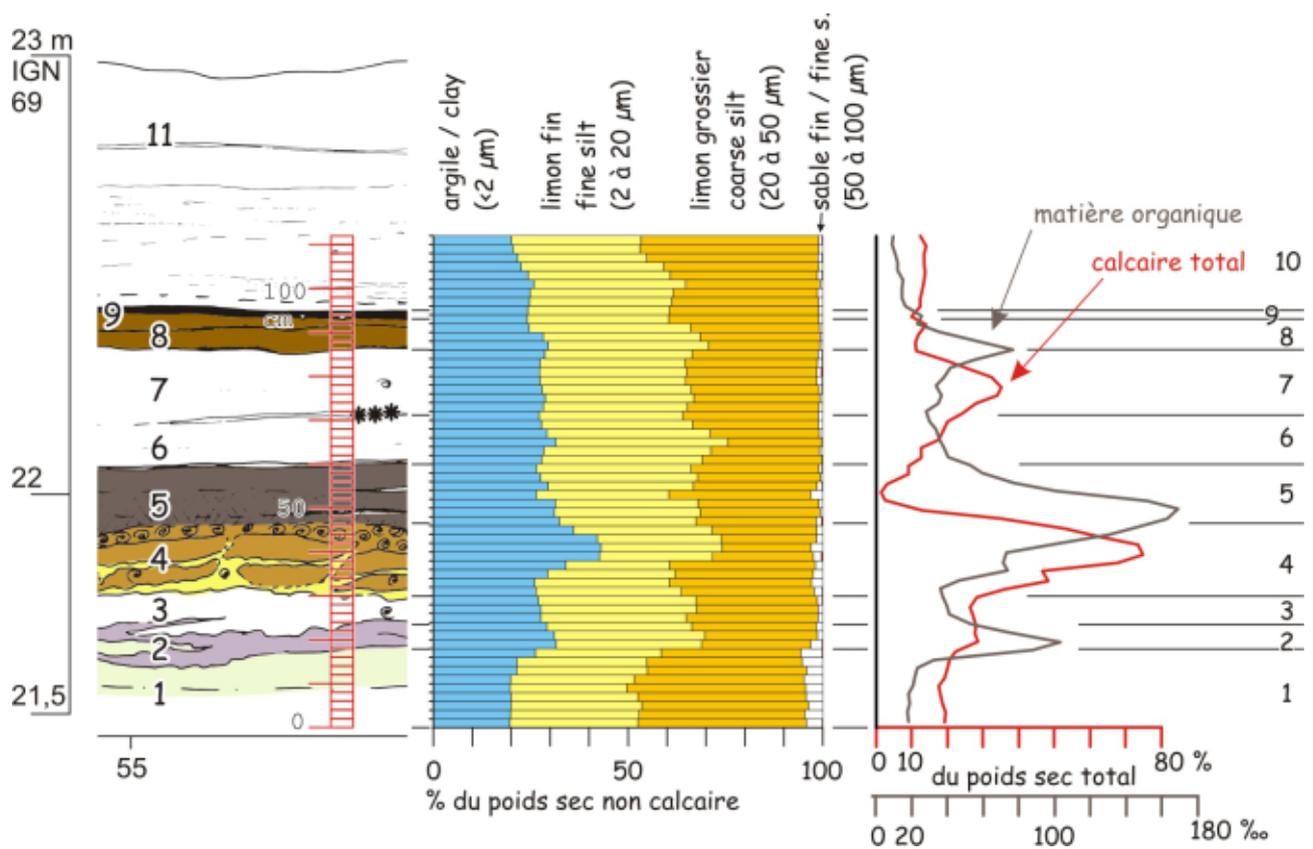


Figure 84 - « Marais de Dourges » : analyse continue de la granulométrie

Laboratoire d'Analyses de Sols, INRA Arras
stratigraphie : voir figure 85

Figure 84 - "Dourges marsh": granulometric continuous
analyse

Soil Analysis Laboratory, INRA Arras
for stratigraphy: see figure 85

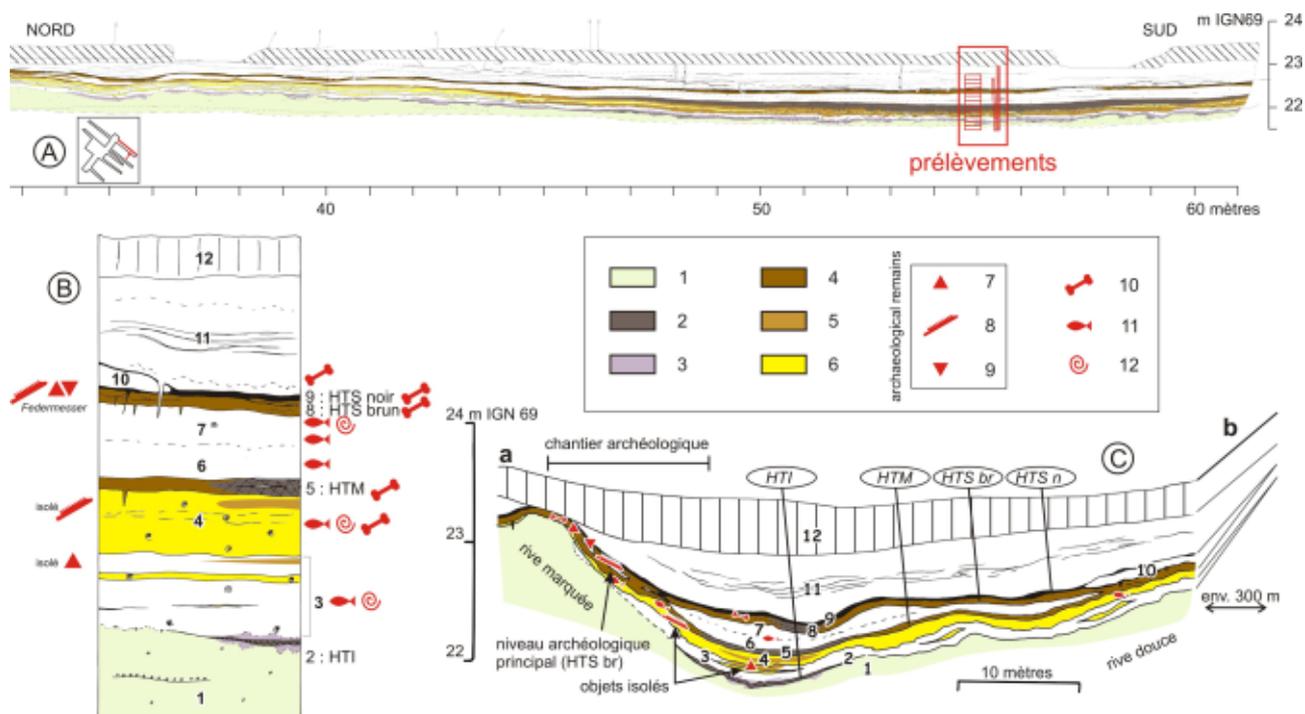


Figure 85 - « Marais de Dourges » : stratigraphie type

Figure 85 - "Dourges marsh": stratigraphic types

A – coupe où a été effectué le prélèvement (latS1, figure 82 et 83)

B – synthèse lithostratigraphique

C – géométrie des unités dans la partie la plus profonde du marais selon le transect A-B (figure 79)

symboles :

- 1 – limons loessiques
- 2 – tourbe
- 3 – limons tourbeux carbonatés
- 4 – limons brun tourbeux
- 5 – limons organiques carbonatés avec malacofaune, variation de faciès du travertin
- 6 – travertin
- 7 – industrie lithique
- 8 – pointe barbelée et sagaie
- 9 – trace anthropique sur os
- 10 – faune mammalienne
- 11 – ichtyofaune
- 12 – malacofaune abondante

unités stratigraphiques :

- 1 – limon loessique
- 2 – horizon tourbeux inférieur (HTI)
- 3 – limon calcaire inférieur
- 4 – travertin
- 5 – horizon tourbeux médian (HTM)
- 6 – limon calcaire médian
- 7 – limon calcaire travertineux supérieur
- 8 – horizon tourbeux supérieur brun (HTS br)
- 9 – horizon tourbeux supérieur noir (HTS n)
- 10 – limon oxydé
- 12 – labour

A – sampled cross-section (LatS1, figure 82 et 83)

B – lithostratigraphic synthesis

C – geometry of units in the deepest part of the marsh, along cross-section A-B (figure 79)

symbols :

- 1 – loessic silts
- 2 – peat
- 3 – calcareous peaty silts
- 4 – brown peaty silts
- 5 – calcareous and organic silts with malacofauna, transition from calcareous tufa
- 6 – calcareous tufa
- 7 – lithic industry
- 8 – barbed and assagai points
- 9 – bone with anthropogenic cut mark
- 10 – mammalian fauna
- 11 – ichtyofauna
- 12 – abundant malacofauna

stratigraphic units :

- 1 – loessic silt
- 2 – lower peaty horizon (HTI)
- 3 – lower calcareous silt
- 4 – calcareous tufa
- 5 – median peaty horizon (HTM)
- 6 – median calcareous silt
- 7 – upper calcareous silt
- 8 – brown upper peaty horizon (HTS br)
- 9 – black upper peaty horizon (HTS n)
- 10 – oxidized silt
- 12 – plough horizon

2.2 Variations spatiales et points particuliers

2.2.1 Une dépression fermée

La sédimentation masque une topographie antérieure au sommet de l'unité 1. Les fouilles mécaniques ont mis en évidence la nature fermée de la dépression probablement héritée du Pléniglaciaire. Les formations du Tardiglaciaire se développent sur une dizaine d'hectares (figure 86).

2.2.2 Dépôts grossiers et talwegs associés au loess

Le réseau hérité de talwegs (photo 43) et la présence d'éléments grossiers associés au limon loessique (épandages de graviers roulés, concentration de rognons de silex) (figure 87) indiquent l'occurrence d'écoulements en provenance du versant (figure 86). La topographie complexe du sommet du limon dans le marais est donc vraisemblablement l'héritage d'une activité fluviale (eau de fonte provenant du versant) et de son interaction avec les apports éoliens du Pléistocène supérieur.

2.2.3 Érosion et figures cryogéniques affectant des niveaux de l'Allerød

L'unité 11 se dépose sur l'horizon noir de l'Allerød (unité 9) sans érosion perceptible, à l'exception de plusieurs phénomènes localisés mais notables.

Solifluxion

Vers la périphérie de la cuvette, nous observons sur quelques zones à pentes fortes un limon vivement coloré (oxydation, couleur orangée), délimité en partie supérieure (non systématiquement) et inférieure (systématiquement) par un horizon sombre en continuité avec l'horizon noir Allerød. Son épaisseur est modérée. Il peut présenter un bourrelet convexe dirigé vers le bas. Une coupe du site nord présente une succession de deux de ces dépôts. Autant de caractéristiques qui permettent d'interpréter l'unité 11 comme résultant d'un phénomène de solifluxion progressant sur l'horizon humifère et soulevant le chevelu racinaire. La texture limoneuse, particulièrement

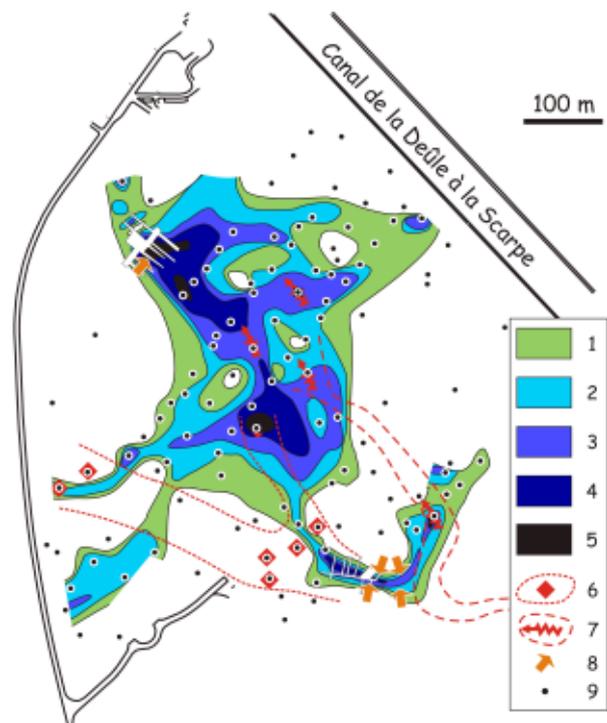


Figure 86 - « Marais de Dourges » : épaisseur approximative des formations sous les labours, présence de dépôts grossiers associés au loess et activité fluviale postérieure à l'Allerød

- 1 – moins de 0,3 m
- 2 – de 0,3 à 0,6 m
- 3 – de 0,6 à 0,9 m
- 4 – de 0,9 à 1,2 m
- 5 – plus de 1,2 m
- 6 – épandages de graviers de craie ou rognons de silex associés au limon loessique et extension possible d'un dépôt fluviale grossier en provenance du versant, antérieur au Tardiglaciaire
- 7 – érosion fluviale affectant le sol de l'Allerød et axe probable des écoulements provenant du versant (Dryas récent)
- 8 – solifluxion affectant le sol de l'Allerød (Dryas récent)
- 9 – sondage ponctuel

Figure 86 - "Dourges marsh": approximate thickness of alluvial layers below the plough horizon, coarse deposits associated with loess and post Allerød fluvial activity

- 1 – 0 to 0.3 m
- 2 – from 0.3 to 0.6 m
- 3 – from 0.6 to 0.9 m
- 4 – from 0.9 to 1.2 m
- 5 – more than 1.2 m
- 6 – chalk gravels or flint blocks in loessy silt, and possible extension of a coarse fluvial sediment coming from the slope (antérieurs to the Lateglacial)
- 7 – fluvial erosion disturbing the Allerød soil and probable axis of flow from the slope (Younger Dryas)
- 8 – solifluxion disturbing the Allerød soil (Younger Dryas),
- 9 – test pit

gélive, a favorisé le phénomène (Bertran et Coutard, 2004) qui reste cependant extrêmement localisé.



Photo 43 - « Marais de Dourges » : talweg hérité et colmaté zone sud, B sur la figure 81

Photo 43 - « Dourges marsh »: inherited and infilled talweg south zone, B on figure 81

Figure 87 - « Marais de Dourges » : exemple de dépôts grossiers associés au loess en bordure de la dépression

sondage 17 (Deschodt et Blancquaert, 2000)

1 – labour

2 – limon très clair, limite inférieure diffuse soulignée par un vague lit de limon blanchâtre accompagné de quelques graviers de craie

3 – limon gris verdâtre

4 – transition rapide de 3 vers un limon doux gris très clair, un peu verdâtre, quelques petits lits diffus plus clairs

5 – graviers de craie, en poches, en litages, avec vers le bas, lits de limon gris verdâtre

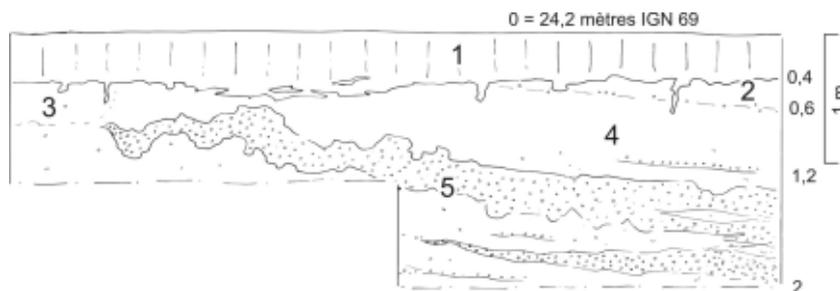


Figure 87 - "Dourges marsh": an exemple of loess associated coarse deposits at the edge of the depression

test pit 17 (Deschodt et Blancquaert, 2000)

1 – plough horizon

2 – very light coloured silt, white silt bed and chalk gravels highlighted diffuse lower limit

3 – greenish grey silt

4 – rapid transition from 3 to very light slightly greenish grey silt, few even more lighter few beds

5 – chalk gravels, in pockets or in beds, beds of greenish grey silt towards the bottom

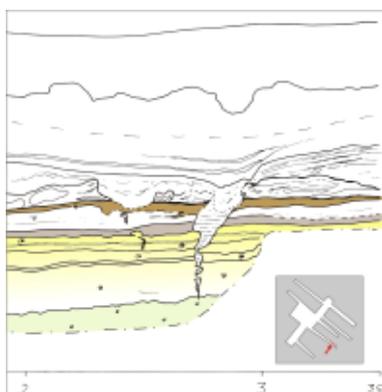


Figure 88 - « Marais de Dourges » : exemple d'un pseudomorphe de coin de glace extrait de la coupe centrale partie sud (vis-à-vis de la figure 80 à x=4 m), voir photos 44 et 45

le pseudomorphe traverse les dépôts du Bølling, de l'Allerød et les dépôts soliflués

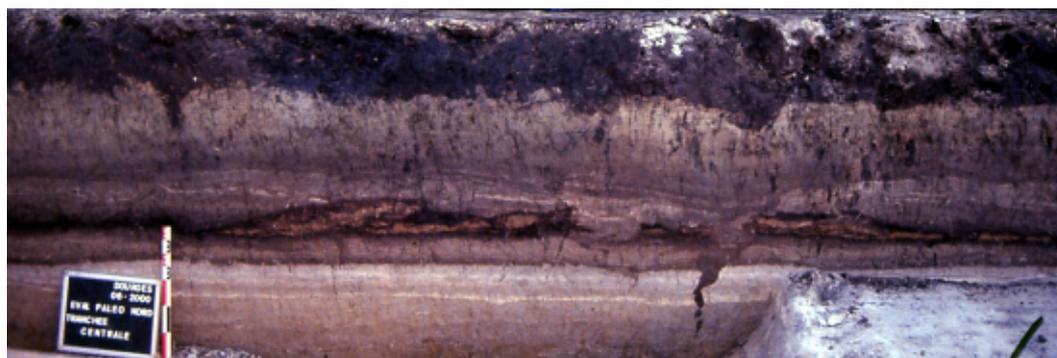
Figure 88 - "Dourges marsh": an exemple of an ice wedge pseudomorph

detail of the central section, south part (taken opposite figure 80 at x=4 m), see photos 44 and 45

the pseudomorph cuts through Bølling and Allerød, solifluction deposits

Photo 44 - « Marais de Dourges » : exemple d'un pseudomorphe de coin de glace voir figure 88

Photo 44 - "Dourges marsh": an exemple of an ice wedge pseudomorph see figure 88



Un réseau de coins de glace peu étendu

Un réseau de fentes a été observé sur une faible superficie (figure 80, de environ $x=3$ à $x=9$ m). Le caractère extrêmement local du phénomène, de même que la morphologie de certaines de ces fentes (figure 88 et photos 44 à 46), exclut une formation par dessiccation des sédiments travertineux et tourbeux sous climat tempéré (qui se serait exprimé sur tout le marais ou du moins sur une grande superficie). Nous sommes ici en présence de coins de glaces, peu développés, liés à un pergélisol très localisé. Nous notons que le réseau coïncide avec la zone de solifluxion. Les pseudomorphes les mieux exprimés traversent les dépôts soliflués.

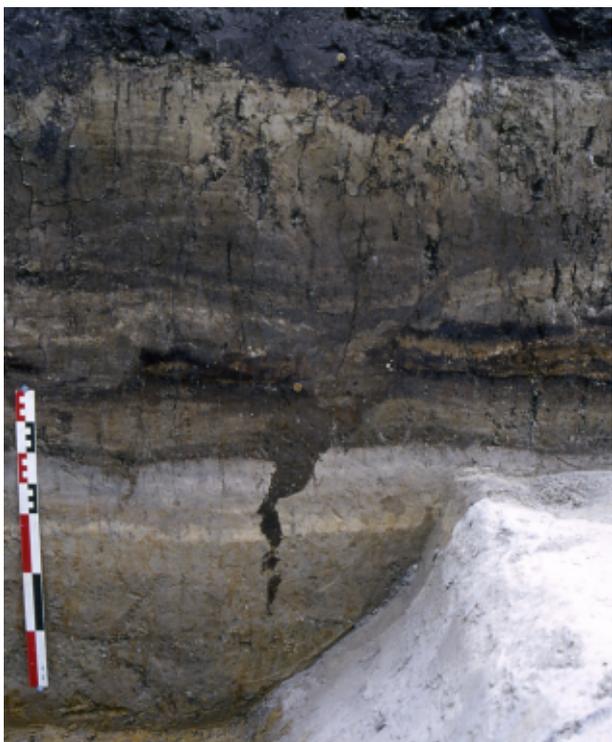


Photo 45 - « Marais de Douges » : pseudomorphe, détail de la photo 44

Photo 45 - "Douges marsh": pseudomorph, detail of photo 44 detail



Photo 46 - « Marais de Douges » : réseau de fentes

Photo 46 - "Douges marsh": network of cracks

Quelques écoulements plus concentrés

Quelques sondages ont clairement montré le démantèlement de l'horizon humifère Allerød par des écoulements fluviaux (photos 47 et 86). Ils se situent dans l'axe du débouché d'un talweg descendant du versant (figure 86). Les niveaux sous-jacents sont incisés et réintégrés à l'unité 11, expliquant les variations rapides de couleur et de calcimétrie de ce dernier. En bordure sud du marais, à l'intérieur de la zone fouillée, la base de l'unité 11 est sableuse et litée. Le talweg est donc emprunté par des écoulements provenant du versant qui, ici, ne suffisent toutefois pas à inciser le sol. À cet endroit, les phénomènes de solifluxion précèdent les écoulements fluviaux. Nous assistons donc à une phase de déstabilisation du versant qui affecte ponctuellement le sol de l'Allerød par une gélifluxion puis par une érosion fluviale. Les colluvions contribuent à protéger les formations antérieures.



Photo 47 - « Marais de Douges » : sol de l'Allerød démantelé par des écoulements, vu du sondage n°40 dans son contexte

Photo 47 - "Douges marsh": Allerød soil, disturbed by stream flow, view of the test pit #40 in situ



Photo 48 - « Marais de Douges » : sol de l'Allerød démantelé par des écoulements, vu de détail du sondage 40

Photo 48 - "Douges marsh": Allerød soil disturbed by stream flow, detailed view of test pit #40

3. Les datations radiocarbone

Des datations systématiques sur une colonne montrent cinq étapes (trois phases de sédimentation et deux hiatus) (figure 89 et table 16) :

- a) La partie inférieure de la série (unités 2 à 6) est datée du Bølling (avec un taux de sédimentation moyen d'environ 0,7 à 0,8 mm/an, calcul basé sur la calibration à 1 sigma).
- b) Un hiatus chronologique que nous associons à la limite stratigraphique entre les unités 6 et 7 est attribué au Dryas moyen.

c) Les unités 7 et 8 sont datées de l'Allerød, avec une vitesse de sédimentation d'abord relativement rapide (0,4 à 0,5 mm/an) qui chute au cours du dépôt de l'unité 8 (environ 0,15 mm/an).

d) Un second hiatus chronologique correspondant à la limite stratigraphique entre les unités 8 et 9 est attribué à l'*Intra Allerød Cold Period*.

e) Enfin le dépôt de l'unité 9 est daté de la fin de l'Allerød, le taux de sédimentation est très faible.

Les datations radiocarbone ne nous permettent pas de détailler plus la chronologie Bølling-Allerød, vraisemblablement plus complexe.

	unité strati	nature	n° labo	date BP	cal BP
partie supérieure HTSb, gisement Federmesser / upper part UPHbrown, Federmesser site	8	charbon de bois / charcoal	GrA-17427	11680 +/- 60	13567 +/- 151
pointe barbelée isolée / isolated barbed point	partie supérieure de 5 / 5 upper part	os / bone	GrA-28820	11920 +/- 50	13820 +/- 149
colonne ech. 6, de 22,41 à 22,43 m IGN69	9	débris végétal / vegetal remain	GrA-23899	11030 +/- 70	12933 +/- 109
colonne ech. 7, de 22,37 à 22,41	8 sommet	débris végétal / vegetal remain	GrA-28208	11250 +/- 70	13151 +/- 109
colonne ech. 8, de 22,33 à 22,37	8 base	charbon de bois / charcoal	GrA-23824	11640 +/- 60	13529 +/- 138
colonne ech. 9, de 22,28 à 22,33	7 sommet	débris végétal / vegetal remain	GrA-23900	10990 +/- 60	date rejetée / rejected
colonne ech. 10, de 22,23 à 22,28	7	débris végétal / vegetal remain	GrA-23901	11720 +/- 60	13603 +/- 136
colonne ech. 12, de 22,13 à 22,18	6	débris végétal / vegetal remain	GrA-23903	12240 +/- 80	14321 +/- 277
colonne ech. 14, de 22,09 à 22,13	5 sommet / top	débris végétal / vegetal remain	GrA-23904	8490 +/- 60	date rejetée / rejected
colonne ech. 17, de 21,91 à 21,94	5 base / bottom	débris végétal / vegetal remain	GrA-23821	12310 +/- 70	14462 +/- 345
colonne ech. 18, de 21,86 à 21,91	4 (faciès organique / organic)	débris végétal / vegetal remain	GrA-23822	12230 +/- 70	14296 +/- 260
colonne ech. 20, de 21,76 à 21,81	3	débris végétal / vegetal remain	GrA-23905	12430 +/- 90	14670 +/- 356
colonne ech. 21, de 21,73 à 21,76	2	débris végétal / vegetal remain	GrN-28210	12590 +/- 150	14922 +/- 367

Table 16 - « Marais de Dourges » : dates radiocarbone calibration 2 sigma d'après CalCurve_2007_HULU (Weninger et Jöris, 2008)

Table 16 - "Dourges marsh": radiocarbon dates calibration 2 sigma from CalCurve_2007_HULU (Weninger and Jöris, 2008).

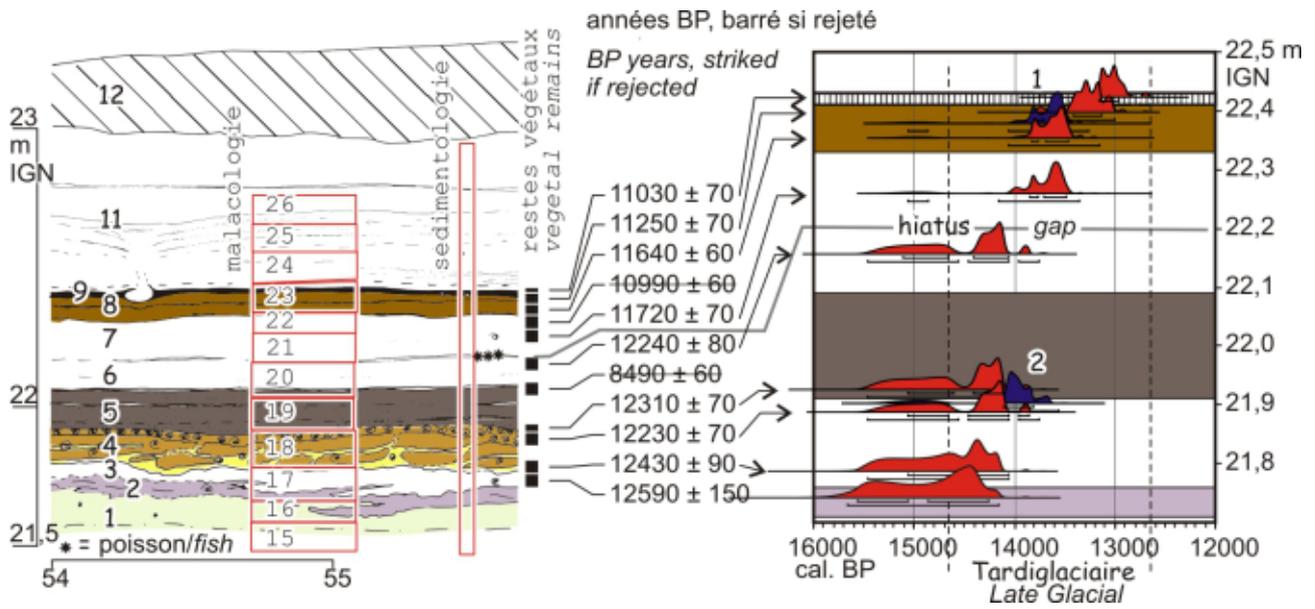


Figure 89 - « Marais de Dourges » : diagramme des dates radiocarbones calibrées et localisation sur la coupe

Calibration OxCal 3.9. Données atmosphériques d'après M. Stuiver *et al.* (1998).
 1 = projection de la datation du niveau Federmesser
 2 = projection de la datation de la pointe barbelée
 la dernière courbe de calibration disponible (IntCal13, Reimer *et al.*, 2013) rajeunit de manière significative l'objet n°2 qui doit être désormais considéré comme Allerød (cf. partie II.3-1.2.3)

Figure 89 - "Dourges marsh": diagram of calibrated radiocarbon date and location in the cross-section

OxCal v3.9. Atmospheric data from Stuiver *et al.* (1998)
 1 = projection of the date to the Federmesser archaeological level
 2 = projection of the date to the barbed point level (unit 4 upper part)
 The last available calibration curve (IntCal13, Reimer *et al.*, 2013) significantly diminishes the age of object #2 which must now be considered to date to the Allerød (see part II.3-1.2.3)

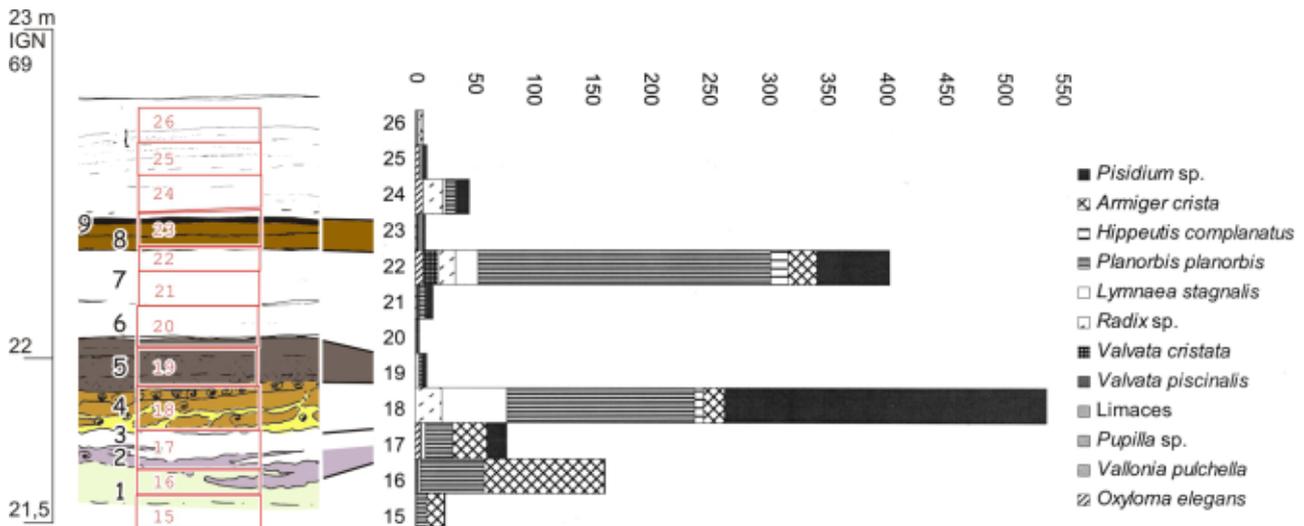


Figure 90 - « Marais de Dourges » : répartition des espèces de mollusques exprimée en valeurs absolues

Figure 90 - "Dourges marsh": distribution of mollusc species expressed in absolute values

4. La Faune

4.1 L'ichtyofaune (détermination B. Clavel)

Des restes de Brochet (*Esox lucius*) et de Perche (*Perca fluviatilis*) sont trouvés en abondance dans les unités 4, 6 et 7. Les deux espèces sont caractéristiques des eaux peu profondes, plutôt limpides, avec présence de végétations aquatiques.

4.2 La malacofaune (étude N. Limondin-Lozouët)

La conservation des coquilles est globalement bonne mais leur abondance est très inégale. Sur les douze échantillons, huit ont livré moins de 50 coquilles sachant qu'un échantillon est considéré comme représentatif à partir d'une population approchant la centaine d'individus et que le seuil idéal pour les traitements statistiques se situe à 250 (Evans, 1972).

Qu'ils soient faibles ou abondants, les peuplements malacologiques de Dourges sont essentiellement composés de mollusques aquatiques. Parmi les rares espèces terrestres, la mieux représentée est *Oxyloma elegans*, taxon de milieu palustre, fréquente en bordure des habitats d'eau douce (Kerney *et al.*, 1983). La variabilité des effectifs apparaît donc directement liée aux variations d'un plan d'eau. Ainsi, trois épisodes d'installation d'un biotope aquatique sont mis en évidence dans les échantillons 16, 18 et 22 (respectivement la partie supérieure de l'unité 1, le tuf de l'unité 4 et la partie supérieure de l'unité 7) (figure 90).

Deux espèces sont dominantes dans l'échantillon 16, *Planorbis planorbis* et *Armiger crista*. La première est caractéristique de fonds vaseux et la seconde de la présence de plantes aquatiques (Adam, 1960). Les deux espèces sont capables de supporter des phases d'assèchement saisonnier et les faibles valeurs de diversité et d'abondance du cortège spécifique qui les accompagne laissent supposer la forte probabilité de cette éventualité. Cet épisode précède la

première datation obtenue pour la tourbe inférieure à $12\,590 \pm 150$ BP. Cette première tourbe Bølling correspond à une forte réduction des malacofaunes signalant un milieu aquatique moins développé et peu favorable à leur expansion. À l'inverse, l'échantillon suivant, 18 (unité 4, tuf), est le plus riche de la séquence. La composition du cortège varie également par rapport aux précédents assemblages. Il se diversifie avec en particulier le fort développement des bivalves du genre *Pisidium*, celui des *Lymnaeidae* (*Radix*, *Lymnaea stagnalis*), tandis que *P. planorbis* reste abondant. Cet assemblage permet d'identifier un corps d'eau calme, voire stagnant, à fond vaseux mais pérenne sur l'année.

Des échantillons 19 à 21 (unité 5 « HTM » et unité 6), la quasi-disparition de la malacofaune (figure 90) signale une phase d'assèchement (fin du Bølling – Dryas moyen).

Dans l'échantillon 22 (partie supérieure de l'unité 7) la reprise du développement malacologique n'en apparaît que plus contrastée. Avec un assemblage de plus de 400 individus, la malacocénose de ce niveau limoneux du début de l'Allerød ($11\,720 \pm 70$ BP), aussi diversifiée que celle de l'échantillon 18, est le témoin indubitable d'une phase aquatique.

Les quatre derniers échantillons (23 à 26, horizon tourbeux Allerød noir et sus-jacent postérieur à $11\,030 \pm 70$ BP) sont pauvres en malacofaune et marquent le retour à des conditions plus sèches.

Malgré un référentiel malacologique bien calé pour le Tardiglaciaire (Limondin, 1995 ; Limondin-Lozouët et Antoine, 2001), les malacofaunes de Dourges ne permettent pas de proposer une attribution biochronologique des formations sédimentaires en raison du caractère essentiellement aquatique des assemblages, moins réceptifs que les terrestres aux variations climatiques. Les données malacologiques apparaissent, dans le cas présent, pertinentes à l'échelle locale. Elles rendent compte de phases de mises en eau et d'assèchement d'un plan d'eau.

4.3 La faune mammalienne (étude P. Auguste)

À l'inverse de la plupart des sites paléontologiques, le gisement du Marais de Dourges se caractérise par une absence de grande concentration d'ossements. L'analyse de toutes les pièces mises au jour nous a permis d'identifier anatomiquement et spécifiquement l'essentiel du matériel. Le nombre total de restes s'élève à 121, provenant de plusieurs unités stratigraphiques et appartenant à 6 espèces distinctes (table 17). Trois fragments osseux méritent d'être présentés plus en détail.

L'aurochs (*Bos primigenius*) se singularise très nettement par le caractère massif de ses os. La pièce la plus spectaculaire est un crâne malheureusement incomplet (toute la partie inférieure est détruite) d'une envergure d'environ 1 x 1 m. Un fémur très massif a également été découvert dans les unités lithostratigraphiques du Bølling. Ses dimensions permettent de confirmer la très grande taille de l'aurochs de Dourges, comparable aux très grandes formes du Pléistocène comme observées à Biache-Saint-Vaast (Auguste, 1995), et supérieure même aux plus gros Aurochs holocènes connus au Danemark (Degerbøl et Fredskild, 1970). Une autre pièce osseuse très importante est le crâne d'élan provenant du niveau 11. Cet animal est très rare en contexte archéologique ou paléontologique. Il était présent en Europe du Nord-Ouest durant le Tardiglaciaire avant de migrer vers des contrées plus boréales au début de l'Holocène (Street et Baales, 1999).

Les grands mammifères identifiés à Dourges permettent des comparaisons avec la faune du Tardiglaciaire d'Europe du Nord-Ouest. Les niveaux Bølling livrent l'association aurochs

(*Bos primigenius*)/cerf (*Cervus elaphus*)/chevreuil (*Capreolus capreolus*), indiquant un milieu de type forêt claire sous un climat tempéré. On retrouve cette même faune en particulier en Angleterre et en Belgique (Cordy, 1992 ; Charles, 1998). L'association du cheval dans les niveaux Allerød forme une composition très classique pour cette période (Street et Baales, 1999).

Nous avons pu comparer directement la faune de Dourges avec des assemblages de la même période provenant de Conty dans la vallée de la Somme (Antoine *et al.*, 2012b ; Auguste, 2012). Il apparaît ainsi une totale similitude entre les deux gisements, avec en particulier un aurochs de très grande taille et un cheval proche de la dernière forme pléistocène connue, *Equus arcelini*. Le climat associé à ces taxons est tempéré mais pas forcément aussi clément que celui observé au Bølling. L'environnement s'apparente à une mosaïque de prairies et de zones boisées (Auguste, 2012).

La faune provenant de l'unité lithostratigraphique 11 est problématique. L'association de l'aurochs, du chevreuil, de l'élan et d'un suidé peut être interprété comme étant en position secondaire, avec une reprise de certains éléments depuis les dépôts Allerød, durant le Dryas récent. Dans ce contexte, l'élan a tout à fait sa place, celui-ci faisant partie de la faune présente durant l'Allerød, comme observé en Rhénanie (Street et Baales, 1999).

L'association mammalienne mise en évidence à Dourges représente donc la dernière faune pléistocène identifiée dans le Nord de la France avant la mise en place de l'écosystème boisé de l'Holocène et de sa faune associée (Auguste, 2009).

niveau / unit	4	5	4/5 à 8	8	8 et 9	9	11	H S	total / sum
espèce (NR/NMlc) / species (NISP/MNI)									
Aurochs / Wild Ox	9 / 1 a	3 / 1 a, 1 j	2 / 1 j			5 / 1 a	19 / 1 a, 1 j		38 / 4 a, 3 j
Cerf / Red Deer	3 / 1 a, 1 j	3 / 1 a		2 / 1 a	1 / 1 a				9 / 4 a, 1 j
Cheval / Horse				1 / 1 a		1 / 1 a			2 / 2 a
Chevreuil / Roe Deer	1 / 1 a			2 / 1 a		8 / 1 a	4 / 1 a, 1 j		15 / 4 a, 1 j
Cochon ou Sanglier / Pig or Wild Boar							6 / 1 j		6 / 1 j
Elan / Elk							1 / 1 a		1 / 1 a
herbivore	1	2	4	8	1	10	15	4	45
petit herbivore / small herbivore				2				1	3
NR total / sum NISP	14	8	6	15	2	24	45	5	121

5. Les vestiges archéologiques (étude É. Teheux)

La bordure nord du marais a livré un site *Federmesser* dans les niveaux allerøds. Il se matérialise par des objets en matière animale (fragments de pointes barbelées et de sagaie). Nous faisons ici le point sur ces découvertes (texte de É. Teheux, révisé).

5.1 Une pointe barbelée de l'Allerød associée au dépôt Bølling

Une pointe barbelée a été découverte dans les niveaux de la fin du Bølling (unité 4). Elle a été travaillée dans un fragment d'os long de grand herbivore, très probablement de l'aurochs. Elle est datée par radiocarbone de 11 950 ± 50 BP. La calibration était dans un premier temps compatible avec celles des unités stratigraphiques (figure 89, n° 2). Toutefois, les courbes de calibrations les plus récentes ont réduit la fourchette de probabilité et l'objet doit être considéré désormais comme ayant été façonné à l'Allerød (cf. partie II.3-1.2.3 et figure 333). Les dates sur travertin et tourbe qui l'encadrent (tels les deux pains d'un hamburger) restent toutefois Bølling. La pointe est donc intrusive (suite à un tir loupé ? le gibier ayant la fâcheuse tendance à se déplacer pendant l'acte cynégétique).

Il n'en reste pas moins vrai que la zone lacustre a été fréquentée lors de la phase lacustre, comme le prouve la présence de 4 restes portant des marques anthropiques et un unique éclat (burin sur troncature, futur burin de Lacam) (Teheux *et al.*, 2001 ; Deschodt *et al.*, 2005).



Table 17 - « Marais de Dourges » : inventaire d'après la position stratigraphique et dénombrement des taxons mammaliens identifiés

HS : hors strati
a : adulte
j : juvénile

Table 17 - "Dourges marsh": inventory of mammalian taxa and NIPP/MNI by stratigraphic location

HS : stratigraphic position unknown
a: adult
y: juvenile

5.2 Une halte Federmesser

Une fouille manuelle de 1 112 m² (figure 79, n° 1) suivie d'une fouille mécanique de 2 434 m² a été entreprise sur la rive nord. Quelques vestiges fugaces mais exceptionnels ont été trouvés : il s'agit d'une panoplie d'armes de chasse presque complète (avec des pointes de flèche en silex à dos anguleux, une sagaie et une pointe barbelée en os). Leur association à des ossements de grand mammifère, dont un brûlé, ainsi que la localisation de la découverte (sur une légère hauteur au bord du marais) suggèrent un site d'abattage d'herbivores. L'attribution culturelle est fournie par la pointe à dos anguleux et une lamelle à dos à fine retouche marginale qui, toutes deux, sont caractéristiques du techno-complexe à *Federmesser*. L'attribution culturelle est cohérente avec les datations par le radiocarbone.

La pointe barbelée est un fragment de fût de 50 mm de longueur. Les traces de fabrication sont visibles à l'œil nu. La pointe a été fabriquée à partir d'un fragment de diaphyse de métatarsien d'aurochs. Deux fragments d'une sagaie ont été trouvés à peu de distance l'un de l'autre (2 à 3 m). Ils se raccordent pour former une pièce de 183 mm presque complète (seule la base manque). Elle est réalisée dans un bois de cerf. Tous les stigmates de fabrication sont visibles à l'œil nu.

La faible densité et la nature des vestiges en font un site à « haute définition », vestige d'une occupation courte (halte de chasse unique ?). La situation géographique du site en Europe du Nord-Ouest est également exceptionnelle. Il s'agit d'un carrefour entre différentes régions culturelles (Bassin parisien, Picardie, Grande-Bretagne, Belgique, Pays-Bas, Rhénanie) où ce techno-complexe à *Federmesser*, ainsi que d'autres, plus ou moins contemporains, est bien documenté. Il apporte également un nouvel éclairage sur le problème des pointes barbelées et harpons de la vallée de l'Escaut (Bostyn et Vallin, 1986 ; Fagnart, 1997). En effet, c'est près d'une quinzaine de ces objets qui ont été découverts au 19^e siècle entre Isbergues et Anvers (Doize, 1952). Malheureusement, on ignore pratiquement tout des conditions et contextes de ces découvertes anciennes.

6. Évolution tardiglaciaire du marais de Dourges

Les données analytiques recueillies permettent la reconstitution de l'évolution de la dépression pendant le Tardiglaciaire en douze phases (figure 91) :

- **Phase 1** : au début du Bølling (environ 14 922 ± 367 Cal BP ; calibration CalCurve_2007_HULU) un niveau tourbeux se forme au centre de la dépression. La zone humide est alimentée par la nappe phréatique.

- **Phase 2** : au début du Bølling (environ 14 670 ± 356 à 14 296 ± 260 Cal BP), une phase lacustre se développe dans la dépression et des sédiments travertineux se déposent sur une dizaine d'hectares (figure 86). La topographie implique une connexion avec le réseau hydrographique et d'autres lacs voisins. Ces données concordent avec le fort développement de la malacofaune et la présence d'ichtyofaune (brochet et perche).

- **Phase 3** : au cours du Bølling (14 462 ± 345 Cal BP), le plan d'eau s'assèche. Une tourbe non carbonatée se forme dans la dépression. Seule la partie la plus profonde (quelques mètres carrés) a été suffisamment humide pour développer une tourbe fibreuse. Ceci peut s'expliquer par la fluctuation (saisonnière) du niveau de la nappe phréatique occasionnant le maintien d'une humidité constante uniquement dans la partie interne de la dépression.

- **Phase 4** : vers la fin du Bølling (14 321 ± 277 Cal BP), la tourbe est recouverte par des limons riches en carbonate de calcium. La sédimentation est essentiellement détritique. La nature des apports sédimentaires et les espèces de poissons présentes supposent une connexion avec le réseau hydrographique. Le faible développement des malacofaunes indique des inondations de courte durée. Nous interprétons ces unités comme des dépôts d'inondations dus à des crues répétées, mais courtes. Trois évolutions climatiques peuvent les expliquer :

(a) une augmentation des précipitations annuelles avec un débordement hivernal ou printanier des rivières en raison de l'alimentation des cours d'eau par la nappe (ce schéma correspond au fonctionnement actuel du réseau hydrographique régional qui, sous climat océanique tempéré, est directement tributaire de la nappe phréatique et de sa

recharge) (Duchesne *et al.*, 2000) ;

(b) une continentalisation du climat avec stockage hivernal des précipitations et fonte printanière brutale ;

(c) une récurrence accrue des précipitations orageuses de forte intensité ; la région est en effet sensible à ce phénomène (Duchesne *et al.*, 2000).

Le retour ultérieur d'un dépôt sensiblement similaire à cette phase et surtout son évolution progressive selon les données sédimentologiques vers un plan d'eau plus persistant (*cf.* phase 7) permet d'interpréter préférentiellement l'environnement de la dépression lors de la phase 4 comme une aire de fraie sous l'influence d'inondations d'hiver ou de printemps.

- **Phase 5** : les datations 14C révèlent un hiatus entre les unités 6 et 7, correspondant à l'oscillation climatique froide du Dryas moyen. La dépression est alors exondée, sans phénomènes d'érosion, de sédimentation ou de pédogenèse notable.

- **Phase 6** : au début de l'Allerød (13 603 ± 136 Cal BP, unité 7), la sédimentation est comparable à celle de la fin du Bølling (phase 4).

- **Phase 7** : le dépôt dans la dépression (sommet de l'unité 7, entre 13 603 ± 136 Cal BP et 13 529 ± 138 Cal BP) devient progressivement de plus en plus carbonaté tandis que la population de mollusques aquatiques augmente. L'association ichtyofaune et malacofaune implique la présence plus longue d'un plan d'eau que durant les phases 4 et 6 (présence de poissons seuls sans la présence de mollusques, impliquant une crue de courte durée). L'inondation est donc progressivement plus étalée sur l'année jusqu'à permettre de nouveau un dépôt travertineux. Cependant, contrairement au début du Bølling, le plan d'eau de l'Allerød reste confiné à la zone la plus basse du marais. En outre, comme l'indique l'évolution progressive des données sédimentologiques depuis la phase 6, son extension reste liée au régime d'inondations observé depuis la fin du Bølling (phase 4).

- **Phase 8** : l'horizon tourbeux brun supérieur (unité 8) se développe durant une longue partie de l'Allerød (13 820 ± 149 Cal BP – 13 151 ± 109 Cal BP). La dépression est de

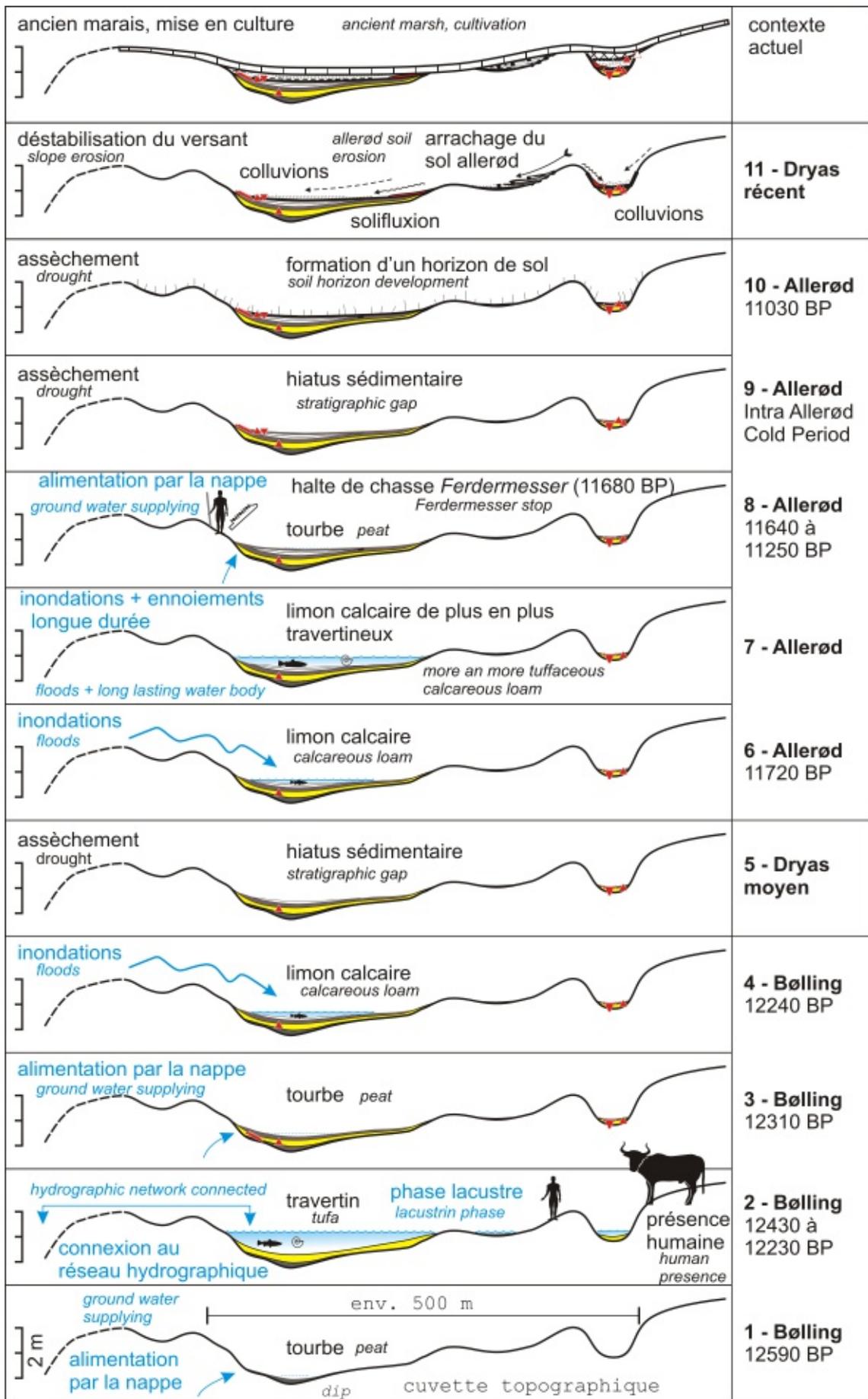


Figure 91 - « Marais de Dourges » : reconstitution de l'évolution au Tardiglaciaire

Figure 91 - Reconstruction of the Lateglacial evolution of "Dourges marsh"

nouveau alimentée par la nappe phréatique. Seule sa partie la plus profonde est humide toute l'année. C'est dans cet environnement qu'a lieu la halte de chasse *Federmesser* (13 567 ± 151 Cal BP).

- Phase 9 : tout comme pendant le Dryas moyen, aucune sédimentation ne se développe pendant l'« Intra Allerød Cold Period ». Nous interprétons ce hiatus comme un assèchement du marais.

- Phase 10 : pendant la fin de l'Allerød (12 933 ± 109 Cal BP) un niveau tourbeux très fin s'étend sur l'ensemble de la zone sondée jusque sur les marges les plus hautes. Sa mise en place a pu se faire dans une prairie dans un environnement sec. Un niveau similaire observé vers le sommet de l'unité 8 suggère la mise en place du même type d'environnement pendant une courte période, et ce, avant l'« Intra Allerød Cold Period ».

- Phase 11 : malgré l'absence de datation, le dépôt de l'unité 11 est attribué au Dryas récent, sans exclure un passage en partie haute à des colluvions holocènes. Le contact avec les unités sous-jacentes est marqué par des érosions linéaires très localisées (ravines avec arrachage des unités 8 et 9 et reprise des limons carbonatés sous-jacents) et, très localement en bordure du marais, en condition de pente un peu plus forte, par des coulées de solifluxion (interprétation de l'unité 10 progressant sur l'unité 9 et soulevant le chevelu racinaire) associées à des fentes de gel ; (Bertran et Coutard, 2004).

- Phase 12 (contexte actuel) : la partie basse de la dépression apparaît comme une zone inondable sur la carte topographique. La zone est labourée et les pratiques culturales accentuent son nivellement.

illustration hors texte - « Marais de Dourges » : comment mettre ses collègues en boîte



I.10 - Dourges-Ostricourt

« extension Delta 3 »

1. Résumé

1.1 Contexte

L'extension de la zone multimodale « Delta 3 » a justifié la réalisation, en 2013, d'un diagnostic archéologique à Dourges et Ostricourt (figure 30, n° 10, figures 77 et 78, n° 2) dans une zone basse proche du marais de Dourges (partie I.9-) et au pied du relief de la Pévèle. L'observation attentive d'une topographie aujourd'hui amplement perturbée (tertils, zones industrielles, zones urbanisées) indique un exutoire dirigé vers le nord (vers Oignies) (figure 78). Trente-sept sondages en puits ont été réalisés dans la zone basse sur une partie de l'interfluve entre bassins de la Deûle et de la Scarpe (photo 49) (BDLD n° 3879 à 3918 et 4231 à 4243).

1.2 Résultats

La stratigraphie de la plaine amont et de l'amorce de l'interfluve entre Deûle et Scarpe a pu être explorée à travers plusieurs transects. Nous notons le passage d'un dépôt fluviatile extensif à un dépôt éolien généralisé.

Dans la partie basse, le dépôt éolien est composé de loess. Il a pu être contemporain un temps (avant sa généralisation sur toute la zone) de quelques chenaux persistants à sédimentation sableuse. Les ultimes activités fluviatiles ont laissé un héritage topographique net dans la plaine sous la forme d'une dépression allongée au pied de l'interfluve. La dépression a persisté pendant la plus grande partie de l'Holocène avant d'être exploitée par l'Homme (dense système de puits *post quem* gallo-romain) et remblayée par des colluvions.

Figure 92 -« Dourges-Ostricourt » : localisation des sondages profonds et des transects

MNT d'après BDalti25 de l'IGN, complété par des points issus des plans des aménageurs, surimposition d'un extrait de la carte IGN 1/25 000 ; contexte régional : voir figure 30, n° 10, et figures 77 et 78, n° 2
 transect A : voir figures 93 à 96
 transect B : voir figures 97 et 98
 transect C et D : voir BDLD n°3879 à 3904 et 4231 à 4243

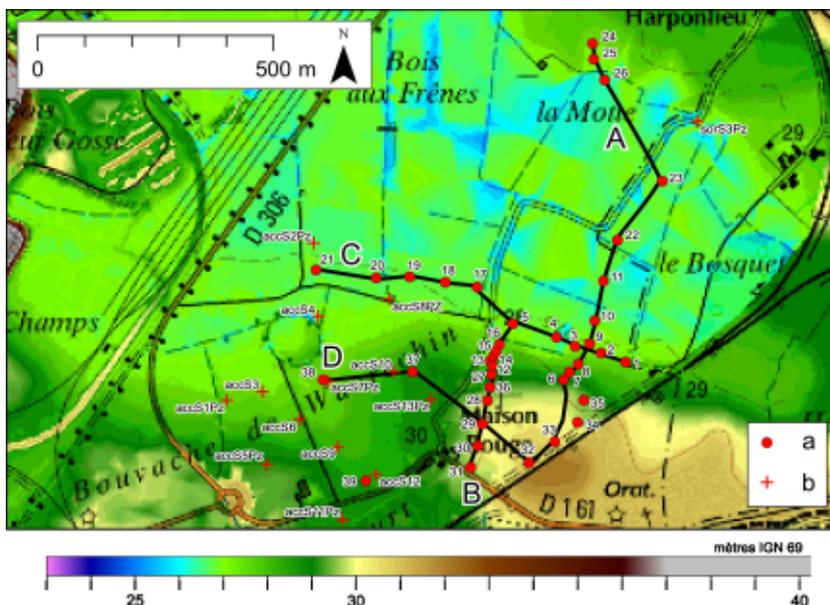


Figure 92 - "Dourges-Ostricourt": test pits and cross-sections location

DEM after BD ALTI25 (IGN), supplemented by planners maps, IGN 1/25000 map overlay ; for regional context: see figures 30 #10 and figures 77 and 78 #2
 A cross-section: see figures 93 to 96
 B cross-section: see figures 97 and 98
 C and D cross-sections: see BDLD # 3879 to 3904 and 4231 to 4243



Photo 49 - « Dourges-Ostricourt » : versant de l'interfluve Deûle/Scarpe, exposé au nord

montage de plusieurs photos, l'interfluve commence derrière la camionnette ; l'interfluve est bien marqué à l'est (gauche) et présente un ensellement vers l'ouest (droite), notez le changement de sédiment (loess calcaire très clair au premier plan, loess brun jaune pédogénisé en arrière plan)

Photo 49 - "Dourges-Ostricourt": north exposure of the Deûle/Scarpe interfluvium

photo montage; the interfluvium begins behind the van, it is well developed eastwards (left side) and it is lower westwards (right side) (figure 92); note the change in sediment (very light calcareous loess in foreground, weathered brown yellow loess in the background)

La morphologie d'interfluve est récente (Pléniglaciaire supérieur), au moins dans la section explorée. La zone participait au même réseau fluvial extensif que la zone basse avant un dépôt d'argile éocène remaniée (solifluxion depuis la Pévèle ?). Après un nouveau contexte fluvial souligné par la présence de malacofaune caractéristique dans un limon, le modelé d'interfluve a été développé par des dépôts sableux éoliens (modelé dunaire) probablement contemporains de la rétraction du réseau hydrographique. La dune a ensuite été recouverte de loess, en continuité avec la zone basse.

We explored the upstream plain and the Deûle-Scarpe river interfluvium onset by means of numerous transects. We note the transition from an extensive fluvial deposit to a generalized aeolian deposit.

In the lower part, the aeolian deposit is made up of loess. it may have been contemporaneous for awhile (before becoming generalized over the whole area) with some perennial channels with sandy sediment. The ultimate fluvial activity has left a clear topographic signature in the form of an elongated depression at the base of the interfluvium. This landform remained unchanged during most of the Holocene before being used by humans (a dense system of shallow pits, post-quem Gallo-Roman) and infilling by colluvia.

The interfluvium landform is recent (Upper Plenglacial), at least in the explored section. This area belonged to the same extensive fluvial network as the lower zone anterior to the deposition of a reworked Eocene clay (solifluxion from the Pévèle country ?). Afterwards in a different fluvial context, emphasized by the presence of a characteristic malacofauna in silt, the interfluvium landform was developed by aeolian sandy deposits (dune formations) which were likely contemporaneous with the retraction of the fluvial network. The dune was subsequently covered by loess, in continuity with the lower area.

1.3 Problématiques

- activité fluviale en fond de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-2.2.3D) ;
- transition fluviale/ éolien en fond de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2C et figure 271) ;
- faciès fluviales, éoliens et fluvio-éoliens en fond de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.1) ;
- héritage morphologique de l'activité fluviale et éolienne du Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3) ;
- l'activité éolienne sableuse au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2D et figure 271).

2. Lithostratigraphie

L'ensemble de ces observations, complété par des sondages géotechniques, permet de proposer des transects interprétatifs. Nous présentons ici les deux transects d'axe nord-sud (transects « A » et « B », figures 93 à 98, localisation sur la figure 92). Les terrains rencontrés peuvent être synthétisés de bas en haut de la manière suivante :

(a) — craie

La craie sénonienne n'a été observée que dans deux sondages géotechniques vers la cote 14 m (plus de 13 m de profondeur) et vers la cote 13,5 m (plus de 15 m de profondeur) (figure 97).

(b) — argile de Louvil

L'argile de Louvil est fréquemment rencontrée en sondages géotechniques entre 3 et 8 m de profondeur. Toutefois, aucun de nos propres sondages en puits ne l'a atteinte.

(c) — sable d'Ostricourt

La plupart de nos sondages se sont arrêtés dans le « sable d'Ostricourt » qui n'est vraisemblablement présent que sur une faible épaisseur (quelques mètres) au-dessus de l'« argile de Louvil ». Il s'agit d'un sable marin bien trié, vert sombre ou parfois bleu sombre. Il est fossilifère et présente très fréquemment des bancs de coquillages marins.

(d) — base du Quaternaire

La cote de la base du Quaternaire est assez constante, entre 24 et 25 mètres d'altitude, et ce, même sous l'interfluve. Elle est épisodiquement soulignée par des formations un peu plus grossières : graviers de craie, graviers de « tuffeau de Valenciennes », plus rarement par quelques silex ou plaquettes de grès. La perception de la limite entre les sables d'Ostricourt et les sables sus-jacents qui en sont issus peut parfois être délicate.



Photo 50 - « Dourges-Ostricourt » : SP26, exemple de dépôt sableux lité

montage photo ; l'effondrement de parois permet de percevoir la structure litée sablo-limoneuse calcaire ; notez le mince dépôt de loess qui scelle la formation litée ; le terrain remonte et le loess est plus épais dans la zone en arrière plan (voir figure 96)

Photo 50 - "Dourges-Ostricourt": SP26, an example of a bedded sandy deposit

photo montage; the walls collapse exposes the bedded structure of the silty sand sediment; note the thin loess deposit overlaying the bedded formation ; in the background, the surface slopes upward and the loess layer is thicker (see figure 96)

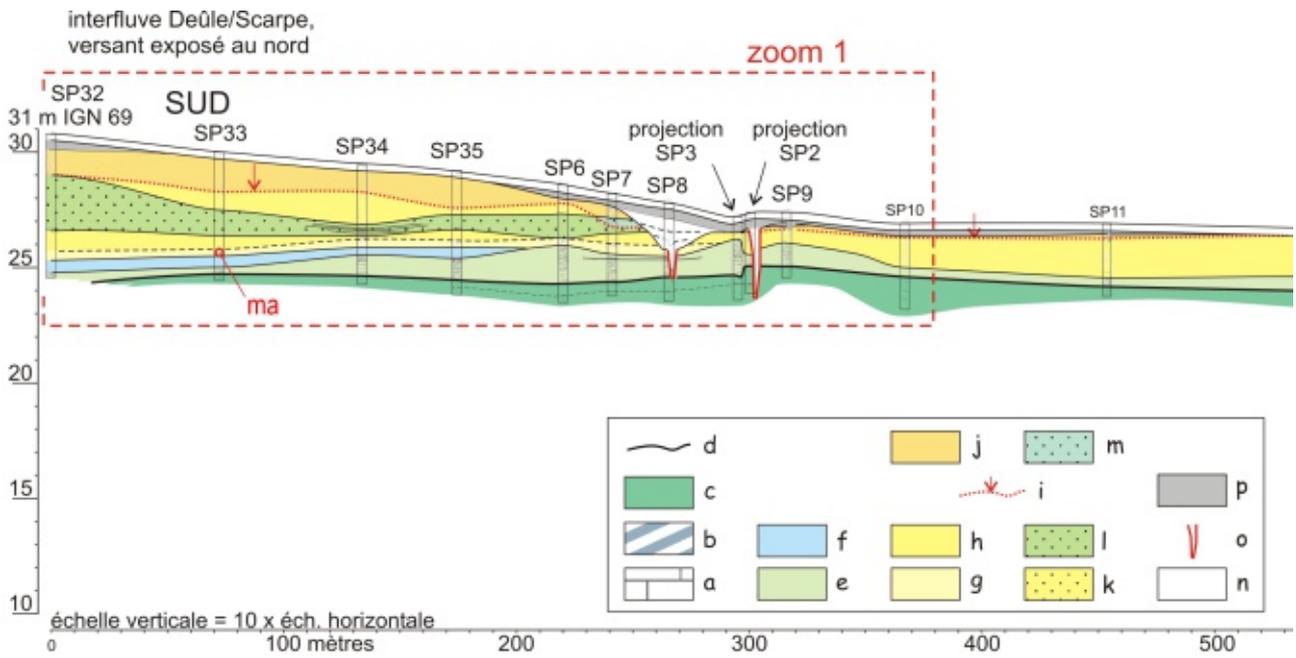


Figure 93 - « Dourges-Ostricourt » : transect A, partie sud

zoom 1 : voir figure 95

« ma » : prélèvement malacologique

a – craie

b – argile de Louvil

c – sables d'Ostricourt

d – base du Quaternaire

e – sables fluviatiles lités

f – argile

g – limon argileux

h – loess

i – limite de décarbonatation

j – loess décarbonaté

k – loess sableux

l – sable éolien

m – sable éolien décarbonaté

n – divers dépôts holocènes

o – structures en puits post quem gallo-romain

p – colluvions récentes

Figure 93 - "Dourges-Ostricourt": cross-section A, south part

zoom 1: see figure 95

« ma »: malacological sample

a – chalk

b – Louvil clay

c – Ostricourt sands

d – base of Quaternary

e – bedded fluvial sands

f – clay

g – clayey silt

h – loess

i – limit of decarbonation

j – decarbonated loess

k – sandy loess

l – aeolian sand

m – decarbonated aeolian sand

n – various Holocene deposits

o – post quem Gallo-Roman pit features

p – recent colluvia

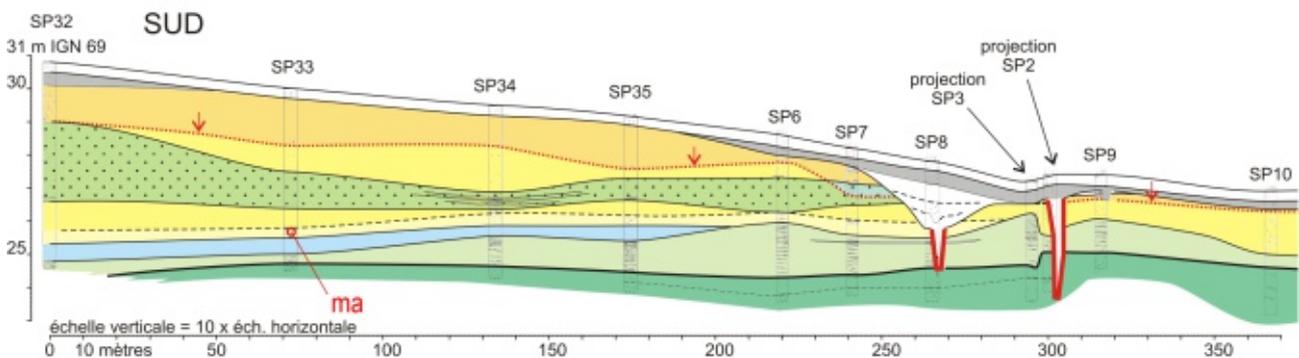


Figure 95 - « Dourges-Ostricourt » : détail sud du transect A

localisation sur la figure 93

« ma » : prélèvement malacologique

légende : voir figure 93

Figure 95 - "Dourges-Ostricourt": detail (south) of cross-section A

location: see figure 93

« ma »: malacological sample

key: see figure 93

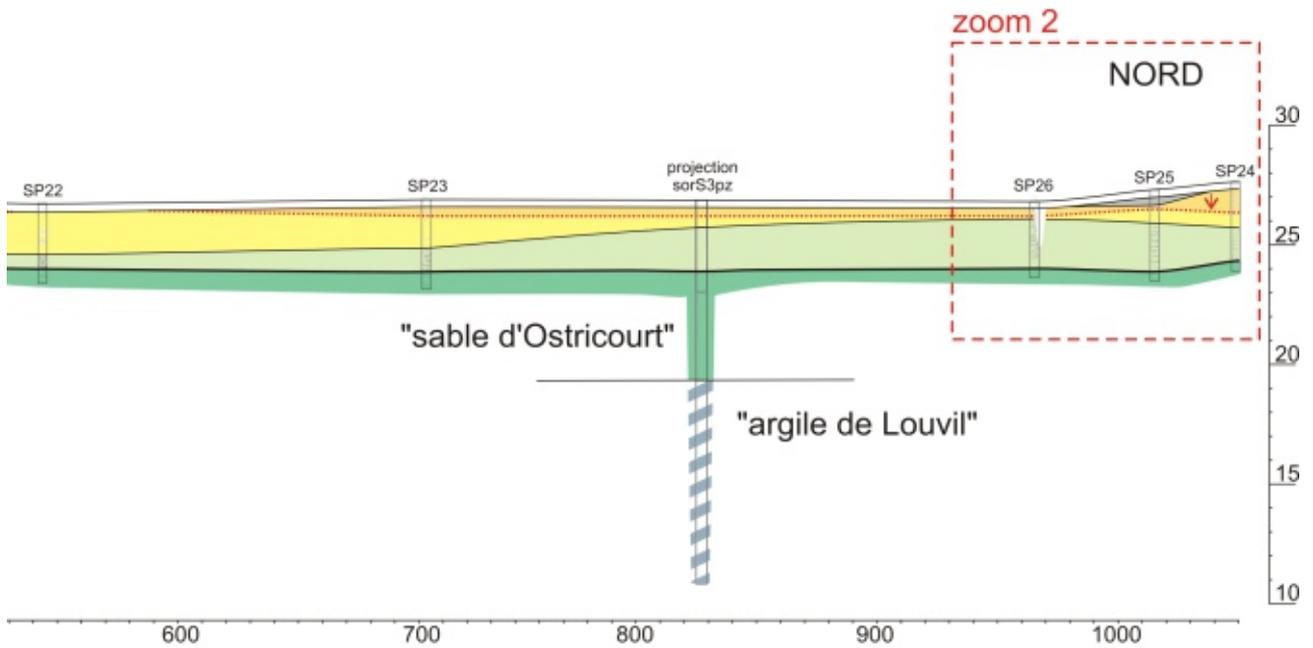


Figure 94 - « Dourges-Ostricourt » : transect A, partie nord
zoom 2 : voir figure 96
légende : voir figure 93

Figure 94 - "Dourges-Ostricourt": cross-section A, north part
zoom 2: see figure 96
key: see figure 93

(e) — sables fluviatiles lités

Sur l'ensemble de la zone, une formation sableuse litée recouvre les sables d'Ostricourt. Les sables lités sont légèrement plus clairs. Leur structure litée est soulignée par des lits de sédiments fins limoneux, voire argileux. Vers le nord, les lits limoneux sont accompagnés d'une concentration de carbonates qui les fait apparaître presque blancs (photo 93).

Un lit remarquable, très riche en graviers de craie dans une pâte crayeuse, a été rencontré dans plusieurs sondages proches, à une altitude similaire (entre 25,4 et 25,6 m) (figure 99, n° 3 et photo 51). Il s'agit de l'enregistrement d'un événement singulier caractérisé par un apport de craie (probablement depuis la Gohelle toute proche, cf. figure 77).

La cote supérieure atteinte par les sables lités n'est pas constante. De 25 m d'altitude, elle remonte jusqu'à 26 m d'altitude en quelques points (SP6, SP3, SP26). À l'exception de SP6, ces « remontées » correspondent également aux endroits les plus bas de la plaine, avec un faciès de lits limoneux et un recouvrement loessique particulièrement mince, parfois de seulement quelques décimètres (photo 50).

(f) — argile

Une unité d'argile presque pure, gris bleuté, a été rencontrée exclusivement au niveau de l'interfluve. Son faciès est très proche d'une argile marine (photo 52) et, en dehors de tout contexte stratigraphique, elle pourrait aisément être interprétée comme un niveau éocène.

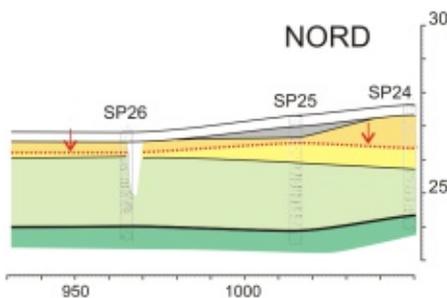


Figure 96 - « Dourges-Ostricourt » : détail nord du transect A
localisation sur la figure 94
légende : voir figure 93

Figure 96 - "Dourges-Ostricourt": detail (north) of cross-section A
location: see figure 94
key: see figure 93

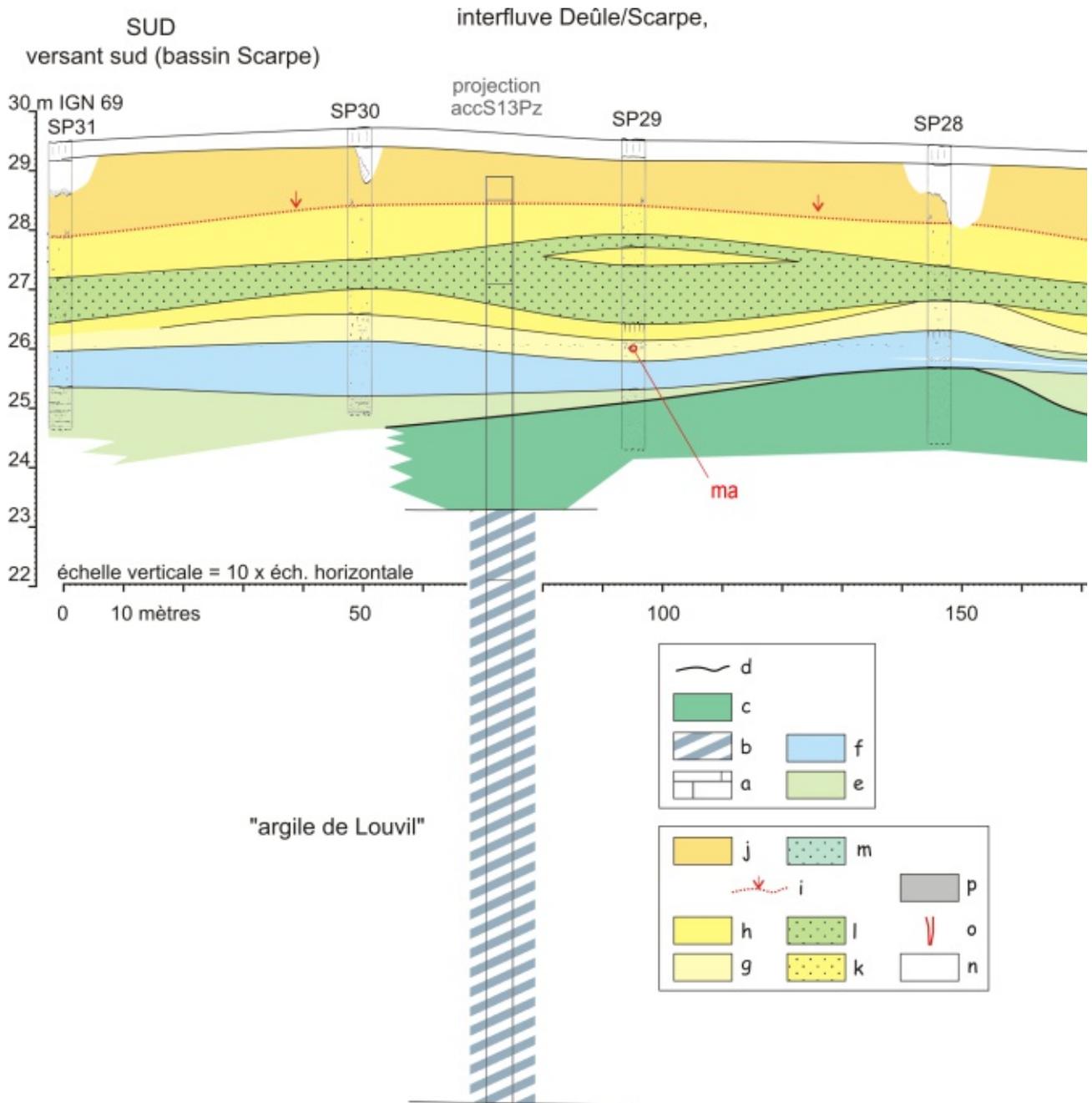


Figure 97 - « Dourges-Ostricourt » : transect B, partie nord

- « ma » : prélèvement malacologique
- a – craie
- b – argile de Louvil
- c – sables d'Ostricourt
- d – base du Quaternaire
- e – sables fluviatiles lités
- f – argile
- g – limon argileux
- h – loess
- i – limite de décarbonatation
- j – loess décarbonaté
- k – loess sableux
- l – sable éolien
- m – sable éolien décarbonaté
- n – divers dépôts holocènes
- o – structures en puits post quem gallo-romain
- p – colluvions récentes

Figure 97 - "Dourges-Ostricourt": north part B cross-section

- « ma » : malacological sample
- a – chalk
- b – Louvil clay
- c – Ostricourt sands
- d – base of Quaternary
- e – bedded fluvial sands
- f – clay
- g – clayey silt
- h – loess
- i – limit of decarbonation
- j – decarbonated loess
- k – sandy loess
- l – aeolian sand
- m – decarbonated aeolian sand
- n – various Holocene deposits
- o – post quem Gallo-Roman pit features
- p – recent colluvia

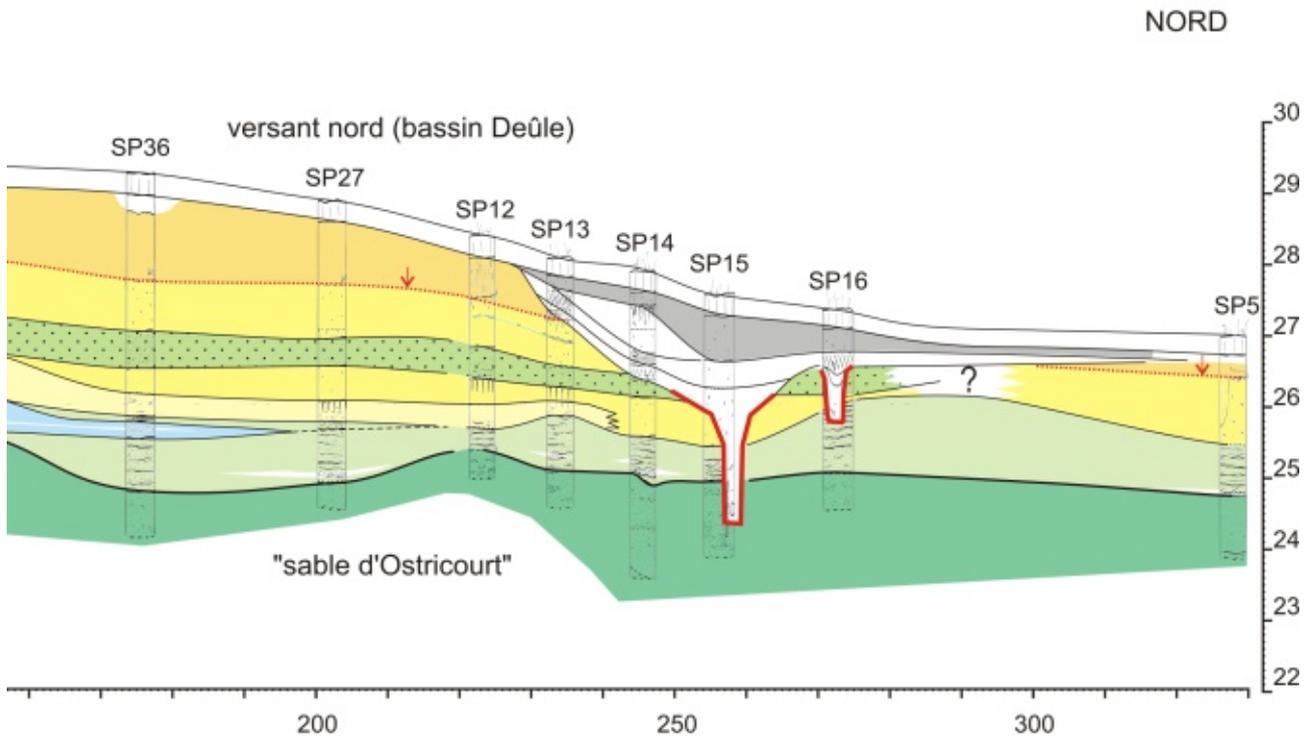


Figure 98 - « Dourges-Ostricourt » : transect B, partie sud
légende : voir figure 97

Figure 98 - "Dourges-Ostricourt": cross-section B, south part
key: see figure 97

Toutefois sa position sur les sables lités « e » et la présence de quelques graviers de craie impliquent un dépôt au Pléistocène. Son épaisseur maximum est de l'ordre de 1 m (SP30), le plus souvent de plusieurs décimètres. L'unité disparaît en bordure de l'interfluve. Elle repose sur l'unité « e » ou s'interstratifie avec la partie supérieure de l'unité « e ».

(g) — limon argileux

Comme l'unité « f », le limon « g » semble lié à la morphologie de l'interfluve, avec un débord vers la plaine. L'unité est plus claire que « f », grise ou jaunâtre, parfois gris bleuté, elle ne présente plus le risque de confusion avec une argile marine en place tout en étant encore très argileuse et plastique. L'unité « g » présente des limites très progressives entre « f » sous-jacent et « h » sus-jacent. Localement, elle comporte des passages sableux et une malacofaune abondante (SP28 à SP30) (photo 53). Dans la partie de la plaine limitrophe à l'interfluve, elle passe progressivement aux formations litées sableuses.

Le contenu malacologique a été étudié par Olivier Moine (cf. partie I.10-3.).



Photo 51 - « Dourges-Ostricourt » : SP8, formation litée dont un lit crayeux remarquable

notez la structure en puits (demi-cercle sombre près de la paroi droite) qui traverse la formation litée

Photo 51 - "Dourges-Ostricourt": SP8, a bedded formation including a notable chalky layer

note the pit feature (dark semicircle near the right wall) cut through the bedded formation

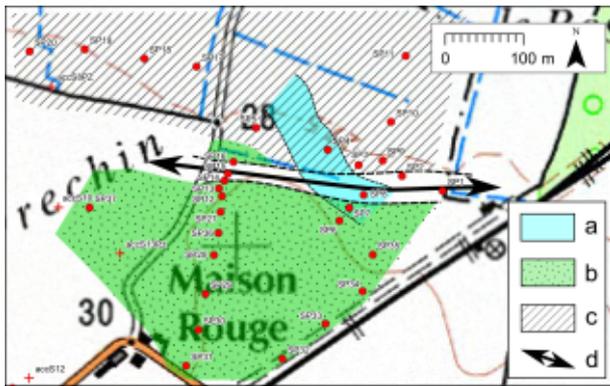


Figure 99 - « Dourges-Ostricourt » : différentes unités stratigraphiques, morphostratigraphiques et morphologiques au contact entre l'interfluve et la plaine

- a – lit crayeux remarquable vers 25,4 m d'altitude au sein du dépôt sableux lité (individualisation d'un chenal ?)
 b – sable éolien (majoritairement au droit de l'interfluve)
 c – absence de sable éolien, loess directement sur le dépôt sableux lité (majoritairement en plaine)
 d – dépression longitudinale au pied de l'interluve comblée par des colluvions holocènes (morphologie fluviale héritée ?)

Figure 99 - "Dourges-Ostricourt": different stratigraphic, morpho-stratigraphic and morphologic units at the contact between the plain and the interfluvium

- a – notable chalky layer about 25,4 m elevation within the bedded sandy deposit (channel individualization?)
 b – aeolian sand (mainly in the interfluvium)
 c – absence of aeolian sand, loess resting directly on the bedded sand deposit (mainly in the plain)
 d – longitudinal depression at the base of the interfluvium, infilled by holocene colluvia (inherited fluvial landform?)

(h, i, j) – loess calcaire, limite de décarbonatation et loess pédogénisé

Nous regroupons en « h » le loess ou le limon loessique calcaire perçu à différents niveaux stratigraphiques :

- dans la plaine au nord de l'interfluve, directement au-dessus des sables lités « e »
- au droit de l'interfluve, sous le sable « l » (cf. ci-dessous)
- sur l'interfluve, au dessus du sable « l »

Dans la plaine, le faciès loessique est très calcaire avec des niveaux de poupées volumineuses et abondantes. Malgré un aspect général jaune clair, il est hydromorphe avec de nombreuses petites taches grises et rouille. Sous le sable « l », le faciès est proche d'un loess typique tout en s'enrichissant progressivement et rapidement en argile jusqu'à passer à l'unité « g »,

sans limites nettes, si ce n'est parfois la présence d'un réseau de fentes de dessiccation. Au-dessus du sable « l », il présente un faciès de loess typique.

Le front de décarbonatation « i » traverse le loess (« j », loess non calcaire), participant à la formation d'un sol brun sur l'interfluve. Plus au nord, dans la plaine, le front de décarbonatation est très peu profond (quelques cm), voire absent (labour directement sur le loess calcaire).

(k, l et m) – loess sableux et sable éolien

L'interfluve se caractérise par la présence d'un sable verdâtre homogène, bien trié, avec petits graviers de craie épars. Il est interprété comme résultant de dépôts sableux éoliens (photo 54). Il croît progressivement vers le sommet de l'interfluve jusqu'à atteindre plus de 2 m dans le SP32 (tranchée A). Il est totalement absent de la plaine à l'exception du SP16 (tranchée B) au pied de l'interfluve et sur le bord opposé de la « dépression longitudinale » (cf. ci-dessous). Vers l'ouest et l'ensellement de la forme, le sable « l » diminue progressivement en épaisseur et passe latéralement à un faciès intermédiaire de loess sableux observé dans un unique sondage : faciès « K » (SP38)

Le sable éolien « l » et le loess « h » sont en général bien distincts. Toutefois, on observe des interstratifications sous 4 formes :

- une interstratification « massive » de loess au sein de l'unité de sable (SP29, transect B) ; elle peut être lue dans l'axe est-ouest (tranchée D) comme une variation de la limite entre les dépôts de sable et de loess.
- une interstratification fine de loess au sein de l'unité de sable (SP34, transect A). Il est remarquable de constater que ce faciès particulier se développe au droit d'un amincissement de la couverture sableuse qui devait former un creux topographique pendant l'épisode de dépôt de sable
- un lit isolé de sable au sein du loess, rencontré et suivi dans les sondages SP12 et SP13 (tranchée B)
- une texture de limon sableux accompagné d'une coloration intermédiaire (faciès « k »), observée dans le sondage SP38 au niveau de l'ensellement de l'interfluve.

Le sable éolien « l » est calcaire, voire parfois enrichi en carbonates secondaires (pseudomycélium). Dans le SP32, le front de décarbonatation s'arrête au sommet de l'unité. Dans le sondage SP7 (tranchée A), il le traverse partiellement, créant le faciès « m ».

(n, o, p) – dépôts holocènes, activité anthropique et dépôts holocènes dans la « dépression longitudinale »

La stratigraphie montre clairement une dépression peu large qui se développe le long de l'interfluve (figure 99). Elle est comblée en grande partie par des dépôts limono-argileux (« n ») avec de nombreux éléments archéologiques gallo-romains. Dans la partie inférieure du comblement, de larges structures circulaires (« o ») s'ouvrent en entonnoir et plongent verticalement ensuite jusqu'à atteindre ou entamer les sables d'Ostricourt. Elles sont comblées par un dépôt limono-argileux avec des éléments de construction gallo-romains. Plusieurs de ces structures ont gardé du bois et des clayonnages dans un bon état de conservation. Un ultime dépôt de colluvions récentes (« p ») finit de niveler la dépression, adoucit la pente et repousse le pied du versant quelques dizaines de mètres plus au nord.



Photo 52 - « Dourges-Ostricourt » : SP32, argile

Photo 52 - "Dourges-Ostricourt": SP32, clay



Photo 53 - « Dourges-Ostricourt » : SP33, détail d'une couche riche en malacofaune

Photo 53 - "Dourges-Ostricourt": SP33, detail of rich malacofauna layer



Photo 54 - « Dourges-Ostricourt » : SP12, sédimentation éolienne sur l'interfluve

voir figure 98
montage de plusieurs photos
n = labour
j = loess décarbonaté
h = loess calcaire
l = sable éolien calcaire

Photo 54 - "Dourges-Ostricourt": SP12, aeolian deposits over the interfluvium

see figure 98
photo montage
n = plough horizon
j = decarbonated loess
h = calcareous loess
l = calcareous aeolian sand

3. Malacologie (étude O. Moine)

Deux échantillons de 100-200 grammes provenant d'un même niveau argileux (« g », cf. partie I.10-2.) ont été collectés dans deux sondages différents (figure 97 SP29 et figure 95 SP33), suite à une reconnaissance visuelle de la présence de mollusques (photo 53).

3.1 Déterminations

Les listes des taxons identifiés dans chaque prélèvement sont présentées sur la table 18.

L'identification des espèces du genre *Pisidium* étant une affaire de spécialiste (des *Pisidium*, ou au moins des faunes aquatiques) en raison de la difficulté à identifier les différentes espèces en raison de leur nombre, de leur ressemblance et de leur variabilité, nous avons indiqué *via* un « confère » (*cf.*) les espèces qui nous semblaient les plus ressemblantes aux taxons observés dans les échantillons. Si besoin, une vérification par un spécialiste de ce genre, ou des malacofaunes fluviales, sera à envisager.

SP33 / 4,4 m
<i>Pisidium cf. casertanum</i> (Poli, 1791)
<i>Pisidium cf. tenuilineatum</i> (Stelfox, 1918)
<i>Pisidium cf. obtusale</i> (Lamarck, 1818)
<i>Gyraulus crista</i> (Linnaeus, 1758)
Ostracodes

SP29 / 3,4 m
<i>Pisidium cf. casertanum</i> (Poli, 1791)
<i>Pisidium cf. tenuilineatum</i> (Stelfox, 1918)
<i>Pisidium cf. obtusale</i> (Lamarck, 1818)
<i>Gyraulus acronicus</i> (A. Férussac, 1807)
<i>Radix labiata</i> (Rossmässler, 1835)
Ostracodes
Characées

Table 18 - « Dourges-Ostricourt » : listes des taxons identifiés

Table 18 - "Dourges-Ostricourt": lists of identified taxa

3.2 Tolérances écologiques

Les tolérances écologiques des taxons identifiés sont les suivantes :

Pisidium cf. casertanum (Poli, 1791)

Espèces habitant tous les milieux aquatiques et communes partout (Germain, 1931)

Tous les milieux aquatiques, surtout les eaux pures (Adam, 1960)

In verschiedenen Gewässern : Bäche, Sümpfe, period. Wiesenlachen, Quellen, Tümpel, Teiche usw (Ložek, 1964)

Rivieren, beken, kanalen, greppels, plasse, meren, en moerassen. In regelmatig uitdrogende wateren (Gittenberger *et al.*, 1998)

Pisidium cf. tenuilineatum (Stelfox, 1918)

Rivières, fleuves et lacs (Adam, 1960)

In Flüssen, Bächen u. Seen (Ložek, 1964)

Leeft in rustige bochten van rivieren, in heldere beken, in de littorale zone van meren. De soort geldt als gevoelig voor vervuiling van het water (Gittenberger *et al.*, 1998)

Pisidium cf. obtusale (Lamarck, 1818)

Habite les eaux stagnantes et bourbeuses, les mares, marais et fossés encombrés de plantes aquatiques ; manque dans les lacs et les rivières (Germain, 1931)

Eaux stagnantes, mares, marais et fossés (Adam, 1960)

Meist in kleineren stehenden Gewässern : Tümpel , Sümpfe, verlandete Altwässer, Gräben, sumpfige Seen (Ložek, 1964)

Een typische soort van zure, kalkarme biotopen. Moerassen, veensloten, oude fortgrachten, plassen en vennen, steeds in stilstaand water (Gittenberger *et al.*, 1998)

Gyraulus crista (Linnaeus, 1758)

Habite les rivières, les ruisseaux, les fossés, les bassins, les étangs, sur les plantes aquatiques, ou très souvent, sur les corps flottants (feuilles et branches mortes) (Germain, 1931)

Eaux douces et faiblement saumâtres, sur le fond, sur des plantes aquatiques ou sur des corps flottants (Adam, 1960)

Stehende, meist pflanzenreiche Gewässer verschiedener Art (Ložek 1964)

In silstand of zwak bewegend, meestal plantenrijk, zoet of zwak brak water. Verdraagt geen periodiek droogvallen (Gittenberger *et al.*, 1998)

Gyraulus acronicus (A. Férussac, 1807)

Lacs (Germain, 1931)

Stehende Gewässer verschiedener Art (Ložek, 1964)

Allerlei typen stilstaand en bewegend water, zoals meeroevers met golfslag. Plantenrijk en plantenarm. Kan waarschijnlijk droogteperioden overleven. De dieren overwinteren zelfs in ijs (Gittenberger *et al.*, 1998)

Radix labiata (Rossmässler, 1835)

Vit dans les mares, les fossés, moins répandu dans les marais ; rare dans les rivières (Germain, 1931)

Surtout les eaux stagnantes (Adam, 1960)

Über, die für kleine Gewässer wie Bäche, Tümpel, Quelle, Sümpfe sowie überrieselte Flächen bezeichnend ist ; hingegen meidet sie grössere Flüsse u. ihre Altwässer (Ložek, 1964)

In stilstaande of zwak stromende, kleine wateren in hoger gelegen gebieden ; verdraagt een vrij hoge zuurgraad. Beter bestand tegen tijdelijke uitdroging van het leefmilieu dan de andere inheemse Radix-soorten (Gittenberger *et al.*, 1998)

3.3 Interprétations paléoenvironnementales

Sur la base de ces informations, et dans la mesure où les identifications sont correctes, les interprétations paléoenvironnementales suivantes peuvent être faites :

Tout d'abord, pour chacun des échantillons, nous remarquons l'absence d'individu de mollusques terrestres. Ceci suggère un milieu de dépôt purement aquatique. Si les environs proches supportent une végétation et des mollusques terrestres, ils ne sont pas drainés vers le lieu de dépôt. S'ils sont drainés, alors soit ils sont impropres à la survie d'une malacofaune terrestre, soit l'ensemble des coquilles drainées est transporté ailleurs.

Chacun des échantillons renferme un grand nombre de coquilles d'ostracodes. Ceci suggère des milieux purement aquatiques. L'échantillon SP 33/4,40 m semble renfermer un peu plus de coquilles que l'échantillon SP 29/3,40 m.

La malacofaune de l'échantillon SP 33/4,40 m suggère un environnement stagnant ou avec peu de courant, sans période de sécheresse. Le plus probable semble être un bras très tranquille, voire un bras mort de petit cours d'eau, régulièrement alimenté et relativement bien végétalisé.

La malacofaune de l'échantillon SP 29/3,40 m, dans laquelle *Gyraulus crista* est remplacé par *Gyraulus acronicus*, et où l'on trouve aussi *Radix labiata*, en proportion du même ordre de grandeur que celle des autres espèces. Leur caractéristique commune est de pouvoir supporter des périodes d'assèchement, à l'instar de *Pisidium* cf. *casertanum*, ce qui est impossible pour *Gyraulus crista*.

Ces interprétations suggèrent que si les deux échantillons ont été déposés dans des milieux appartenant à la même unité hydraulique, le second semble s'être déposé plus près du bord. Ce point serait en accord avec les petits tubes de racines calcifiés qu'il renferme et qui sont absents de l'autre échantillon. En milieu aérien, la formation de ces tubes est favorisée par des conditions environnementales plus sèches, ce qui serait en accord avec des périodes d'assèchement du milieu de dépôt.

4. Commentaires

4.1 Un réseau hydrographique extensif

Des écoulements fluviaux ont remanié le sable d'Ostricourt sur une vaste surface aux environs de 24 à 25 m d'altitude (l'ensemble de la zone sondée est concerné). Une attribution du phénomène au Pléniglaciaire weichselien est possible. Outre la tendance à l'extensivité du réseau hydrographique en contexte périglaciaire, le phénomène est renforcé par un substrat meuble, une charge importante et par la faiblesse des pentes. Le réseau hydrographique ne devait pas être bien fixé dans cet espace et devait balayer la zone.

Des apports crayeux en provenance de la Gohelle sont présents dans les formations fluviales sous forme de graviers ou de sable de craie.

Un épisode d'apport crayeux plus massif s'est produit à une époque indéterminée et a conduit au dépôt d'un lit entièrement calcaire (lits de graviers de craie dans une pâte crayeuse). Il s'agit vraisemblablement d'un épisode unique (un seul lit de ce type a été observé alors qu'une vaste surface a été explorée). Il se dépose probablement dans un petit chenal aux environs de 25,5 m d'altitude. Faute d'une densité de sondages suffisante, la cartographie de cet hypothétique chenal n'a pas pu être réalisée (figure 99). Ce dépôt isolé dans le temps et l'espace peut répondre à une évolution endogène du réseau hydrographique (changement sporadique des écoulements et des sources d'approvisionnement) ou plus probablement à un épisode paroxysmique de déstabilisation des versants crayeux de la Gohelle au cours du Weichselien.

4.2 Un dépôt de solifluxion argileux ?

Un dépôt d'argile se met localement à l'emplacement de l'interfluve qui n'était alors aucunement marqué dans la topographie. Son origine est inconnue. Nous émettons l'hypothèse d'une solifluxion depuis un affleurement d'argile marine proche (argile de Louvil ou argile d'Orchies). Le dépôt est absent vers le nord. Il s'amenuise et disparaît vers l'ouest. Son extension vers le sud est inconnue. L'origine probable se situe à l'est. Il pourrait s'agir de la partie distale d'une langue de solifluxion remaniant des affleurements d'argile d'Orchies de la Pévèle. D'après les limites d'affleurement indiquées sur la

carte géologique, ceci nécessiterait un déplacement sur plusieurs mètres. Le fait est toutefois envisageable même avec une pente légère sous climat périglaciaire et notamment lors d'une phase de dégradation du pergélisol. En outre, nous savons que l'argile d'Orchies est présente à très faible profondeur sous la zone sondée. Il est possible qu'elle affleure à proximité à la faveur d'un soulèvement tectonique même modéré. Dans tous les cas, le dépôt est postérieur à une partie de la formation sableuse litée et contemporain d'une autre partie de cette même formation (interstratification et remaniement d'argile en limite nord de l'extension de l'unité « f »).

4.3 La présence d'une zone en eau

La partie supérieure de l'unité argileuse « f » passe à un limon argileux « g » qui forme une transition avec les premiers dépôts loessiques de l'interfluve « h ». Or, outre sa texture fine qui témoigne d'une décantation, « g » comporte une malacofaune aquatique. Nous ne possédons pas d'explication simple pour la présence dans cette position (qui se trouve être paradoxalement au droit de l'interfluve actuel), et à cette altitude, d'un dépôt qui ne semble pas avoir d'équivalent dans la partie basse. Nous pouvons proposer comme piste une paléogéographie plus complexe que perçue, une préservation différentielle (érosion et surcreusement d'éventuels dépôts équivalents dans la plaine), ou peut-être, un lien stationnel avec la présence de l'argile sous-jacente (présence de mares d'eau stagnante et pérenne en contexte périglaciaire).

4.4 Une limite entre bassins mal fixée

Le relief de l'interfluve est dû à des apports éoliens de sable (vraisemblablement autochtones, repris depuis des épandages fluviaux proches du bassin de la Scarpe ou de la Deûle) associés à une couverture de loess (allochtone). Une attribution à la fin du Pléniglaciaire dans un contexte de climat froid et sec est possible.

Le caractère récent de l'interfluve met en évidence, dans un contexte de dénivelés faibles, une possible fluctuation des limites des bassins versants.

I.11 - Avion « Z.I. des 14 »

1. Résumé

1.1 Contexte

Des sondages archéologiques ont été réalisés en fin d'année 2005 entre Avion et Vimy (figure 30, n° 11) sur la « zone industrielle des 14 » (BDLD n° 1453 à 1481) (Lefèvre, 2006). La zone se situe un peu au sud du bassin minier, au cœur de la Gohelle (figure 100). L'opération a été

l'occasion d'explorer un vallon sec élémentaire qui prend naissance au pied de l'escarpement artésien (figures 101 et 102). Les résultats ont été publiés dans la revue *Quaternaire* (Deschodt, 2006a).

Figure 100 - Avion « ZI des 14 » : localisation en Gohelle

MNT d'après BD alti25 de l'IGN ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

A – localisation des transects

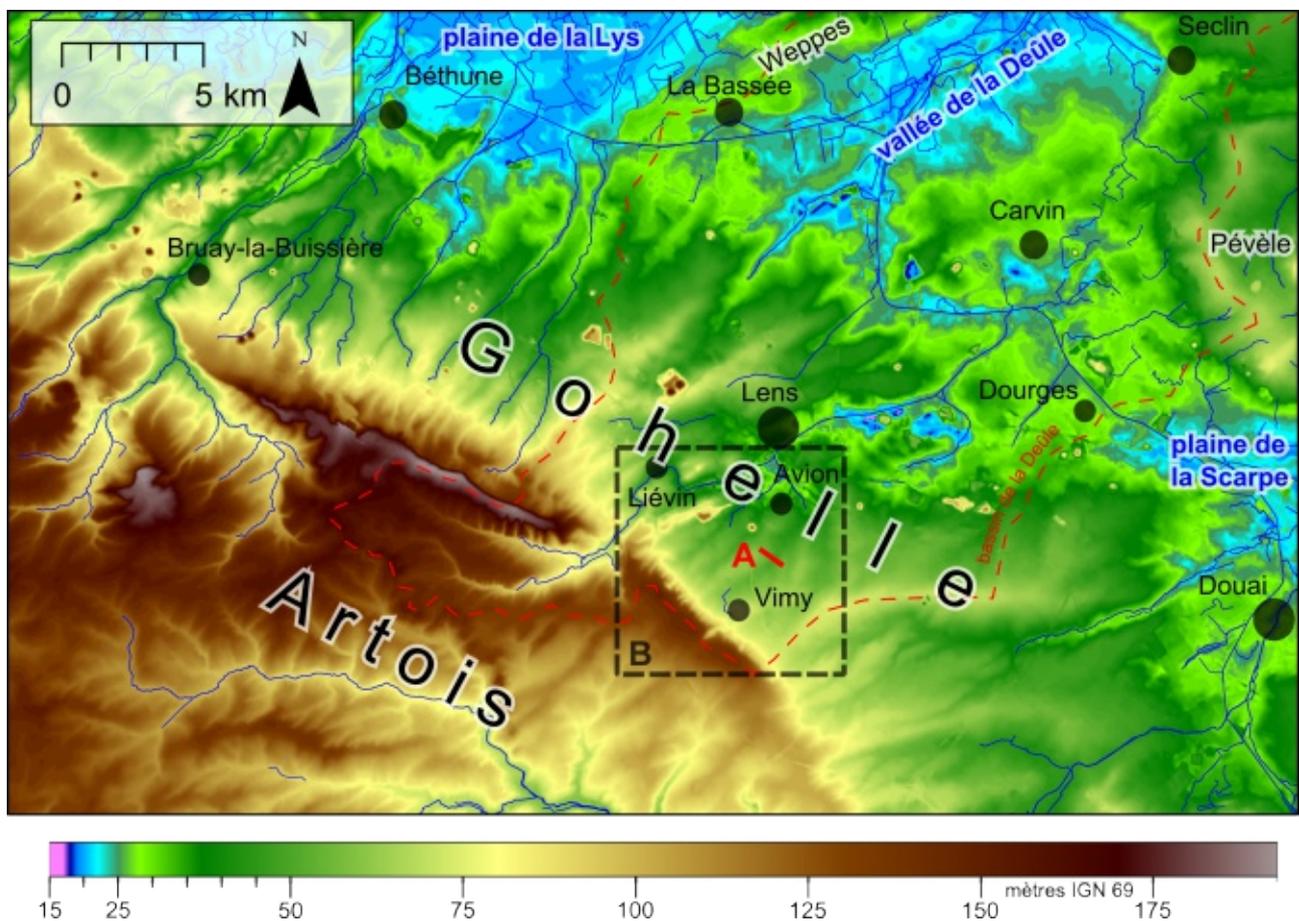
B – localisation de la figure 101

Figure 100 - Location of Avion "ZI des 14" in Gohelle country

DEM after BD alti 25 (IGN), hydrographic network after BDcarthage (IGN)

A – location of the cross-sections

B – location of the figure 101



1.2 Résultats

Les deux transects réalisés à travers le vallon sec élémentaire montrent la conservation locale, en position d'interfluve ou en partie supérieure du versant, d'un complexe de sols depuis l'Eemien jusqu'au Pléniglaciaire moyen weichselien. Un remaniement de ce complexe avec mélange de craie témoigne d'une forte érosion ultérieure du versant. Une formation fluviatile grossière (graviers de craie) marque une phase d'activité du réseau de vallées. Le loess du Pléniglaciaire supérieur, déposé sur le versant sous le vent sur plus de 7 m d'épaisseur, scelle l'ensemble des unités antérieures et remblaye un paléo-vallon (nettement plus bas que le talweg actuel).

The two cross-sections through the small dry valley of the Gohelle show the preservation in places of a soils complex from the Eemian up to the Weichselian Middle Pleniglacial, upon an interfluvium or the upper part of the slope. A reworking of this complex testifies to a subsequent strong slope erosion. A coarse fluvial formation (chalk gravels) marks a phase of activity of the valey network. The Upper Pleniglacial (more than 7 m thick) on the leeward slope seals earlier stratigraphic units and filled up a palaeovalley (clearly lower than the current talweg).

1.3 Problématiques

- activité fluviatile périglaciaire dans l'extrémité amont du réseau de vallées (cf. partie II.2-3.4.4) ;
- érosion linéaire sur interfluve, en relation probable avec un thermokarst (cf. partie II.2-3.5).

2. Lithostratigraphie

Les sondages en puits à la pelle mécanique ont permis de construire deux transects à travers le vallon sec (figures 102 et 103). Les terrains rencontrés peuvent être synthétisés de la manière suivante.

Unité 1 : Labours

La zone sondée est constituée de champs labourés.

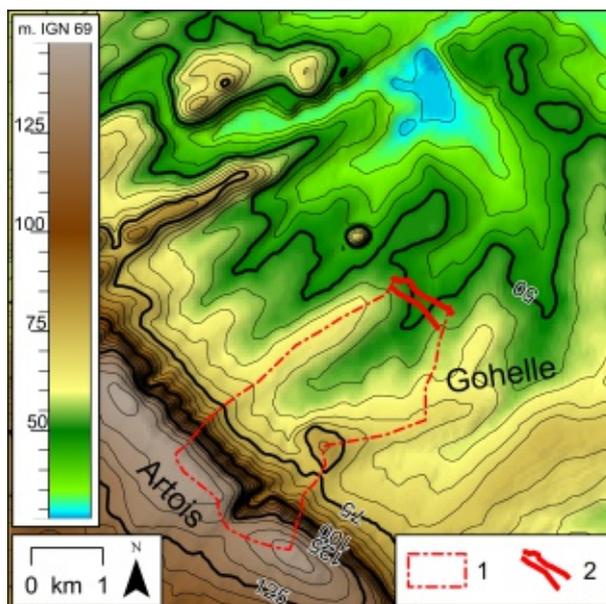


Figure 101 - Avion « ZI des 14 » : bassin versant

MNT d'après BDalt50 de l'IGN ; courbes de niveau d'après BDalt50 de l'IGN
1 – bassin versant
2 – transects

Figure 101 - Avion "ZI des 14": basin slope

MNT after BDalt50 (IGN) ; contour levels after BDalt50 (IGN)
1 – watershed
2 – cross-sections

Figure 102 - Avion « ZI des 14 » : localisation des sondages en puits et topographie

MNT d'après un plan aménageur complété par des levés de l'INRAP ; coordonnées Lambert 2

Figure 102 - Avion "ZI des 14": topography and location of test pits

DEM after planners map supplemented by INRAP survey; Lambert 2

Unité 2 : Colluvions récentes

Sous le labour, deux zones de colluvions ont été observées. La première, dans le talweg, est constituée d'un limon brun à gravier de craie abondant. D'épaisseur métrique, il repose directement sur la craie fragmentée. La seconde zone de colluvions, avec une base à environ 0,6 m de profondeur, est moins épaisse mais se développe largement sur le versant exposé à l'est du transect 2 et comporte de nombreux éclats

d'obus. Il s'agit de terrains remaniés par les bombardements de la Première Guerre mondiale puis nivellés pour être remis en culture.

Unité 3 : Horizon Bt du sol de surface

Le sol brun lessivé actuel (limon brun argileux formant des structures prismatiques décimétriques) se développe sur le loess sous-jacent et est d'épaisseur très variable. Il dépasse localement 2 m de profondeur mais se réduit en général à environ 1 m d'épaisseur.

Unité 4 : Limon jaunâtre décalcifié sous l'unité 3

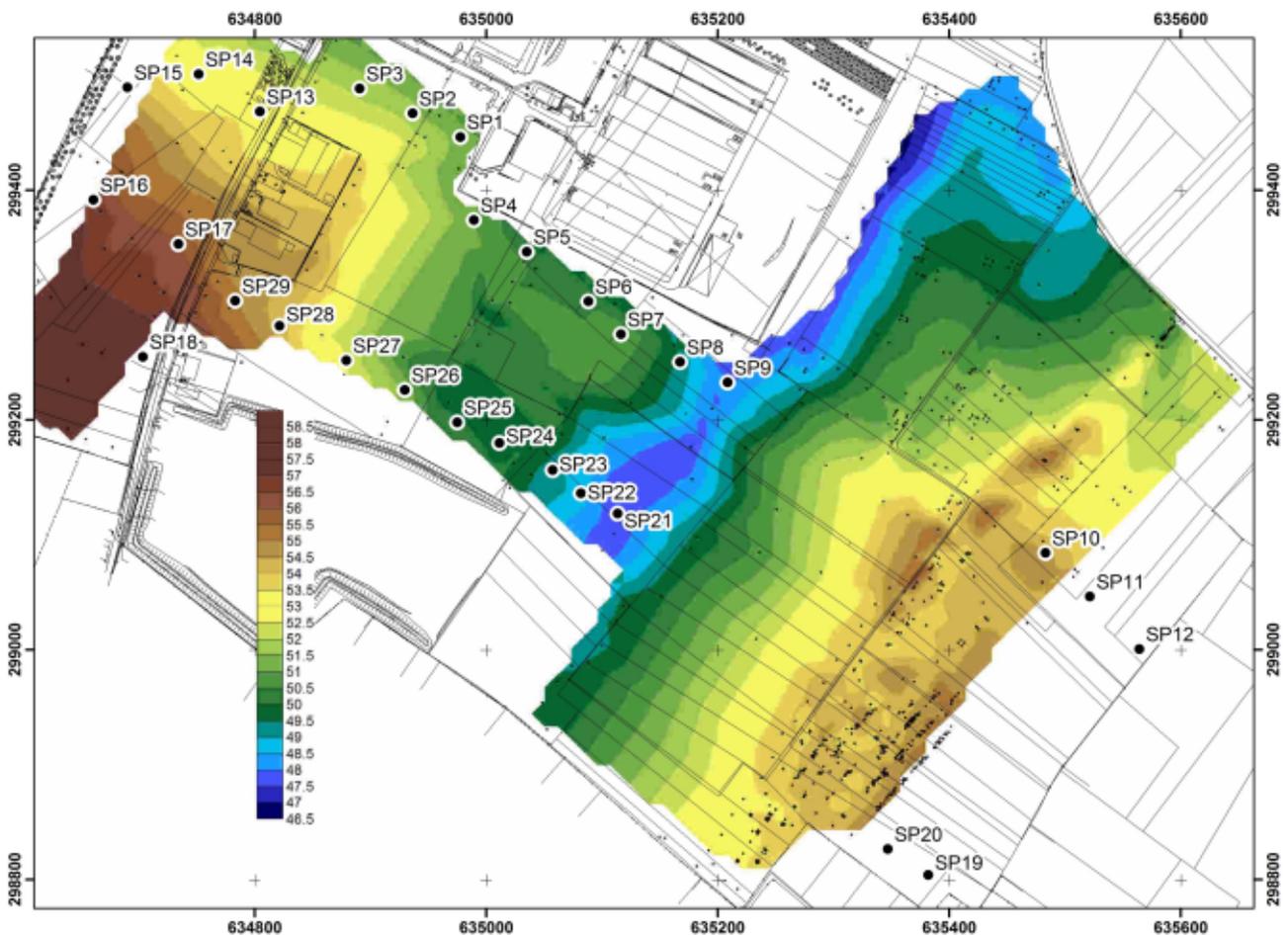
De nombreux sondages montrent un front de décarbonatation plus bas que la base de l'horizon Bt. Le phénomène se développe aux dépens de l'unité 5 sous un horizon Bt mince ou, avec une ampleur un peu plus importante, dans une légère dépression vers le bas du versant (SP6 où le front de décarbonatation dépasse 3,5 m de profondeur, transect 1, figure 103). Ce limon décalcifié peut garder la trace de réseaux de polygones ou de petits horizons de gley, mieux perçus dans l'unité 5.

Unité 5 : Loess calcaire homogène

Un loess clair, jaunâtre et calcaire couvre le versant exposé à l'est, avec épisodiquement des graviers de craie ou des horizons gleyifiés grisâtres qui sont souvent (mais non systématiquement) associés à un réseau de polygones. Jusqu'à trois horizons ont été distingués (SP 26 et 27). L'unité 5 est localement très épaisse et homogène. Le sondage le plus élevé (SP18, non utilisé pour la construction des transects) a traversé une forte épaisseur de loess avec seulement un léger horizon gleyifié vers 6,5 m de profondeur. Seul le sondage SP1 a rencontré un horizon à langues (sol strié, coloration brune) vers 2,5 m de profondeur. À l'échelle du transect, les graviers de craie inclus dans l'unité 5 sont plus abondants en sommet du versant ou en position d'interfluve, associés à des réseaux de petits polygones : sondages SP14 à 16. En outre, dans ces derniers, ils se situent en partie supérieure de l'unité.

Unité 6 : Limon loessique calcaire lité

De nombreux sondages montrent un loess discrètement lité, en particulier sur le transect 2. Dans le sondage SP19, en position



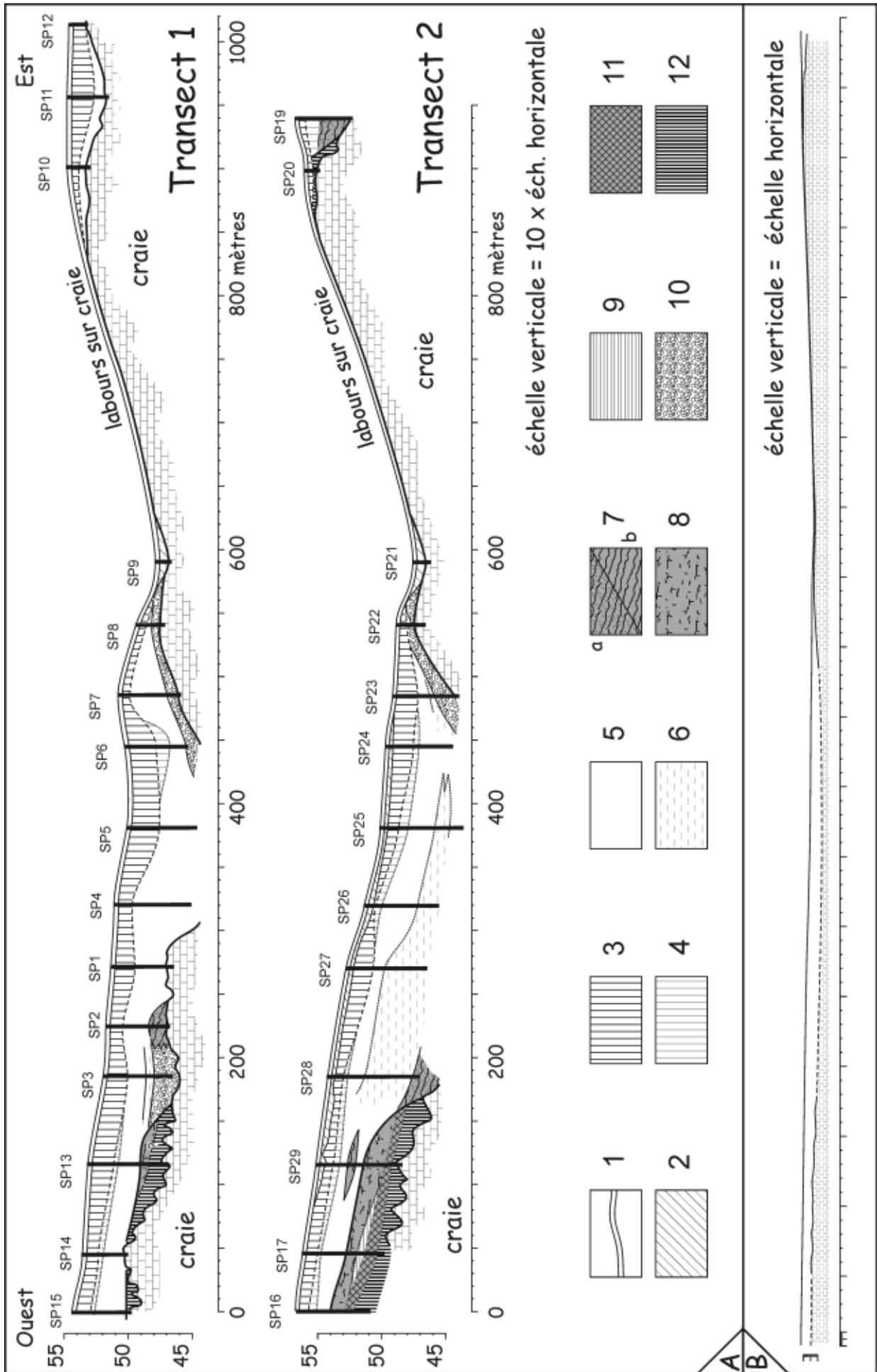


Figure 103 - Avion « ZI des 14 » : transects du vallon sec

- A – transects détaillés
 B – transect 2 simplifié (Pléistocène et substrat crayeux)
 1 – labour
 2 – colluvions récentes
 3 – horizon Bt sol de surface
 4 – limon jaune décalcifié sous unité 3
 5 – loess calcaire homogène
 6 – limon loessique calcaire lité
 7 – limon non calcaire en lits épais, postérieur à 8
 8 – limon orangé non carbonaté et structuré
 9 – limon non calcaire en lits fins, antérieur à 8
 10 – graviers de craie roulés
 11 – horizons de sol fortement structurés
 12 – limon argileux orangé, structuré, sous l'unité 11

Figure 103 - Avion "ZI des 14": cross-sections of the dry valley

- A – detailed cross-sections
 B – simplified transect 2 (Pleistocene and chalky substratum)
 1 – plough zone
 2 – recent colluvia
 3 – top soil Bt horizon
 4 – decarbonated yellow silt under unit 3
 5 – homogeneous carbonated loess
 6 – bedded carbonated loessic silt
 7 – thick beds of non carbonated silt, subsequent to unit 8
 8 – structured non carbonated orangey silt
 9 – fine beds of non carbonated silt, prior to unit 8
 10 – rounded chalk gravels
 11 – strongly structured soil horizons
 12 – structured orangey clayey silt, under unit 11

d'interfluve, il est enrichi en graviers de craie (6B sur la figure 3). Il est probable que l'unité 6 ait une extension plus importante mais que de mauvaises conditions d'observation (en particulier sur le transect 1) aient gêné sa perception (au profit de l'unité 5).

Unité 7 : Limons non calcaires en lits épais, postérieurs à 8

Quelques sondages situés vers le haut du versant exposé à l'est montrent une unité stratigraphique originale :

7A) Dans les sondages SP2 et SP28, il s'agit de lits limoneux épais (de l'ordre de 10 cm), orangés, non calcaires, mais en alternance avec des lits très calcaires incluant des graviers et des petits blocs de craie, à peine émoussés.

7B) Dans une position topographique proche, le SP29 a rencontré des lits de limon non calcaire orangé. Le faciès est comparable à 7A mais est dépourvu de tout passage calcaire.

Unité 8 : Limon orangé non carbonaté et structuré

Un limon orangé avec une structure aux agrégats légèrement arrondis est présent sur l'interfluve ouest (SP13, 16, 17, 29). Il est non calcaire ou très faiblement carbonaté (néoformation de carbonates provenant de l'unité 5 sus-jacente). Il est susceptible d'avoir une extension plus importante mais est difficile à identifier en l'absence de l'unité 11 qui le distingue nettement de l'unité 12.

Unité 9 : Limon non calcaire en lits fins, antérieur à 8

Le SP17 a rencontré sous l'unité 8 et sur l'unité 11, un limon finement lité brun orangé non calcaire. Par son faciès et par sa position stratigraphique, l'unité 9 se distingue nettement de l'unité 7.

Unité 10 : Graviers de craie roulés

Les sondages SP6 à 8, 22 et 23 ont rencontré un dépôt meuble de graviers roulés, lités, avec un peu de matrice sableuse, directement sur la craie fragmentée. L'unité présente un pendage net inverse à la pente du versant et s'épaissit rapidement (plus de 1,5 m dans le SP23). L'unité 10 est directement scellée par les loess de l'unité 5. Un dépôt similaire se trouve isolé dans le SP3, à une altitude comparable.

Unité 11 : Horizons de sol fortement structurés

La partie la plus élevée de l'interfluve ouest (au-dessus de 55 m) présente une succession d'horizons gris sombres, gris clairs puis gris-brun, avec une structure lamellaire fine, bien marquée, à revêtement limoneux clair. Le complexe formé par ces horizons a été clairement observé dans les sondages SP16, 17 et 19.

Unité 12 : Limon argileux orangé, structuré, sous l'unité 11

En l'absence d'observations fines des coupes, la limite inférieure de l'unité 11 peut être difficile à établir et nous avons interprété comme unité 12 le passage à un sédiment plus compact, plus orangé, avec des agrégats plus massifs. Celle-ci a été observée sur l'interfluve ouest, recouvrant la craie à la topographie irrégulière (le contact est souligné par une zone peu épaisse d'argile brune avec manganèse). Quand les horizons gris supérieurs de l'unité 11 sont absents du sondage, il est également difficile de séparer clairement en sondages les unités 10 et 12 (transect 1).

Enfin, nous associons à l'unité 12 un limon argileux rougeâtre (de coloration plus vive que l'horizon profond du sol actuel) avec quelques lits de sable et des galets de silex à cortex verti rencontrés dans le sondage SP20, sur le versant opposé.

3. Commentaires

Les observations ont permis de mettre en évidence un bilan sédimentaire fréquemment rencontré sur les versants sous le vent avec un sol de rang interglaciaire (Eemien) conservé sous un complexe de sol attribué au Début Glaciaire weichselien, lui-même sous un loess attribué au Pléniglaciaire supérieur (figure 104). Toutefois, l'intérêt de l'observation sur la « zone industrielle des 14 » réside surtout dans les points suivants :

- un profond vallon remblayé (que la craie sub-affleurante dans le talweg actuel ne permet pas de soupçonner *a priori*) ;
- la présence d'une érosion linéaire sur versant, laquelle rappelle la présence d'une ravine observée en position d'interfluve dans l'ancienne carrière proche de Vimy (Sommé et Tuffreau, 1976 ; Sommé, 1977b) ;
- accumulation de dépôts graveleux lités qui témoigne d'une forte activité fluviale ancienne dans un talweg aujourd'hui très en amont de tout réseau hydrographique.

Ces différents points sont développés et commentés dans la partie II.2-3.4, et dans les figures 307 et 308.

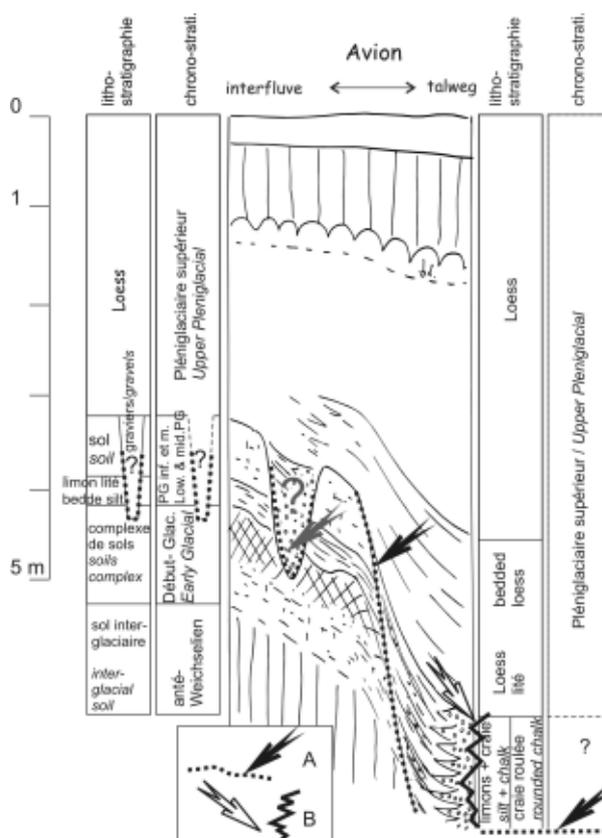


Figure 104 - Avion « ZI des 14 » : synthèse chronostratigraphique

A – érosion majeure
B – dépôt rapide

Figure 104 - Avion "ZI des 14": chronostratigraphic synthesis

A – major erosion
B – rapid deposition

I.12 - Bouvines « Grand Marais »

1. Résumé

1.1 Contexte

En 2004 des sondages à la tarière manuelle ont été réalisés dans le fond de vallée de la Marque au début de sa traversée de l'axe du Mélantois (figures 30, n° 12, et 105). Ce travail, hors opération archéologique et à l'initiative de Laurent Deschodt et Pierre-Gil Salvador, a été facilité par l'aide précieuse de petits scarabées qui se sont relayés. Merci donc à Philippe Feray, Dominique (dit NN), Alain Henton, Yves Créteur et Ivan Praud (qui s'est retourné le dos à cet occasion : la voie du gōng fu est difficile). Vingt sondages ont été réalisés de part et d'autre de la Marque au droit de la confluence avec le canal du Riez (affluent de rive droite), au lieu-dit « Grand Marais », à proximité de Bouvines, mais sur le territoire de Cysoing (figure 106) (BDLD 1529 à 1548). Le réseau hydrographique est, à cet endroit, fortement anthropisé, sinon anthropique, et la Marque se présente comme un large fossé rectiligne bordé de palplanches. Les données ont été publiées dans la Revue du Nord (Deschodt et Salvador, 2009) et sont plus largement commentées dans les parties II.2-2.2.3D., II.2-4.3.2C. et II.2-4.3.2F.

1.2 Résultats

Une vingtaine de sondages à la tarière gouge et 4 dates radiocarbone ont permis de construire un transect à travers le fond de vallée. L'interprétation envisage le dépôt d'une nappe alluviale fluvio-éolienne au Pléniglaciaire weichselien dans une vallée fortement dissymétrique. La topographie fluvio-éolienne pléniglaciaire est envoyée au Tardiglaciaire et à l'Holocène par des formations peu épaisses dans un contexte d'écoulements particulièrement faibles. Le dépôt tardiglaciaire de Bouvines se caractérise par un dépôt travertineux Bølling et des alluvions sablo-organiques au Dryas récent.

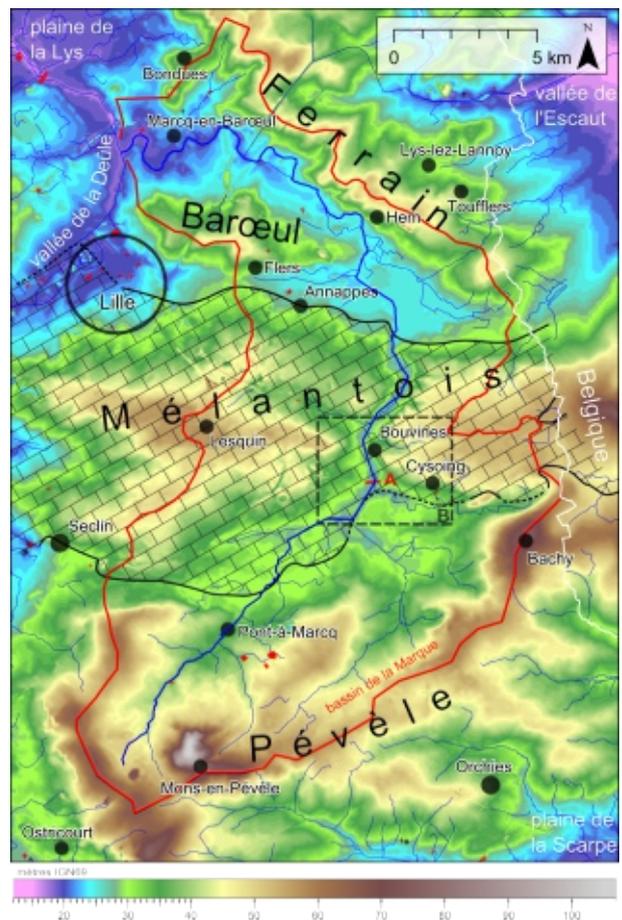


Figure 105 - Bouvines « Grand Marais » : localisation dans le bassin de la Marque

MNT d'après BD alti 25 de l'IGN ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN ; affleurement de craie d'après les cartes géologiques 1/50 000 du BRGM (Sangnier, 1968 ; Desoignies et Sangnier, 1968a, 1968b)

A : localisation du transect

B : localisation de la figure 106

Figure 105 - Bouvines "Grand Marais": location in the Marque river catchment

DEM after BD alti 25 (IGN); hydrographic network according BDcarthage (IGN); chalk outcrop after the 1/50000 geological maps (BRGM) (Sangnier, 1968 ; Desoignies et Sangnier, 1968a, 1968b)

A: location of the cross-section

B: location of figure 106

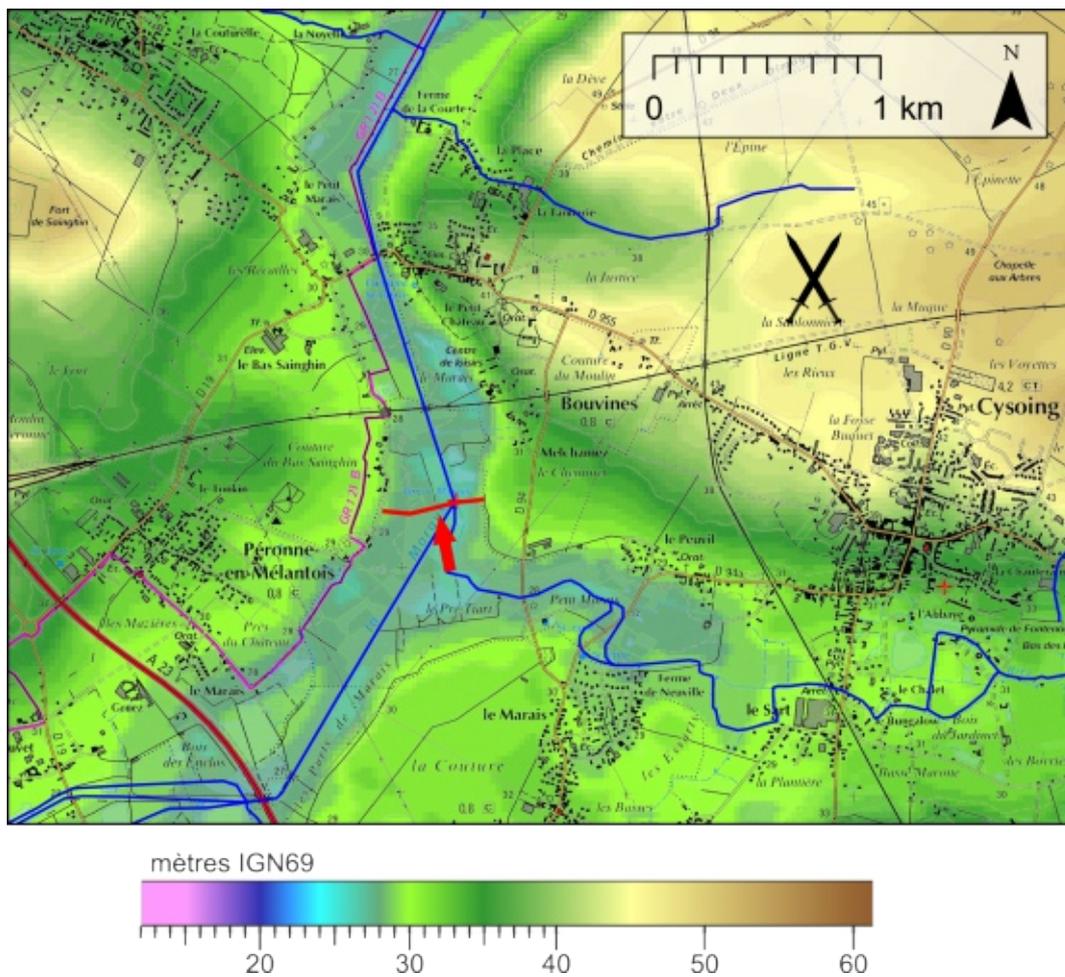


Figure 106 - Bouvines « Grand Marais » : localisation du transect

MNT d'après BD alti 25 de l'IGN ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; hydrographie d'après BDcarthage de l'IGN

Figure 106 - Bouvines "Grand Marais": location of the cross-section

DEM after BD alti 25 (IGN) ; overlapping of the IGN map 1/25000; hydrography after BDcarthage (IGN)

1.3 Problématiques

About twenty screw-auger cores and four radiocarbon dates have enabled construction of a cross-section through the valley bottom. The interpretation considers the deposit of a fluvio-aeolian layer during the Weichselian Pleniglacial in a highly asymmetric valley. The pleniglacial fluvio-aeolian morphology was overlain by shallow silty organic sediments during the Lateglacial and the Holocene, in a context of particularly weak flows. The Bouvines Lateglacial deposit is characterized by a Bølling calcareous tufa and Younger Dryas organic sandy alluvia.

- morphologie fluviale et fluvio-éolienne à la fin du Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-2.2.3D) ;
- envahissement loessique des fonds de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2C) ;
- héritage morphologique pléniglaciaire (cf. partie II.2-4.3.2F) ;
- activité fluviale et sédimentation initiale du Bølling (Tardiglaciaire) (cf. partie II.3-1.1.3A. et II.3-1.2.2C) ;
- activité fluviale et alluvions du Dryas récent (Tardiglaciaire) (cf. partie II.3-1.2.5) ;
- évolution holocène des fonds de vallées (cf. partie II.3-2.) ;

2. Lithostratigraphie

Les terrains rencontrés peuvent être synthétisés de la manière suivante (figure 107).

1 — Craie

La craie est observée sur la remontée du versant de rive droite (S20), sous la forme de blocs de craie en fragments. Il s'agit probablement du toit de la craie blanche massive fragmentée attribuée au Sénonien, telle que décrite dans le sondage du BSS du BRGM n° 20-4A-195 (sondage proche projeté sur le transect figure 107). Ce niveau de base n'est pas atteint dans les autres sondages. Le toit de l'unité 1 constitue probablement le niveau d'arrêt des sondages S17 à S19 (refus).

2 — Altération du toit de la craie

Le niveau d'altération du toit de la craie en place apparaît sous la forme d'une pâte de craie blanche incluant des graviers de craie non roulés dans la masse (2a). Ce niveau pourrait être corrélé avec la craie jaune altérée décrite dans le sondage 20.4A.195 du BRGM (2b).

3 — Sable sur craie sur le versant

Un sable moyen à grossier, jaune-verdâtre a été observé sur la craie du versant. Il s'enrichit en granules de craie jusqu'à constituer une matrice de sable de craie incorporant des graviers non roulés et des fragments de craie. Cette couche voit s'intercaler des niveaux plus fins de limon sableux à sable limoneux beige-vert ou de limon plastique bleu légèrement sableux. L'ensemble du niveau pourrait être associé à un placage de sable tertiaire remanié sur versant.

4 — Limon loessique en rive droite

Sous le labour se développe un niveau de limon brun-gris compact s'enrichissant progressivement en sable fin vers la base et incorporant dans toute sa masse de nombreux points de craie. Une limite de décarbonatation est observée à 2 m de profondeur. Il s'agit d'un niveau de limon loessique pédogenisé, sur versant.

5 — Graviers (nappe de fond)

Une nappe de fond comprend des niveaux lités d'épaisseur variable pluricentimétrique, formés de sables moyens à grossiers beige gris à granules de craie épars, de graviers de craie (Ø5 mm) peu compactés et peu roulés, mais incluant également des niveaux de sédiments plus fins, sable fin à limon argileux beige à bleu. Le niveau n'est pas d'une grande homogénéité et voit alterner des secteurs où la sédimentation est plus grossière (S11/S8/S7/S5/S3/S2) et d'autres où elle est plus fine (S12/S6/S4).

6 — Formation litée à dominante sableuse

Sur la nappe graveleuse, nous rencontrons : des niveaux lités d'épaisseur pluricentimétrique voyant alterner des sables fins à moyens dominants, localement grossiers, gris-beige, incluant des granules de craie éparses, des sables limoneux à limons argilo-sableux beiges à gris-beige (6a). Des petits lits de graviers de craie (20-30 %) dans une matrice de sable grossier sont parfois observés (S7/S5/S3/S1). Ce niveau (6a) se distingue du précédent (5) par une granulométrie d'ensemble plus fine. Plus à l'est, le niveau devient plus grossier (6b) et voit réapparaître en alternance des lits de sables moyens à grossiers beiges à graviers de craie épars et des lits pluricentimétriques de graviers de craie anguleux (Ø 2 cm maximum). Cet enrichissement en granules de craie peu usées traduit l'influence immédiate du versant crayeux de rive droite.

7 — Formations à dominantes limoneuses, fond de vallée et rive gauche

Sous les labours se développe un limon brun-jaune non calcaire, riche en « points » de craie dispersés dans la masse du dépôt (7a). Ce niveau pourrait être assimilé à un limon éolien de type loess. Il laisse place plus à l'est à un limon gris dominant lité avec de petits lits sableux verts, alternant parfois avec un limon sableux verdâtre ou localement avec un limon plastique gris (7b). Le niveau devient plus sablonneux vers l'est (S11) et franchement lité en profondeur, avec une alternance de sables argileux et de limons argileux gris-bleu ou de limons beiges, d'épaisseur pluricentimétrique. Cette unité peut être envisagée comme un dépôt issu du remaniement des limons éoliens voisins. Elle se prolonge dans le fond de

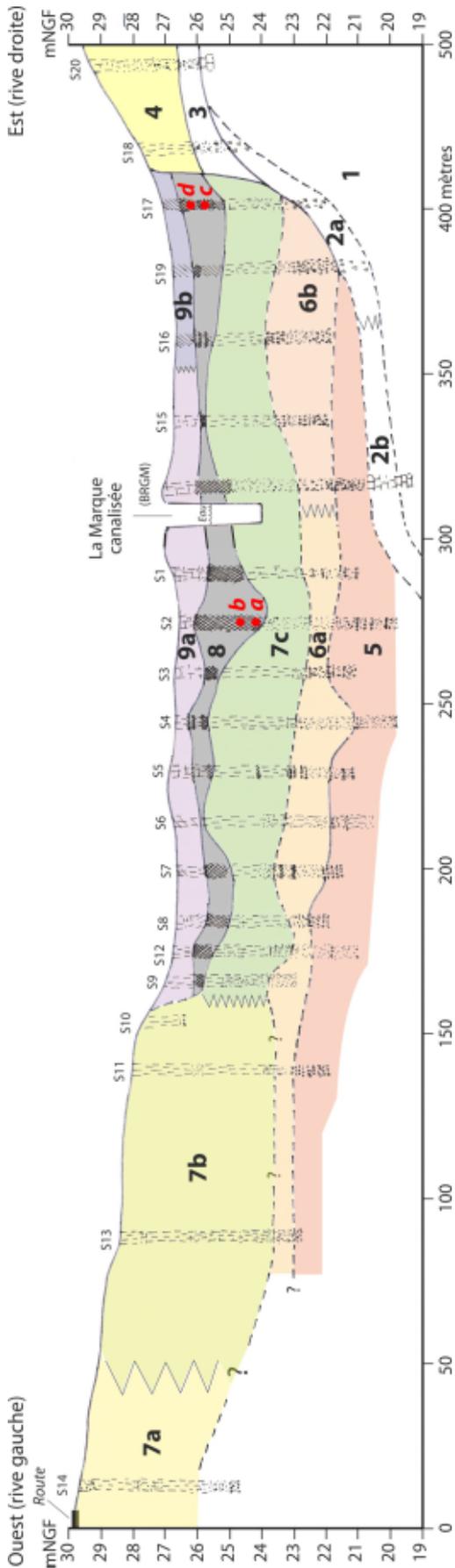


Figure 107 - Bouvines « Grand Marais » : transect

dessin : Pierre-Gil Salvador

« a » à « d », datations radiocarbone, voir table 19 et figures 108 et 109

BRGM : projection du sondage 20-4A-195 de la BSS (environ 40 m en amont)

- 1 – craie ;
- 2 – pâte de craie blanche enrobant des graviers de craie non roulés (2a) ; craie jaune altérée dans le sondage BRGM (2b) ;
- 3 – graviers de craie non roulés dans une matrice de sable de craie moyen à grossier de couleur crème et limon sableux beige verdâtre ;
- 4 – Limon compact brun-gris à limon sableux beige-vert à points de craie fréquents devenant progressivement plus sableux vers la base ;
- 5 – sable moyen à grossier beige riche en granules de craie dominant, entrecoupé de niveaux de graviers de craie peu roulés ;
- 6 – sable fin à grossier gris-beige avec graviers de craie épars souvent en litage avec des limons sableux à limons argileux gris beige (6a) ; à l'est le niveau devient plus grossier avec une alternance de graviers de craie anguleux et de sable moyen à grossier beige (6b) ;
- 7 – limon brun-jaune dominant (7a) passant à un limon gris-bleu entrecoupé de petits lits de limons sableux (7b) ; vers l'est, le niveau s'enrichit légèrement en sable avec des litages plus marqués (7c) ;
- 8 – limon tourbeux à tourbe limoneuse calcaire avec malacofaune abondante ;
- 9 – limon à limon argileux plastique brun à bleuté, souvent gleyifié (9a), devenant plus organique vers l'est (9b).

Figure 107 - Bouvines "Grand Marais": cross-section

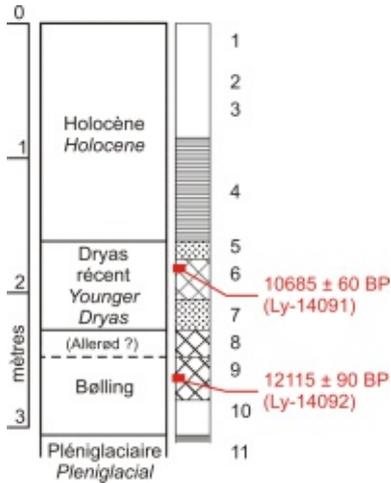
drawing: Pierre-Gil Salvador

« a » to « d », radiocarbon dating, see table 19 and figures 108 and 109

BRGM: projection of the core 20-4A-195 (BSS) (about 40 m upwards)

- 1 – chalk;
- 2 – white chalky paste coating angular chalk gravels (2a); weathered yellow chalk in the BRGM core (2b);
- 3 – angular chalk gravels in cream-coloured chalk sandy, medium to coarse grain chalk sand matrix, and greenish beige sandy silt;
- 4 – grey-brown compact silt to green beige sandy silt with occasional bis of chalk becoming more numerous towards the bottom;
- 5 – medium to coarse grain beige sand with chalk granules dominant, interlayered with slightly rounded chalk gravels ;
- 6 – grey beige fine to coarse sand with sparse chalk gravels, often in beds with beige grey clayed to sandy silt (6a); eastwards, the layer is coarser and alternates between angular chalk gravels and beige medium to coarse grain sand (6b);
- 7 – yellow brown silt dominant (7a) evolving towards blue grey silt with fine sandy silt beds (7b); towards the east, the layer is slightly enriched in sand with clearer beds (7c);
- 8 – calcareous peaty silt to silty peat, numerous malacofauna;
- 9 – often gleyed brown to blue plastic silt to clayed silt (9a), becoming more organic eastward (9b).

Figure 108 - Bouvines « Grand Marais » : détail de la partie supérieure du sondage S2, datations et interprétation chronostratigraphique



- 1 – limon brun riche en malacofaune
- 2 – limon sombre bleuté, gleyifié, nombreuses radicules
- 3 – limon brun plastique
- 4 – limon organique mou, compressible, passages plus clairs avec malacofaunes
- 5 – sable fin verdâtre calcaire, malacofaune abondante, bois (racines ?)
- 6 – limon tourbeux légèrement sablonneux avec malacofaunes
- 7 – sable gris verdâtre calcaire, malacofaune, passées tourbeuses ?
- 8 – tourbe limoneuse calcaire avec malacofaune abondante
- 9 – id. s'éclaircit vers le bas
- 10 – limon clair calcaire, avec malacofaune, tuffacé
- 11 – limon brun calcaire

Figure 108 - Bouvines "Grand Marais": detail of core S2 upper part, dates and chronological interpretation

- 1 – brown silt rich in malacofauna
- 2 – gleyed, bluish dark silt, numerous rootlets
- 3 – brown plastic silt
- 4 – soft organic silt, compressible, lighter zones with malacofauna
- 5 – calcareous greenish fine sand, numerous malacofauna, wood (roots?)
- 6 – slightly sandy peaty silt with malacofauna
- 7 – calcareous grey sand, malacofauna, peaty zones?
- 8 – calcareous silty peat with numerous malacofauna
- 9 – id., lighter towards the bottom
- 10 – calcareous light coloured silt, with malacofauna, calcaerous tufa
- 11 – calcareous brown silt

Figure 109 - Bouvines « Grand Marais » : détail de la partie supérieure du sondage S17, datations et interprétation chronostratigraphique

- 1 – limon plastique humifère gris-brun ; petite malacofaune, racine, un élément en matière plastique à 25 cm
- 2 – limon plastique gris sombre, malacofaune abondante
- 3 – limon tourbeux brun sombre, malacofaune (moins abondante)
- 4 – limon plastique gris
- 5 – limon tourbeux sombre
- 6 – limon tourbeux et limon tuffacé, lité, avec malacofaune abondante
- 7 – limon tourbeux
- 8 – limon gris plastique, malacofaunes assez abondantes, légèrement sablonneux
- 9 – limon gris clair plastique, calcaire, plus verdâtre à la base avec taches rouilles (gley), sable de craie très diffus

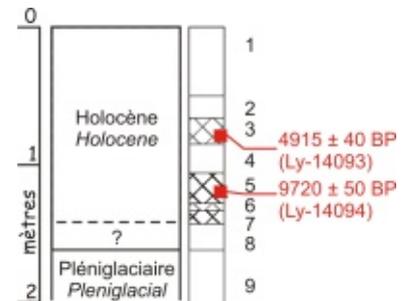


Figure 109 - Bouvines "Grand Marais": detail of core S17 upper part, dates and chronological interpretation

- 1 – brown-grey humic plastic silt; few malacofauna, roots, a piece of plastic at 25 cm deep
- 2 – dark grey peaty silt, numerous malacofauna
- 3 – dark brown peaty silt, less numerous malacofauna
- 4 – grey plastic silt
- 5 – dark peaty silt
- 6 – calcareous tufa silt and peaty silt, bedded, with abundant malacofauna
- 7 – peaty silt
- 8 – plastic grey silt, fairly abundant malacofauna, slightly sandy
- 9 – plastic calcareous plastic light grey silt, more greenish with towards the bottom with oxidized mottles (gley), very diffuse chalk sand

vallée, où le remblaiement conserve un caractère lité plus ou moins marqué, alternant des niveaux de limon gris-bleu à beige, localement des limons argilo-sableux ou des limons sableux, avec des niveaux de sable limoneux à sable moyen gris-beige (7c).

8 — Formation à dominante organique

Niveau à dominante organique, de type limon tourbeux ou limon organique gris-noir mou, compressible, à passages plus clairs avec malacofaunes souvent abondantes. Des niveaux centimétriques de limon clair tuffacé avec malacofaunes éparses s'intercalent localement dans ce dépôt, de même que des niveaux de sable fin et de limon plastique. Ce remblaiement organique a fait l'objet de 4 datations radiocarbone (table 19 et figures 108 et 109). Les deux premières sont réalisées dans la partie inférieure du dépôt et indiquent une mise en place durant la

deuxième partie du Tardiglaciaire, depuis l'Allerød et jusqu'au Dryas récent : « a » $12\,115 \pm 90$ BP (Ly-14092) et « b » $10\,685 \pm 60$ BP (Ly-14091). La turfigenèse se poursuit durant la première partie de l'Holocène, depuis le Préboréal jusqu'à l'Atlantique récent : « c » $9\,720 \pm 50$ BP (Ly-14094) et « d » $4\,915 \pm 40$ BP (Ly-14093).

9 – Limon superficiel en fond de vallée

En surface se développe un limon humifère brun sombre à structure grumeleuse en rive gauche, riche en radicelles, devenant plus homogène et plastique vers le bas, de type gley (9a). Un fragment de tuile situé à 0,53 m sous la surface a été retrouvé dans cette unité (sondage S3). Plus à l'est, le niveau devient plus organique (9b).

prélèvement sample	n°labo	date BP	±	date CalBP	±
« a », S2	Ly-14092	12115	90	14144	259
« b », S2	Ly-14091	10685	60	12676	60
« c », S17	Ly-14094	9720	50	11152	52
« d », S17	Ly-14093	4915	40	5656	40

Table 19 - Datations effectuées sur des échantillons prélevés à Bouvines « Grand Marais »
radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec CalCurve, CalPal2007 HULU (Weninger et Jöris, 2008)

Table 19 - Dates on sample from Bouvines "Grand Marais"

3. Commentaires

3.1 Dépôts fluvio-éoliens et héritage morphologique du Pléniglaciaire

3.1.1 Le passage progressif du versant au fond de vallée

Les deux versants de la vallée sont recouverts par un manteau de limon jaune quaternaire plus épais en rive gauche (4-5 m) qu'en rive droite (2-3 m) et dont la partie supérieure est décalcifiée. En rive gauche, le limon loessique devient de plus en plus lité en se rapprochant du fond de vallée. Il s'agit probablement d'un loess remanié par le ruissellement. Nous observons le passage, sans limite franche, d'un limon éolien non perturbé sur le versant (7a) au produit de sa remobilisation par les écoulements dans le fond de vallée (7c).

3.1.2 Une morphologie de chenaux peu profonds conservée

En l'absence de creusement (cf. *infra*), la topographie du toit de l'unité 7c est due aux ultimes écoulements périglaciaires. On dénombre deux ou trois axes d'écoulement sur le transect. Le mieux dessiné peut s'observer en rive gauche du canal actuel. Il constitue un petit chenal approximativement symétrique, aux bords convexes, de près de deux mètres de profondeur pour environ 90 mètres de large (de S4 à S15).

Faciès et morphologie du Pléniglaciaire weichselien seront plus longuement commentés dans les parties II.2-2.2.3D, II.2-4.3.2C, II.2-4.3.2F. et sur la figure 272.

3.2 L'évolution du fond de vallée au Tardiglaciaire et à l'Holocène

3.2.1 Une vallée sans rivière ?

Le Tardiglaciaire et l'Holocène sont représentés par un complexe limono-tourbeux d'une puissance variant de 1 à 3 m. Ce dernier ennoie l'ensemble du fond de vallée. Il ne s'agit jamais d'une tourbe franche, mais plutôt d'un limon organique dans lequel s'intercalent des lits sableux ou limoneux, ce qui traduit une continuité des apports minéraux. Un niveau organique représente la base du dépôt tardiglaciaire-holocène (unité 8) et se développe de manière très irrégulière sur 1 à 2 m d'épaisseur. Aucune trace de creusement ou dépôt grossier n'est observée à sa base. L'unité 8 semble épouser la paléotopographie antérieure inscrite au sommet de l'unité 7 (cf. *supra*). Elle scelle et protège une morphologie héritée du Pléniglaciaire. Cette dynamique indique un environnement où l'indigence des écoulements ne permet pas le déblaiement des formations fluvio-éoliennes antérieures.

Si une zone humide avec un écoulement amont-aval se développe au Tardiglaciaire-Holocène, il ne faut toutefois pas imaginer dans cette section de la vallée un lit mineur bien individualisé, mais plutôt un lacs de chenaux en zone humide, fonctionnant de manière épisodique, remblayés progressivement par la turfigénèse.

Cette extrême indigence des écoulements peut s'expliquer par :

- le caractère restreint du bassin versant alimentant la zone observée (de l'ordre de 130 km²) dont une partie est constituée d'un substrat perméable (craie et sable) ;
- le développement juste en amont de la section étudiée d'un très important élargissement de la vallée susceptible d'étaler les crues, de régulariser et de délayer tout excédent hydrologique ;
- la composition du remblaiement du fond de vallée (texture graveleuse à sablo-limoneuse) qui favorise un drainage souterrain.

3.2.2 Un dépôt travertineux du Bølling initial

La datation la plus ancienne obtenue (sondage S2 figure 108, $12\ 115 \pm 90$ BP / Ly-14092) est attribuable à la fin du Bølling. Elle est précédée par 25 cm de dépôt calcaire tuffacé (figure 4, n° 10). Le dépôt de ce dernier est très improbable au Pléniglaciaire. Il peut par contre être rapproché de la sédimentation lacustre tuffacée observée dans le marais de Dourges (bassin versant de la Deûle) et datée d'environ 12 230 à 12 430 BP (parties I.9-3. et II.3-1.1.3A.). Dans ce cas, les chenaux pléniglaciaires hérités seraient le siège d'une sédimentation calcaire tuffacée résultant de la formation de plans d'eau avec de faibles écoulements. La présence des dépôts travertineux du Bølling initial est plus longuement commentée dans la partie II.3-1.2).

3.2.3 Un faciès à débris organiques du Dryas récent

La turfigenèse se poursuit assez curieusement durant l'épisode froid du Dryas récent ($10\ 685 \pm 60$ BP / Ly-14091). Le remblaiement organique est subdivisé par deux niveaux de sable fin calcaire pluricentimétrique, riches en malacofaunes, qui encadrent le dépôt organique attribué au Dryas récent. Ils peuvent indiquer un regain des écoulements. Le dépôt est d'ailleurs très proche, en datation et en faciès, de celui observé dans la vallée de la Deûle pour la première partie du Dryas ancien (limon et limon sableux lité avec malacofaune et débris végétaux, partie I.5-3.2.4. Les particularités de l'enregistrement alluvial du Dryas récent dans la zone d'étude sont plus longuement commentées dans la partie II.3-1.2.

3.2.4 Une faible accumulation holocène

La partie supérieure de l'accumulation organique se réalise à l'Holocène. La troisième date se positionne en effet dans le Préboréal ($9\ 720 \pm 50$ BP / Ly-14094), tandis que la dernière datation indique la fin de l'Atlantique récent ($4\ 915 \pm 40$ BP / Ly-14093). Les deux dates sont séparées de 0,50 m (figure 109), ce qui illustre la très faible accumulation durant cette période de plus de 5 000 ans. L'ensemble est recouvert par un limon plastique légèrement pédogenisé en surface, d'épaisseur métrique. Ce sont des dépôts d'inondation récents de la Marque.

I.13 - Waziers « Bas Terroir »

1. Résumé

1.1 Contexte et historique des observations

Une tourbe probablement ancienne a été aperçue une première fois par Yann Petite (DAPCAD) à Waziers en 2011, dans l'ouest de la plaine de la Scarpe, au lieu-dit « Bas-Terroir » (figure 30, n° 12) (Rorive, 2012). Nous sommes, à cet endroit, à proximité immédiate du versant et à quelques centaines de mètres du débouché actuel de la Scarpe dans sa plaine (figure 110). Un petit talweg est perceptible dans la microtopographie. Il s'arrête au pied du versant (figure 111 et photo 55). En 2013, sur une parcelle contiguë, la tourbe a été retrouvée et a livré de la faune mammalienne et un élément d'industrie lithique (Sergent et Petite, 2013). Contacté par Yann Petite, nous avons participé à l'ouverture de deux nouveaux sondages. Le premier a été creusé en février 2013 (avec l'aide

d'agents de la DAPCAD et de plusieurs agents du SRA). Il est nommé S5 dans la nomenclature de Yann Petite et a fait l'objet d'un premier compte rendu informel (Deschodt, 2013). Le second a été creusé en avril 2013, avec l'aide d'agents de la DAPCAD. Il a été nommé « puisard ». Il a été observé en collaboration avec Pierre Antoine et a également fait l'objet d'une rapide note (Antoine et Deschodt, 2013). La malacofaune prélevée dans le sondage « puisard » a fait l'objet d'une étude par Nicole Limondin-Lozouët en date de mai 2013 (Limondin-Lozouët, 2013). Le cortège de malacofaunes montre un dépôt des alluvions pendant un Interglaciaire antérieur à l'Holocène. Le soupçon d'âge eemien de la tourbe ainsi confirmé, un projet d'opération programmée a été déposé (une prospection géophysique et des sondages à la tarière mécanique). Le rapport de l'opération programmée a été rendu en fin d'année 2013

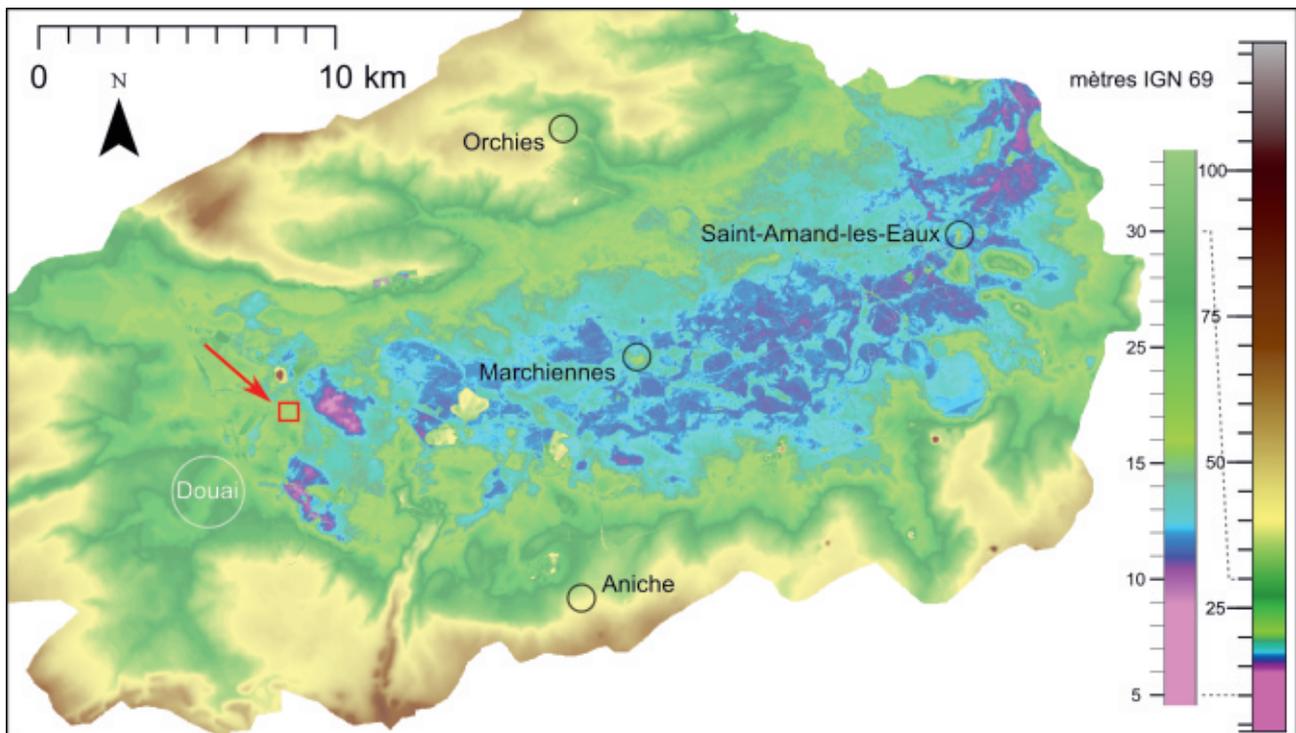


Figure 110 - Waziers « Bas Terroir » : localisation dans le bassin de la Scarpe
MNT d'après BDalt 25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL

Figure 110 - Waziers "Bas Terroir": location in the Scarpe catchment
MNT after BDalt 25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL)

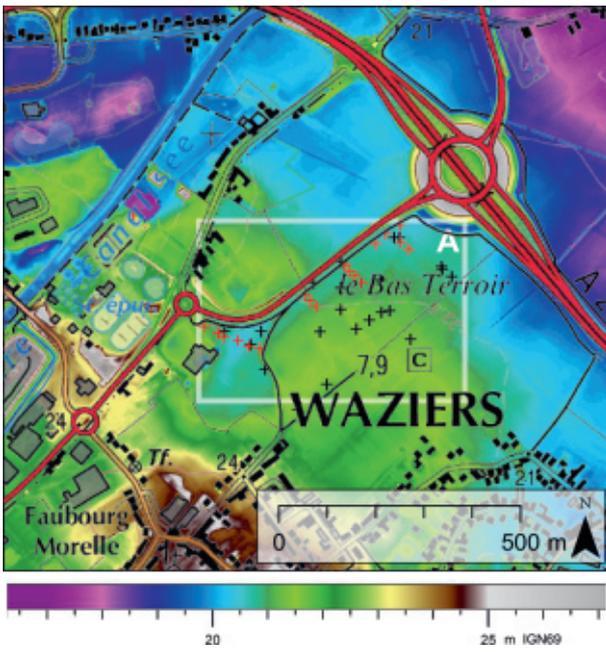


Figure 111 - Waziers « Bas Terroir » : microtopographie
 MNT d'après Lidar Scarpe (DREAL) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000
 croix rouges : observations personnelles
 croix noires : observations de tiers
 A : localisation de la figure 112

Figure 111 - Waziers "Bas Terroir": microtopography
 MNT after Scarpe Lidar (DREAL); overlay of the IGN map 1/25000
 red cross: personal observations
 black cross: third-party observations
 A: location of the figure 112

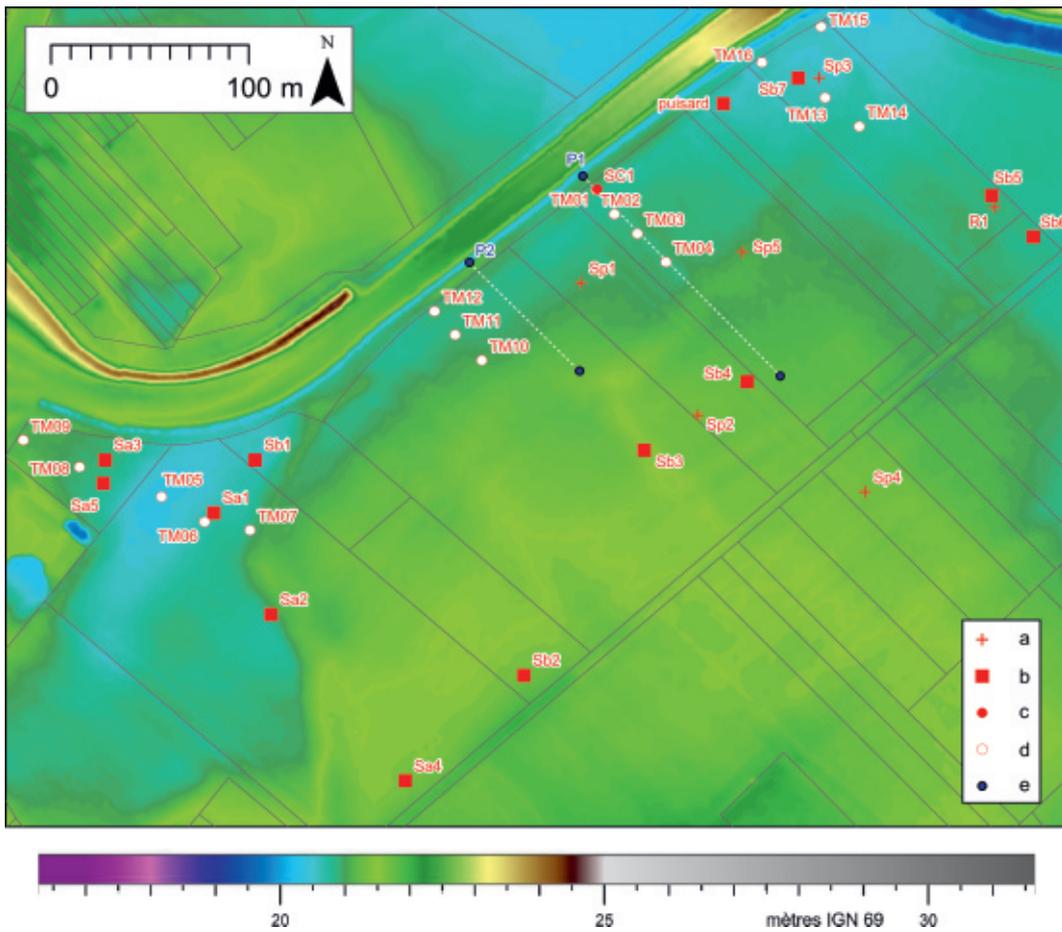


Figure 112 - Waziers « Bas Terroir » : localisation des observations
 a – sondage géotechnique
 b – sondage en puits à la pelle mécanique
 c – sondage carotté
 d – sondage à la tarière mécanique destructive
 e – extrémité des panneaux de résistivité

Figure 112 - Waziers "Bas Terroir": observations location
 a – geotechnic drilling
 b – excavator test pit
 c – core sample
 d – destructive drilling
 e – extremity of resistivity panel



Photo 55 - Waziers « Bas Terroir » : vue panoramique
vue vers le sud-est depuis le rond-point de la rocade minière
pendant le creusement du « puisard »
montage de plusieurs photos

Photo 55 - Waziers "Bas Terroir": panoramic view
view towards the south-east from the roundabout of the
mining area bypass
photos montage

(Antoine *et al.*, 2013). Il inclut en annexe deux tests palynologiques effectués sur des prélèvements du « puisard ». Une nouvelle opération programmée consistant cette fois en une exploration archéologique de la zone proche du sondage S5 est prévue pour le mois de juin 2014 (postérieurement à la rédaction de ces lignes). Les observations de Waziers sont enregistrées dans la BDL D sous les numéros 4183 à 4122 et 4230.

Nous présentons et résumons ici les principales données connues en début d'année 2014. Les observations sont localisées sur la figure 112.

1.2 Résultats

Un dépôt fluviatile travertineux et tourbeux a été observé sous trois mètres de formations fluvio-éoliennes. L'ensemble des observations et études (la malacologie, la palynologie, les macrorestes végétaux, la faune mammalienne et une date radiocarbone au-delà des limites de la méthode) concourt à attribuer un âge eemien (début et optimum) à la formation reconnue en sondages en puits, en sondages à la tarière mécanique et cartographiée par prospection géophysique. La conservation du dépôt est vraisemblablement rendue possible par une défluviation du débouché de la Scarpe dans sa plaine au cours du Weichselien. Des écoulements weichseliens ont remanié la partie supérieure du dépôt eemien. La partie supérieure de la sédimentation de la plaine est constituée d'un litage sablo-limoneux puis d'un fin dépôt loessique qui a masqué localement la présence d'un chenal peu profond. La fin de la sédimentation a oblitéré la présence d'une butte basse formée dans l'argile de Louvil. Celle-ci a cependant longtemps perduré dans le paysage pléistocène et a probablement cristallisé des occupations paléolithiques dont des industries sont retrouvées dans les dépôts eemiens en place ou remaniés.

A fluvial deposit of tufa and peat was observed under three meters of fluvio-aeolian formations. All of the observations and studies (malacologic, palynologic, plant macro-remains, mammalian fauna, and a radiocarbon date beyond the limits of the method) support a date from the (early and optimum) Eemian for the formation observed in test pits and drillholes and mapped by geophysical survey. The preservation of this deposit appears to have been due to a defluviation of the mouth of the Scarpe river during the Weichselian. The Weichseliens flows have reworked the upper Eemian deposit. The upper part of the plain sedimentation consists of sandy and silty beds overlain by a thin loess deposit which locally masked a shallow channel. The end of the sedimentation obliterated a low mound formed in the Louvil clay substratum. This mound had nevertheless long persisted in the Pleistocene landscape and probably patterned the Palaeolithic occupations whose industries are found in the in situ or reworked Eemian deposits.

1.3 Problématiques

- influence de la structure sur la position des axes fluviaux et sur le système morpho-sédimentaire en plaine ;
- dépôts eemiens à faible profondeur dans les plaines du bas-pays (cf. parties II.1-3.2 et II.1-5.1.2B) ;
- activité fluviatile et dépôt du Début Glaciaire weichselien en fond de vallée ? ;
- envahissement éolien des fonds de vallée au Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2A) ;
- activité fluviatile en fond de vallée à la fin du Pléniglaciaire supérieur (cf. partie II.2-4.3.2C).

2. Le sondage S5

2.1 Stratigraphie

Le sondage a été creusé en gradins les 14 et 15 février 2013 (figures 113 à 115 et photos 56 à 58). À l'issue de la première journée, les terrains rencontrés sont les suivants (figures 114).

- 1 – labour
- 2 – limon brun sombre
- 3 – limon noir
- 4 – limon loessique brun non calcaire
- 5 – limon loessique calcaire, carbonatation secondaire intense
- 6 – sable verdâtre très calcaire, carbonatation secondaire intense, petits graviers de craie épars vers le bas
- 7 – sable verdâtre très clair, en lits, en alternance avec des lits limoneux ; cryoturbations et fentes de gel syngénétiques en partie supérieure
- 8 – graviers de craie, sans matrice, limite inférieure érosive, quelques graviers de grès ; mise en place fluvatile ; présence de « paquets » tourbeux repris des niveaux sous-jacents
- 9 – limon gris avec graviers de craie très abondants, structuration cryogénique bien marquée, présence d'éléments de grande faune osseuse et pièces d'industrie lithique éparses ; limite inférieure érosive ; quelques litages ; mise en place fluvatile

10 – tourbe franche avec bois abondant, gros éléments (jusqu'à 0,1 m de diamètre, 1 m de long) ; présence d'une cupule de gland

11 – complexe fluvatile, tourbe litée avec lits de malacofaune en partie supérieure, passant latéralement à du limon, petit lit de limon clair travertineux, seconde partie tourbeuse avec petits éléments de faune abondants (avifaune ?), petits bois épars, limon sombre... ; l'ensemble est affecté par des fentes de tension

12 – limon très clair, calcaire

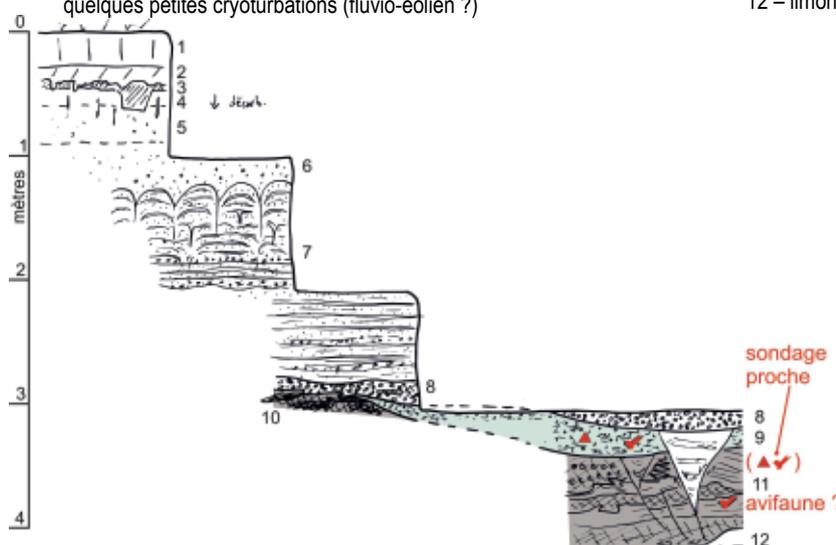
Nous pouvons synthétiser ces dépôts en trois grandes unités, avec, de haut en bas (figure 113) :

- A – formation fluvio-éolienne
- B – formation fluvatile à dominante graveleuse
- C – formation fluvatile à dominante organique

Yann Petite propose un relevé alternatif à l'issue de la deuxième journée avec le sondage qui a atteint la craie (figure 115) ainsi qu'une série d'analyses commentées sur le sédiment (Sergent et Petite, 2013).

Figure 114 - Waziers « Bas Terroir » : levé du S5 au 14 février 2013

- 1 – labour
- 2 à 4 – différents limons bruns à noirs, non calcaires
- 5 – loess calcaire
- 6 – sable calcaire avec craie (éolien ?)
- 7 – sable et limon régulièrement lité, fentes de dessiccation, quelques petites cryoturbations (fluvio-éolien ?)



- 8 – graviers de craie
- 9 – limon gris avec graviers abondants, structuration cryogénique
- 10 – tourbe à bois
- 11 – lits limono-tourbeux et travertineux, malacofaune, avifaune
- 12 – limon travertineux

Figure 114 - Waziers "Bas Terroir": drawing of S5 on february 14, 2013

- 1 – plough zone
- 2 to 4 - various non calcareous brown to black silt
- 5 – calcareous loess
- 6 – calcareous sand with chalk (aeolian?)
- 7 – evenly bedded sand and silt, frost cracks, a few small cryoturbations
- 8 – chalk gravels
- 9 – grey silt with numerous gravels, cryogenic structuration
- 10 – wood peat
- 11 – silt, peaty and calcareous tufa beds, malacofauna, avifauna
- 12 – calcareous tufasilt

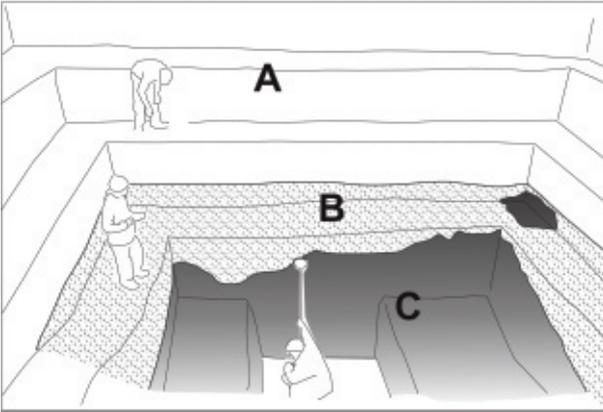


Figure 113 - Waziers « Bas Terroir » : vue générale de S5
 photo : Luc Vallin (SRA)
 vue générale en fin de journée du 15 février 2013
 subdivision des unités traversées en trois grandes formations :
 A – fluvio-éolien
 B – fluviale à dominante graveleuse
 C – fluviale à dominante organique (Eemien)

Figure 113 - Waziers "Bas Terroir": general view of S5
 photo: Luc Vallin (SRA)
 overview at the end of february 15, 2013
 subdivision of the units into three main formations :
 A – fluvio-aeolian
 B – gravely-dominant fluvial
 C – organic-dominant fluvial (Eemien)



Photo 56 - Waziers « Bas Terroir » : S5, détail des dépôts fluvio-éoliens
 unité 7 sur la figure 114

Photo 56 - Waziers « Bas Terroir » : S5, detail of fluvio-aeolian deposits
 unit 7, figure 114

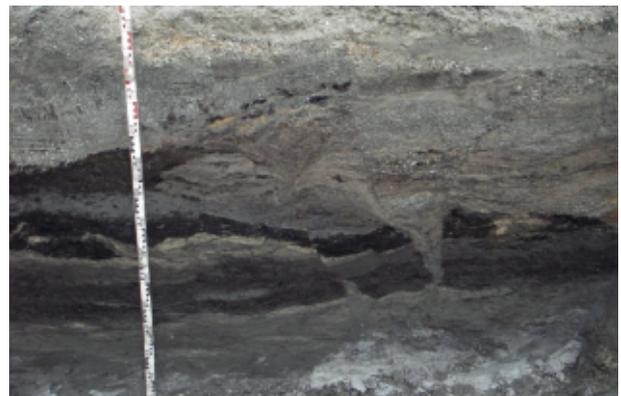


Photo 58 - Waziers « Bas Terroir » : S5, détail des dépôts organiques et travertineux
 base de la figure 114

Photo 58 - Waziers « Bas Terroir » : S5, detail of calcareous tufa and organic deposits
 see figure 114 bottom

Photo 57 - Waziers « Bas Terroir » : S5, apparition de la tourbe à bois
 apparition de l'unité 10 sur la figure 114

Photo 57 - Waziers « Bas Terroir » : S5, first appearance of wood peat
 first appearance of unit 10, see figure 114

2.2 Xylologie (étude A. Dietrich)

Les bois proviennent des unités 10 et 11 du sondage S5 (figure 114). Leur dureté manifeste provient d'une contraction des tissus ligneux. Seuls les gros vaisseaux et autres cellules massives sont bien conservés. Le contraste est important entre les petites structures fibrillaires et ces objets aux parois plus épaisses. Le contraste entre des zones dures et compressées, qui étaient les plus tendres du bois vivant, et des zones plus poreuses et maintenant plus résistantes mécaniquement (en particulier à la pression transversale) modifie fortement les mesures, y compris les prises de diamètres et de longueurs des pièces de bois. La détermination demande donc un temps bien plus long que pour des bois archéologiques quaternaires dont nous avons l'habitude.

Seul un échantillon a pu être déterminé dans le temps imparti. Le bois n° 76 (figure 114, unité 11) est du peuplier « *Populus Sp* ». La face transversale nous indique bien la répartition des vaisseaux avec des alignements radiaux. Les cernes annuels ne peuvent être observés. Les rayons monosériés sont très réguliers et bien visibles sur la coupe tangentielle. Les champs de croisement de la coupe radiale correspondent à ceux des peupliers.

2.3 Étude de la faune

La faune mammalienne issue du sondage S5 a en outre été étudiée par S. Louguet-Lefebvre (DAPCAD) (Sergent et Petite, 2013 ; page 75 à 82) et l'avifaune par Camille Lehnebach (DAPCAD) (Sergent et Petite, 2013 ; page 82 à 87).

Les animaux suivants ont pu être déterminés :

— Aurochs (*Bos primigenius* Bojanus 1827) : S5, figure 115 niveaux I3 + S4, équivalent à unité « M » de la figure 115 ;

— Chevreuil (*Capreolus capreolus* Linné 1758) : S5, figure 115 niveaux M8, M3 et I3 ;

— Cerf (*Cervus elaphus* Linné 1758) S5, figure 115 niveau K2 ;

— Anatidés dans les niveaux M8 et M9 de la figure 115, avec suspicion de la présence, d'une part, du Garrot sonneur (*Bucephala clangula* Linné 1758) ou du Harle piette (*Mergellus albellus* Linné 1758) ou du Harle huppé (*Mergus serrator* Linné 1758), et d'autre part, du Canard colvert (*Anas platyrhynchos* Linné 1758) ou du Canard pilet (*Anas acuta* Linné 1758) ou du Canard siffleur (*Anas penelope* Linné 1758).

3. Le sondage « puisard »

Le sondage a été creusé en gradins le 18 avril 2013. En raison de l'instabilité des parois, seule la partie supérieure a pu être levée directement.

3.1 Stratigraphie

La stratigraphie observée peut être décrite de la manière suivante (figures 116 et 117 et photo 59) :

3.1.1 Partie observée en coupe :

- 1 - sol de surface : horizon de labour (0,3 m)
- 2 - sol de surface : horizon argileux décarbonaté compact (Bt) (1 m), issu de la décarbonatation de l'unité 3
- 3 - limons loessiques calcaires (0,2 à 0,3 m)

- 4 - sable terne verdâtre (0,7 m), issu de la décarbonatation de 5 (latéralement, double limite de décarbonatation issue du contraste textural entre 3 et 5 et d'une probable circulation latérale des eaux de lessivage)
- 5 - sable lité à grandes stratifications faiblement obliques soulignées par des concentrations calcaires (supérieur à 0,7 m)
- 6 - sable calcaire lité, quelques lamines limoneuses (0,6 m)
- 7 - sable moyen à grossier, régulièrement lité, discordant par rapport 8, rétention d'une nappe perchée
- 8 - lits de sédiments fins, limono-argileux, gris bleutés (0,2 m)
- 9 - sables limono-organiques lités, gris, litages réguliers plus sombres avec présence épisodique de fragments de tourbe remaniée, coquilles de mollusques brisées (0,6 m)

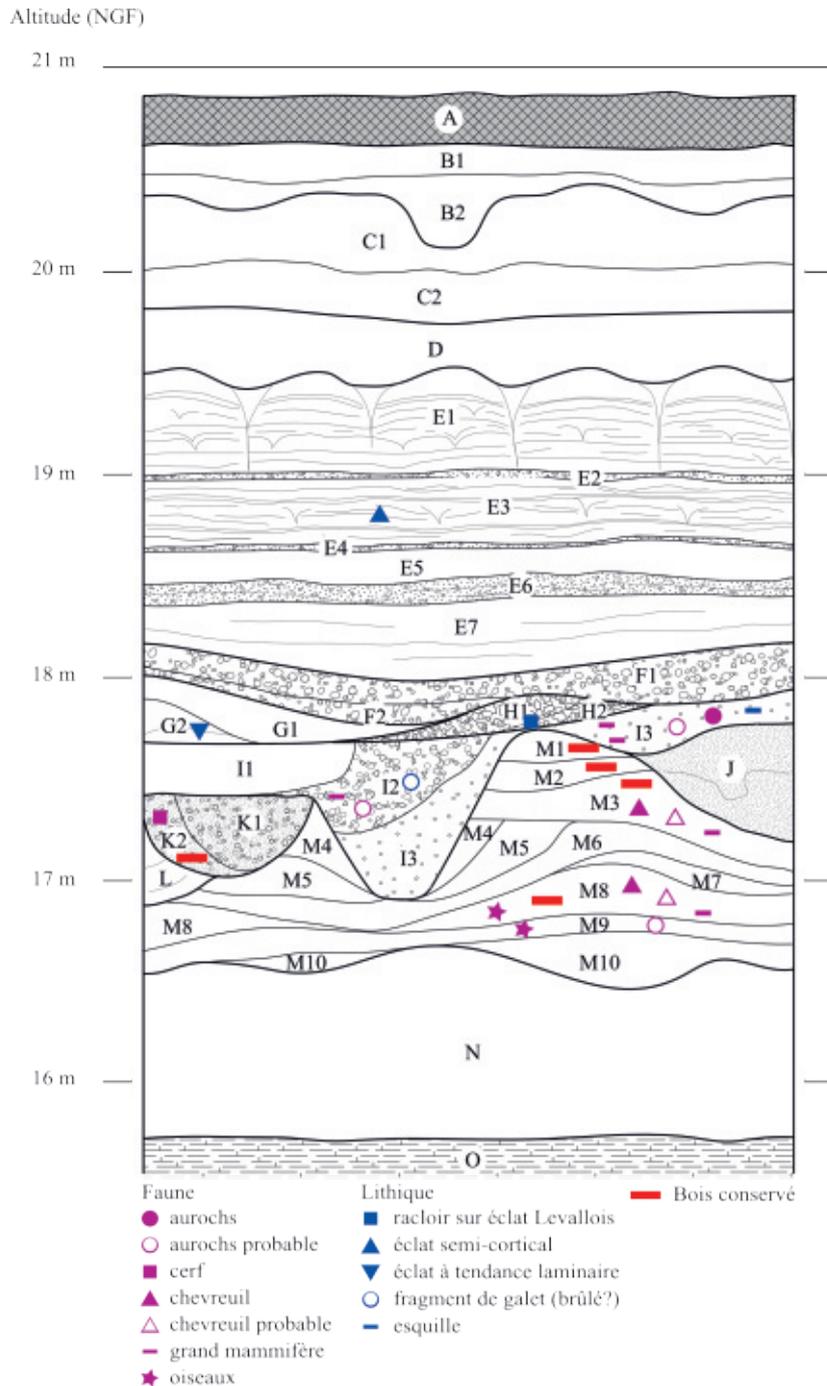


Figure 115 - Waziers « Bas Terroir » : levé du S5 par Yann Petite (DAPCAD)

(Sergent et Petite, 2013)

- A – humus
- B – dépôts de colluvions et anthroposols
- C – dépôt éolien
- D – sable limoneux avec graviers épars
- E – dépôts fluviatiles éoliens
- F – dépôts fluviatiles à importantes charges sédimentaires
- G – dépôt fluviatile de régime calme
- H – dépôts alluviaux de régime torrentiel
- I – alternance de dépôts de versant et de dépôts alluviaux
- J – sable fin lité
- K – sables entrecroisés
- L – séquence alluvionnaire
- M – ensemble holorganique
- N – limon argileux
- O – substrat crayeux sénonien

Figure 115 - Waziers "Bas Terroir": S5 drawing by Yann Petite (DAPCAD)

(Sergent et Petite, 2013)

- A – humus
- B – colluvial deposits and anthroposols
- C – eolian deposit
- D – silty sand with scattered gravels
- E – fluvio-aeolian deposits
- F – fluvial deposits (heavy sediment load)
- G – low energy fluvial deposit
- H – high energy fluvial deposit
- I – alternating slope deposits and alluvial deposits
- J – bedded fine sand
- K – cross-bedded sands
- L – alluvial sequence
- M – "holorganic" (mainly organic constituents) complex
- N – clayed silt
- O – Senonian chalky substratum

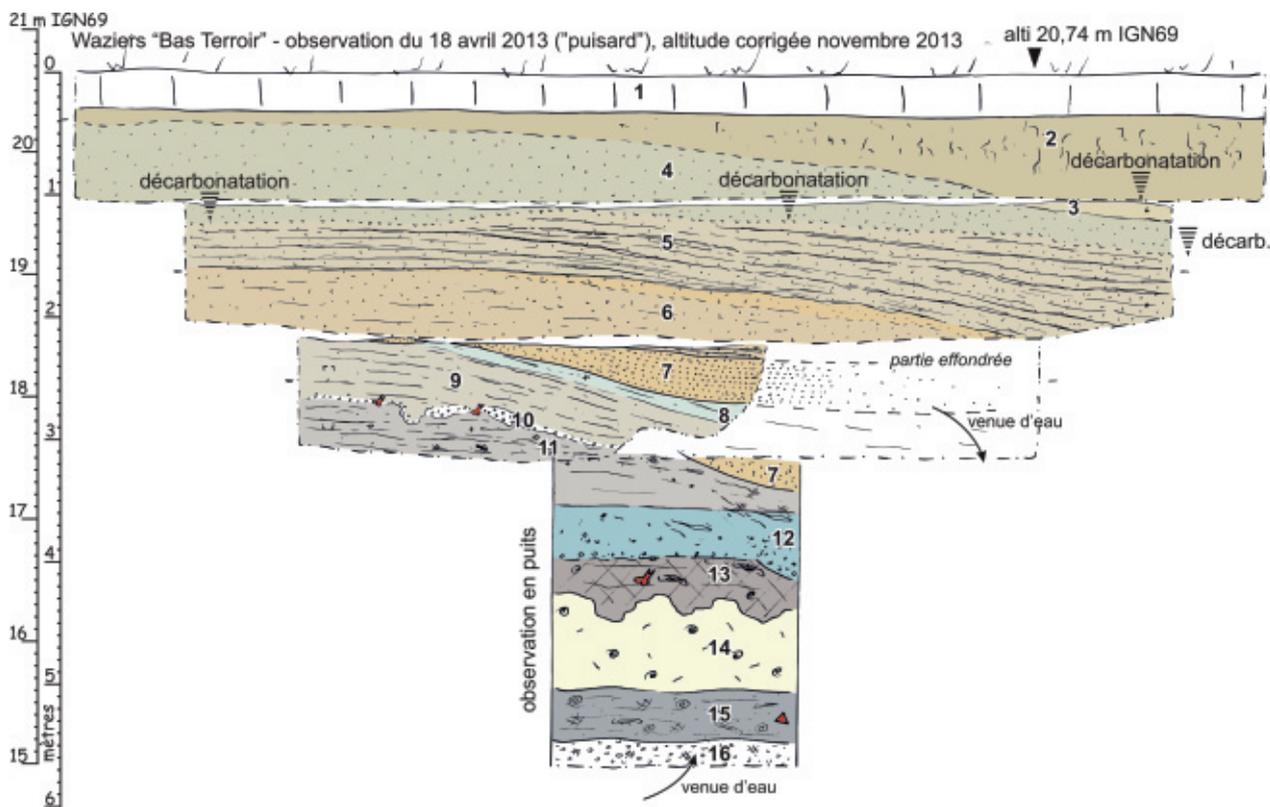


Figure 116 - Waziers « Bas Terroir » : levé du puisard

- 1 – labour
- 2 – loess non calcaire
- 3 – loess calcaire
- 4 – sable verdâtre (id. 5 mais décarbonaté)
- 5 – sable calcaire lité
- 6 – id. 5 avec lamines limoneuses
- 7 – sable moyen à grossier
- 8 – sédiment fin bleuté
- 9 – sable limono-organique lité, fragments de tourbe remobilisés
- 10 – graviers
- 11 – id. 9, plus sombre et éléments organiques plus abondants
- 12 – sable et limon bleu, graviers de craie
- 13 – tourbe limoneuse
- 14 – limon travertineux
- 15 – sable limono-organique gris-vert
- 16 – graviers de craie roulés

- 10 - lit graveleux (craie et grès glauconieux), présence de faune mammalienne osseuse remaniée
- 11 - id. 9, de plus en plus sombre vers le bas, multiplication des éléments organiques (tourbe et bois) remaniés (environ 0,5 m)

3.2.2 Partie observée en puits :

- 12 - graviers de craie dans une matrice sablo-limoneuse gris-bleu, nombreux bois remaniés, l'unité érode des formations sous-jacentes
- 13 - tourbe silteuse brune à bois flottés et mollusques (environ 1 m)

Figure 116 - Waziers "Bas Terroir": drawing of "puisard"

- 1 – plough zone
- 2 – non calcareous loess
- 3 – calcareous loess
- 4 – greenish sand (id. 5 but decarbonated)
- 5 – bedded calcareous sand
- 6 – id. 5 with fine silty laminae
- 7 – medium to coarse grain sand
- 8 – blue fine sediment
- 9 – bedded silty organic sand, redeposited peat fragment
- 10 – gravels
- 11 – id. 9, darker with more abundant organic elements
- 12 – sand and blue silt, chalk gravels
- 13 – silty peat
- 14 – calcareous tufa silt
- 15 – grey-green silty organic silty sand
- 16 – rounded chalk gravels

- 14 - limons sableux carbonatés homogènes à faciès tuffacé fin avec restes de bois et mollusques (environ 0,8 m)
- 15 - sables silto-organiques gris-vert à débris végétaux et mollusques (environ 0,8 m)
- 16 - graviers de craie roulés, quelques graviers de grès glauconieux, rares silex, matrice limono-sableuse, présence de petits débris tourbeux et de fragments végétaux au sein de l'unité (supérieurs à 0,2 m), venue d'eau

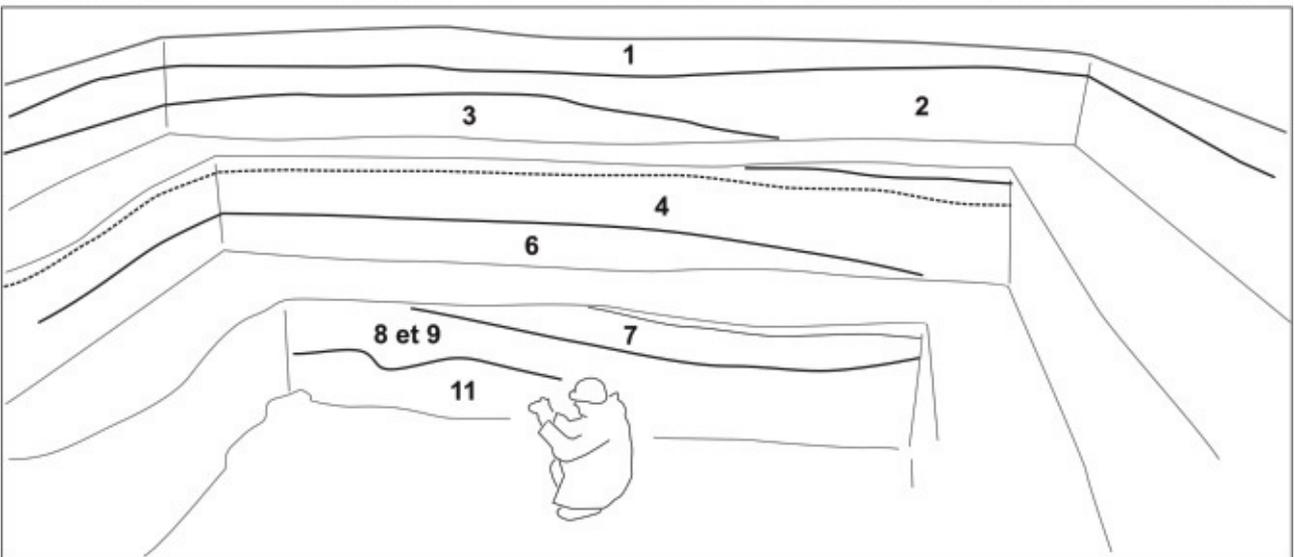


Figure 117 - Waziers « Bas Terroir » :
partie supérieure du
« puisard »
légende : voir figure 116

Figure 117 - Waziers "Bas Terroir":
upper portion of "puisard"
key: see figure 116



Photo 59 - Waziers « Bas Terroir » :
« puisard »
photo : Pierre Antoine (CNRS)

Photo 59 - Waziers "Bas Terroir":
"puisard"
photo: Pierre Antoine (CNRS)

3.2.3 Commentaires

Sous le sol de surface (décarbonatation environ 1,2 m), une couverture limoneuse homogène (0,5 m) passe progressivement à des dépôts fluvi-éoliens, puis, à partir d'environ 3 m de profondeur, à un ensemble de dépôts fluviatiles fins organiques et de limon travertineux à mollusques. Le tout repose en profondeur sur des formations fluviatiles gravo-craieuses (craie franche non atteinte). Les dépôts fluviatiles fins à dominante organique sont associés à une morphologie de barre de méandre soulignée par les stratifications obliques faiblement inclinées observées dans leur partie sommitale.

La texture et la géométrie des dépôts (figure 117) indiquent la présence d'un chenal finalement comblé par le loess. Le loess s'épaissit dans le chenal et est très peu épais en dehors. Toutefois, il couvre toute la zone.

3.2 Malacologie (étude N. Limondin-Lozouët)

3.2.1 Les données

Six échantillons de 4,5 kg chacun ont été tamisés à l'eau sur une maille de 500 microns. Les unités 15, 14 et 13 ont livré une faune abondante et bien conservée. Celle de l'unité 14, en particulier, était tellement riche que seul un

quart du résidu de tamis a été trié, les effectifs décomptés ont ensuite été multipliés par 4 pour valider la comparaison des données quantitatives avec les autres échantillons. Les unités supérieures 12 et 11 n'ont, en revanche, donné que quelques dizaines de coquilles, en assez bon état dans l'unité 12 à granules calcaires, mais nettement corrodées dans le dépôt de limon sableux organique gris-vert dénommé unité 11.

Le tableau de la liste de faunes (table 20) et les graphiques (figures 118 et 119) montrent le recensement d'un minimum de 12 espèces terrestres et 19 mollusques aquatiques. La distribution des effectifs indique une nette prédominance du milieu aquatique et permet d'identifier l'unité 14 comme l'épisode le plus favorable au développement des faunes de mollusques. Au tamisage, le résidu de ce dépôt s'est révélé être composé presque exclusivement d'oospores de characées, ce qui signale un milieu particulièrement calme et garantit le caractère in situ de la faune récoltée.

Sur le diagramme détaillé, tous les échantillons ont été documentés mais les données des deux prélèvements supérieurs, qui ne sont statistiquement pas représentatives des communautés malacologiques, apparaissent en gris clair. De l'unité 15 à l'unité 13, le développement des malacofaunes présente une organisation en escaliers qui illustre la diversification régulière et rapide des cortèges. Cette évolution des communautés correspond à des situations de colonisation des biotopes et

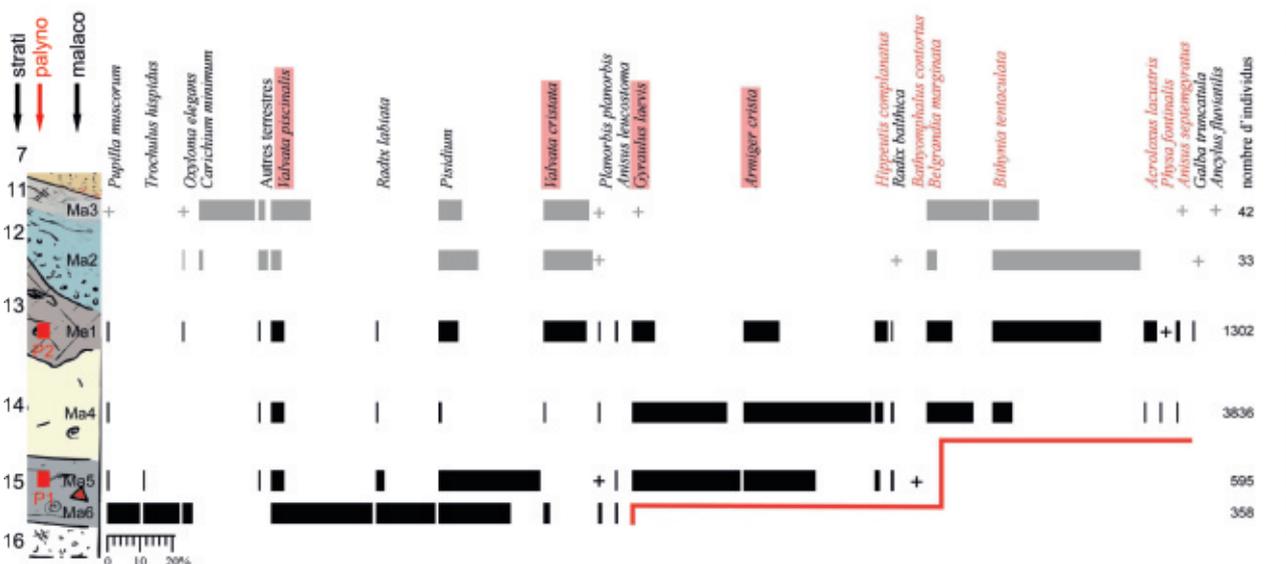


Figure 118 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », décompte et localisation des espèces de malacofaune et localisation des tests palynologiques les espèces sur fond rouge sont des mollusques pionniers, les espèces en rouge sont des thermophiles plus exigeants qui requièrent des conditions climatiques interglaciaires

Figure 118 - Waziers "Bas Terroir": "puisard", count and location of the malacofauna species and location of the palynological tests P1 and P2 species on red background are pioneer shellfish species; species in red are more thermophilic and require interglacial climatic conditions

s'observe régulièrement lors des changements climatiques de phase froide vers une phase tempérée. À la base de l'unité 15, l'échantillon Ma6 contient une fraction notable de mollusques terrestres qui regroupe des espèces à large valence écologique (*Pupilla muscorum*, *Trochulus hispidus*, *Oxyloma elegans*), capables de survivre en France septentrionale durant les phases froides et humides (Puisségur, 1976 ; Limondin-Lozouët, 2002b). Parallèlement, la fraction aquatique est composée d'espèces assez communes durant le Quaternaire mais surtout recensées durant les interstades et les interglaciaires (*Valvata piscinalis*, *V. cristata*, *Radix labiata*), puis dès la partie supérieure de l'unité 15, dans l'échantillon Ma5, le cortège malacologique s'enrichit de gastéropodes pionniers que l'on trouve fréquemment au début des phases tempérées interglaciaires (*Gyraulus laevis*, *Armiger crista*) (Gittenberger *et al.*, 1998).

Dans l'unité 14, les effectifs explosent, le milieu très calme est favorable au développement des populations malacologiques qui s'enrichissent de nouvelles espèces caractéristiques des phases interglaciaires (*Hippeutis complanatus*, *Bithynia tentaculata*, *Physa fontinalis*) parmi lesquelles deux sont particulièrement notables (*Belgrandia marginata* et *Anisus septemgyratus*) car elles n'existent plus dans les cortèges holocènes de la région et signent l'attribution des dépôts à une phase interglaciaire du Pléistocène. Ces deux espèces font partie des cortèges récoltés dans les dépôts interglaciaires du Pléistocène moyen et récent de

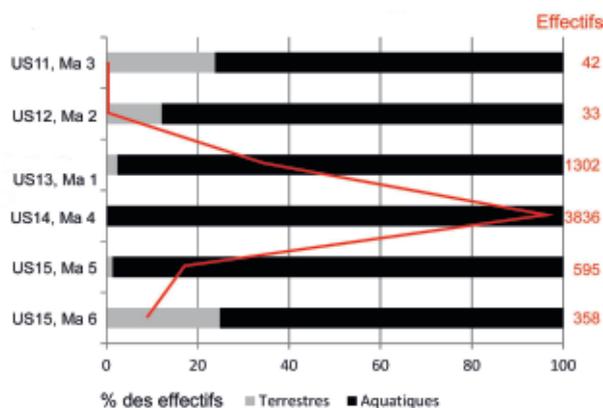


Figure 119 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », diagramme des effectifs de malacofaunes

la ligne rouge souligne le développement quantitatif et qualitatif rapide des faunes, typique d'une phase de recolonisation des milieux en début de réchauffement

Figure 119 - Waziers "Bas Terroir": "puisard", diagram of the malacofauna numbers

the red line highlights the rapid quantitative and qualitative increase of fauna typical of environmental recolonisation at the beginning of a warming

Unités	15	15	14	13	12	11
Echantillons	6	5	4	1	2	3
<i>Carychium minimum</i>				12		7
<i>Succinella oblonga</i>					1	
<i>Oxyloma elegans</i>	12			3	2	1
<i>Vertigo</i> sp.				1	1	
<i>Pupilla muscorum</i>	37	5	4	5		1
<i>Vallonia enniensis</i>				7		
<i>Vallonia pulchella</i>		1				
<i>Discus rotundatus</i>						1
Zonitidae				1		
Limaces				1		
<i>Trochulus hispidus</i>	40	2				
<i>Arianta arbustorum</i>			4			
<i>Arianta/Cepaea</i>				1		
Effectifs terrestres	89	8	8	31	4	10
Espèces terrestres	3	3	2	8	3	4
<i>Belgrandia marginata</i>			540	102	1	8
<i>Valvata cristata</i>	8		24	171	5	6
<i>Valvata piscinalis</i>	110	26	180	60	1	5
<i>Bithynia tentaculata</i>			236	441	15	6
<i>Galba truncatula</i>				5	1	
<i>Radix labiata</i>	66	16	8	2		
<i>Radix balthica</i>		8	40	9	1	
<i>Planorbis planorbis</i>	2	1	4	8	1	1
<i>Anisus septemgyratus</i>			8	14		1
<i>Anisus leucostoma</i>	5	5		20		
<i>Bathyomphalus contortus</i>		1				
<i>Gyraulus laevis</i>	199	1128		90		1
<i>Armiger crista</i>	133	1488		153		
<i>Hippeutis complanatus</i>	9	112		58		
<i>Acroloxus lacustris</i>			12	54		
<i>Physa fontinalis</i>			8	1		
<i>Ancylus fluviatilis</i>						1
<i>Pisidium</i> sp.	78	179		74	4	3
<i>Pisidium nitidum</i>			28			
<i>Pisidium milium</i>		10	12	9		
Effectifs aquatiques	269	587	3828	1271	29	32
Effectifs totaux	358	595	3836	1302	33	42

Table 20 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », liste des malacofaunes de l'observation Waziers

Table 20 - Waziers "Bas Terroir": "puisard", list of the malacofauna Waziers observation

la région (Limondin-Lozouët et Antoine, 2006 ; Limondin-Lozouët *et al.*, 2006 ; Antoine *et al.*, 2006). Le même cortège se maintient dans l'unité 13.

Les deux prélèvements supérieurs sont beaucoup moins riches et ne permettent pas une interprétation paléoenvironnementale fiable mais on notera la persistance des espèces aquatiques diagnostiques d'une phase interglaciaire pléistocène. De plus, l'occurrence de *Discus*

rotundatus dans l'échantillon sommital Ma 3 (table 20) vient renforcer cette observation. Cette espèce terrestre appartient aux cortèges des mollusques forestiers qui recolonisent les zones périglaciaires septentrionales de France au cours de la première partie des interglaciaires (Limondin-Lozouët, 2011).

3.2.2 Interprétation

Ces premières données malacologiques documentent une reconstitution préliminaire des paléoenvironnements contemporains de la séquence de Waziers et des ambiances climatiques dans lesquelles ils se sont développés. À la base de l'unité 15, les cortèges malacologiques présentent un caractère pionnier qui peut s'accorder à des conditions climatiques de transition de type interstadaire comme le suggèrent les espèces aquatiques déjà présentes. Très rapidement, dès la deuxième partie de l'unité, la tendance au réchauffement climatique se confirme par l'arrivée de nouvelles espèces à caractère thermophile. L'enrichissement rapide tant quantitatif que qualitatif des malacofaunes est un critère classique des recolonisations de biotopes en début d'interglaciaire. Les premiers indices d'occupation humaine apparaissent contemporains de cet épisode. De la base vers le sommet, la tourbière s'étend, les éléments de berge terrestre encore présents dans l'échantillon Ma6 disparaissent dès Ma5. De même, les résidus de tamis contiennent une fraction minérale encore notable à la base mais qui disparaît au sommet de l'unité, tandis que les ostracodes se développent et que la fraction végétale augmente. Le milieu est une tourbière en eau mais bien oxygénée. L'épisode suivant (unité 14) est marqué par le développement d'un herbier à charophytes comme l'indique la prolifération d'oospores calcifiées dans le résidu de tamis. Actuellement dans les pièces d'eau nouvellement créées, les herbiers à charophytes sont les premiers à s'installer, l'évolution naturelle tend, dans un premier temps, vers une diversification en espèces de charophytes et, dans un second temps, vers leur régression au profit d'espèces de phanérogames aquatiques ou des végétations d'hélophytes de bord des eaux (Syndicat mixte du Pays Aigoual Cévennes Vidourle - SMPACV, 2014). À Waziers, la végétation de l'unité 14

présente un caractère monospécifique, elle correspond à un milieu très stable à faible dynamique qui pourrait s'apparenter à un plan d'eau fermé. C'est tout au moins une zone où la circulation hydrologique est très limitée. De ce fait, la malacofaune qui s'y trouve conservée est extrêmement abondante et en très bon état, elle est fortement dominée par des espèces qui colonisent les plantes aquatiques. Surtout, la présence de certaines espèces repères confirme l'attribution de cette séquence à un Interglaciaire Pléistocène. Plus précisément, il est remarquable de souligner que la liste des espèces aquatiques récoltées à Waziers est, à une ou deux exceptions près, identique à celle du site de Caours par ailleurs bien daté de l'Eemien (Antoine *et al.*, 2006). Les données malacologiques sont ici en bon accord avec les premières conclusions tirées des observations et interprétations morphostratigraphiques pour l'attribution chronologique du site de Waziers (Antoine et Deschodt, 2013). Dans l'unité 13 de tourbe à bois, les mêmes malacofaunes se maintiennent, le développement de la population de *Bithynia tentaculata* au détriment de *Gyraulus laevis* et *Armiger crista* indique une circulation hydrologique plus active bien que le milieu reste calme. Des restes d'occupation humaine ont également été observés dans cette unité. Les deux unités supérieures marquent une nette augmentation de la dynamique hydrologique qui entaille les dépôts précédents. Les dépôts nettement plus grossiers (unité 12) livrent des faunes malacologiques partiellement déplacées et moins bien conservées (unité 13). Cette variation du régime reste contemporaine de l'Interglaciaire.

En conclusion, les données malacologiques confirment le caractère tempéré interglaciaire des conditions climatiques contemporaines de la séquence de Waziers tant par la dynamique d'évolution des populations malacologiques que par la composition des cortèges. Une forte similitude avec les cortèges aquatiques de l'Eemien de Caours est soulignée. Les malacofaunes suggèrent que l'occurrence de la première occupation humaine repérée (unité 15) se place au tout début du réchauffement tandis que le second niveau (unité 13) serait contemporain d'une phase plus avancée de l'Interglaciaire.

3.3 Test palynologique (étude A. Gauthier)

Les deux tests réalisés sur le site de Waziers montrent une forte concentration pollinique (table 21).

L'échantillon n° 1 (base, unité stratigraphique 15, équivalent échantillon Ma5) se caractérise par la dominance des herbacées (76 %) parmi lesquelles *Artemisia* atteint 21 % ; elle est associée à d'autres taxons steppiques et

xérophiles/héliophiles comme *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Asteraceae*, *Thalictrum* et *Selaginella*. Parmi les arbres, *Betula* domine (11 %) et est accompagné de *Juniperus*, *Salix* et *Pinus*. Ce spectre peut refléter l'image d'une végétation steppique dans laquelle quelques taxons arborés pionniers sont présents.

L'échantillon n° 2 (tourbe, unité stratigraphique 13, équivalent échantillon Ma1) montre une légère dominance des arbres (62 %) parmi lesquels *Ulmus* est important (35 %) et dans une

TAXONS	n°2 - ST16-09.013		n°1 - Unit15Sup-5malaco	
	Nombre	Pourcentage	Nombre	Pourcentage
CUPRESSACEAE			9	3,53
<i>Pinus</i>	57	19,93	13	5,10
<i>Betula</i>	8	2,80	29	11,37
<i>Corylus</i>	4	1,40		
<i>Quercus caducifolié-type</i>	4	1,40		
<i>Rhamnus</i>	2	0,70		
<i>Populus</i>			1	0,39
<i>Salix</i>	1	0,35	8	3,14
<i>Ulmus</i>	100	34,97		
PA	176	61,54	60	23,53
AMARANTHACEAE-CHENOPODIACEAE-type			1	0,39
APIACEAE			4	1,57
ASTERACEAE FENESTRE-type			2	0,39
ASTERACEAE ECHINULE-type			1	0,78
<i>Artemisia</i> -type			1	0,39
<i>Artemisia</i>	1	0,35	54	21,18
BRASSICACEAE			1	0,39
<i>Callitriche</i>	1	0,35	1	0,39
<i>Cannabis-Humulus</i> -type	1	0,35		
<i>Helianthemum</i>			1	0,39
CYPERACEAE	9	3,15	56	21,96
<i>Cladium</i>	1	0,35		
FABACEAE	1	0,35		
<i>Myriophyllum</i>			1	0,39
<i>Myriophyllum verticillatum</i> -type	2	0,70		
POACEAE	85	29,72	55	21,57
<i>Rumex</i>			3	1,18
<i>Potamogeton</i>	1	0,35		
RANUNCULACEAE			2	0,78
<i>Thalictrum</i>			6	2,35
ROSACEAE	1	0,35		
RUBIACEAE			1	0,39
<i>Sparganium-Typha</i> -type	6	2,10	4	1,57
<i>Typha latifolia</i>	1	0,35	1	0,39
PNA	110	38,46	195	76,47
MONOLETES LISSES	244	45,78		
TRILETES LISSES	1	0,19	2	0,77
<i>Selaginella</i>			1	0,38
INDETERMINABLES	2	0,38	3	1,15
SOMME DE BASE	286		255	
NOMBRE TOTAL	533		261	
NOMBRE DE TAXONS POLLINIQUES	19		23	
CONCENTRATION SPORO-POLLINIQUE	416.406		12.946	
<i>Botryococcus</i>			1	0,38
<i>Pediastrum</i>			1	0,38
NOMBRE TOTAL + ALGUES	533		263	
% observé	0,04		0,48	

Table 21 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », tests palynologiques
localisation : voir figure 118

Table 21 - Waziers "Bas Terroir": "puisard", palynological tests
for location : see figure 118

moindre mesure *Pinus* (20 %). Quelques notations de *Quercus* et *Corylus* sont également enregistrées. Les herbacées sont dominées par les *Poaceae* et diverses herbacées de milieux humides. Ce spectre peut correspondre à un

début de cycle forestier, lors de la diffusion de *Quercus* et *Corylus* avant le maximum du développement des arbres et de leur diversification.

4. Les prospections géophysiques

Les sondages de résistivité ont été menés par Clément Virmoux et Guillaume Hullin selon deux méthodes différentes lors de la campagne archéologique programmée (Antoine *et al.*, 2013).

4.1 Panneaux électriques (étude C. Virmoux)

Nous avons effectué deux panneaux électriques respectivement de 143 m et 79 m avec un espacement entre électrodes de 1 m ce qui nous permet d'atteindre une profondeur d'environ 7 m tout en ayant une bonne résolution. Les données ont été acquises selon le protocole Schlumberger permettant un bon compromis entre résolution et profondeur d'investigation. Les panneaux ont été positionnés de manière à recouper perpendiculairement la structure « paléochenal » supposée ainsi qu'en tenant compte des contraintes du site (emprise de la fouille et merlon notamment). La topographie des profils a été levée et a été corrigée en post-traitement à partir des données de la station IGN du réseau RGP située à Mérignies (15 km de Waziers).

Les données sont de bonne qualité (erreur RMS faible). Quelques points de mesure ont dû être supprimés au niveau du chemin (nord-ouest des profils) à cause d'une forte résistance de contact des électrodes à ce niveau (chemin très sec) ; de l'eau a été utilisée pour améliorer le contact électrique de ces électrodes. On notera aussi quelques anomalies de résistivité très superficielles à proximité des électrodes. Ces anomalies sont liées à la sécheresse du sol à proximité des électrodes.

Les deux profils présentent des traits similaires. Un milieu très conducteur (environ 10 Ohm.m, « 1 » sur les panneaux) à partir de 3,5 m de profondeur qui semble plonger vers le nord-ouest sur le panneau 1 (figure 120) mettant ainsi en

évidence la structure paléochenal comblée par un matériel plus résistant (20-30 Ohm.m, « 2 » sur les panneaux). Sur le panneau 2, le milieu très conducteur semble s'arrêter plus brusquement vers le nord-ouest pour laisser place à un matériel plus résistant mais la forme caractéristique d'un paléochenal est moins marquée.

Sur les deux panneaux, un matériel de même résistivité (« 3 » sur les panneaux) que le comblement du paléochenal est connecté à celui-ci et va reposer sur le milieu très conducteur. Dans cette couche, nous observons quelques lentilles plus résistantes notamment sur le panneau 1. Enfin, en surface, on observe une couche relativement conductrice (« 4 » sur les panneaux) sur le panneau 1 avec une passée légèrement plus résistante entre 88 et 120 m. Sur le panneau 2, la différence de résistivité en surface à 27 m s'explique par le début du décapage à ce niveau vers le sud-est.

4.2 EM31 (étude G. Hulin)

L'EM31 est un équipement géophysique portable qui permet de mesurer en continu la conductivité électrique moyenne des premiers mètres de terrain (environ 4 m à 6 m). Rlié à un GPS, il débouche sur une cartographie de ce paramètre sur la surface totale de l'emprise (figure 121). Dans un contexte caractérisé par une topographie plane et par la présence d'une nappe phréatique à faible profondeur comme à Waziers (environ -3 m), la conductivité électrique des terrains traduit essentiellement la sédimentologie des dépôts et plus particulièrement leur teneur en argile (valeurs maximales de conductivité électrique dans les niveaux les plus argileux). Dans le cas du site de Waziers, les écarts entre les valeurs maximales et minimales sont très importants et permettent de mettre en évidence un « dôme » central caractérisé par de fortes valeurs de conductivité bordé par une structure chenalisée longeant la route selon un axe nord-ouest/sud-ouest

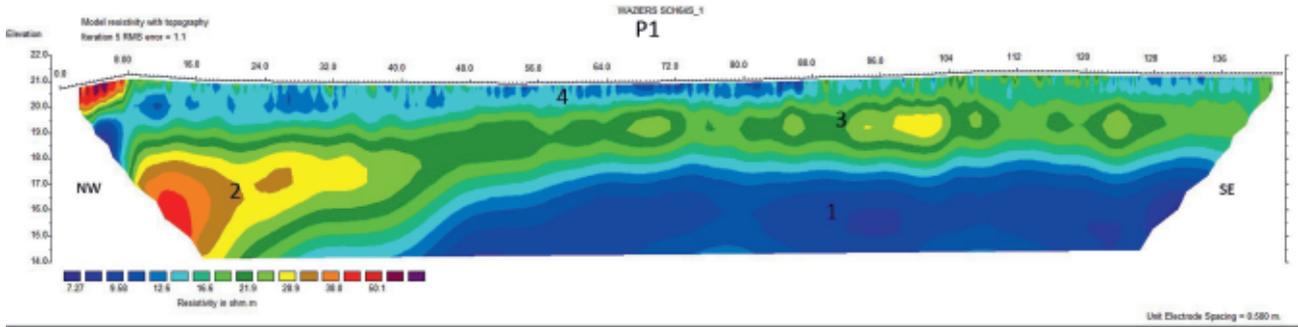


Figure 120 - Waziers « Bas Terroir » : panneau de résistivité n°1
localisation sur la figure 112

Figure 120 - Waziers "Bas Terroir": resistivity panel #1
for location: see figure 112

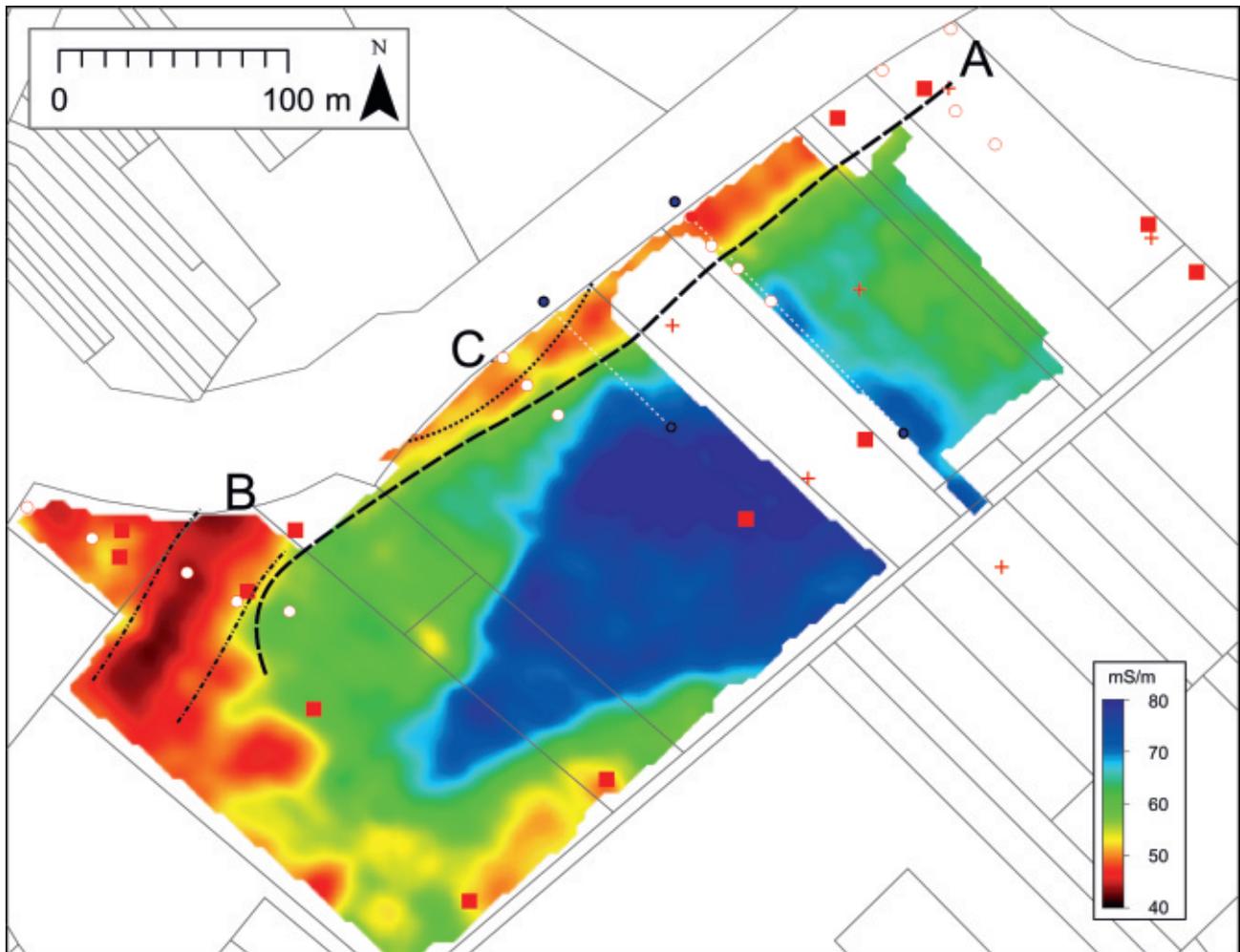


Figure 121 - Waziers « Bas Terroir » : cartographie de la résistivité des premiers mètres du sol acquise via l'EM31 et interprétation

- A – limite d'observation de l'argile de Louvil en sondage
- B – axe de creusement maximum dans le substrat ante-quaternaire
- C – absence des formations eemiennes, érosion probable par une activité fluviale du Pléniglaciaire weichselien

Figure 121 - Waziers "Bas Terroir": resistivity map of the first meters of soil acquired by EM31 and its interpretation

- A – limit of Louvil clay observation in test pits and cores
- B – maximum incision axis in the the ante-Quaternary substratum
- C – no Eemian formations, probably eroded by Weichselian Pleniglacial fluvial activity

et où les valeurs sont beaucoup plus faibles. Une zone à très faible conductivité se distingue aussi au sud-ouest de l'emprise étudiée. D'une manière générale, les faibles valeurs de conductivité caractérisent les sédiments sablo-limoneux calcaires plus ou moins organiques, les tufs calcaires et les tourbes dans les zones chenalées en bon accord avec les observations effectuées dans le puisard. Cependant, des valeurs très faibles de conductivité peuvent aussi indiquer la présence, à faible profondeur, du substratum crayeux, de dépôts crayeux de versant ou encore de graviers fluviaux. Si l'association entre des valeurs faibles dans la bande suivant la route (en rouge sur la carte) et une structure de chenal fluviale est

certaine, compte tenu des données du puisard localisé dans sa partie nord-ouest, dans la partie sud-ouest de la parcelle, l'association avec une structure du même type est plus délicate. Il n'a été possible de trancher qu'après avoir effectué les différents sondages à la tarière (*infra*). On remarque aussi une très bonne corrélation entre la carte de conductivité et celle de la microtopographie (LIDAR), qui se manifeste par des altitudes systématiquement plus faibles au niveau des zones de chenal. Enfin, la comparaison entre la carte de conductivité et les résultats des deux transects électriques permet de souligner le caractère très rapide du plongement de la rive droite du chenal, plus particulièrement dans sa partie nord-ouest.

5. Sondages à la tarière mécanique

Les sondages se sont déroulés avec la sondeuse SEDIDRILL du LGP-Meudon. La sondeuse s'est révélée fréquemment sous-dimensionnée en raison du caractère fortement argileux de presque tous les terrains traversés qui offrent une résistance inhabituelle aux outils de forage. Pour cette raison, un seul sondage carotté a été réalisé et n'a pu atteindre la base du

Quaternaire. Une série de sondages à la tarière mécanique a toutefois pu être réalisée (photo 60). Nous en présentons une sélection sur la figure 122. L'ensemble des informations acquises est accessible dans le rapport (Antoine *et al.*, 2013). Elles ont permis de construire une série de transects interprétatifs (figures 123 à 126).



Photo 60 - Waziers « Bas Terroir » : campagne de sondages destructifs, exemple du TM5
assemblage de photos

Photo 60 - Waziers « Bas Terroir » : S5, destructive drilling campaign, the TM5 example
photos montage

Figure 122 - Waziers "Bas Terroir": a selection of a few destructive drillings

TM1:

- 1 – fill, silt, brick fragments
- 2 – greenish, hydromorphic sandy silt
- 3 – greenish bedded clayey sand
- 4 – sand and clay gravels
- 5 – grayish organic silt
- 6 – silty sand with clay gravels, clayey, plastic, becoming peat (reworked) with depth
- 7 – light brown organic silt with malacofauna
- 8 – brown peat
- 9 – very light coloured tufaceous silt with malacofauna
- 10 – fine grey sand with malacofauna
- 11 – grey plastic slightly sandy silt, one fragment of wood
- 12 – clay gravels in silty matrix

- 13 – light grey plastic silt, small fragments of organic debris

- 14 – dark grey sand

- 15 – chalk gravel

TM3:

- 1 – greenish sandy silt with rusty mottling, non-calcareous
- 2 – greenish finely bedded silt and sand, calcareous with bits of chalk
- 3 – plastic finely bedded clayey silt, light grey laminae
- 4 – light grey sandy silt, malacofauna
- 5 – bluish grey silty sand, malacofauna, vegetal debris, a few pebbles at the upper contact
- 6 – dark grey brown silt 7 – dark grey silt becoming more sandy
- 8 – light yellow tufaceous silt, malacofauna
- 9 – brown sandy silt, light coloured tufaceous beds
- 10 – sandstone gravels (tuffeau de Valenciennes) with a few chalk gravels in sandy matrix
- 11 – compact grey blue clay

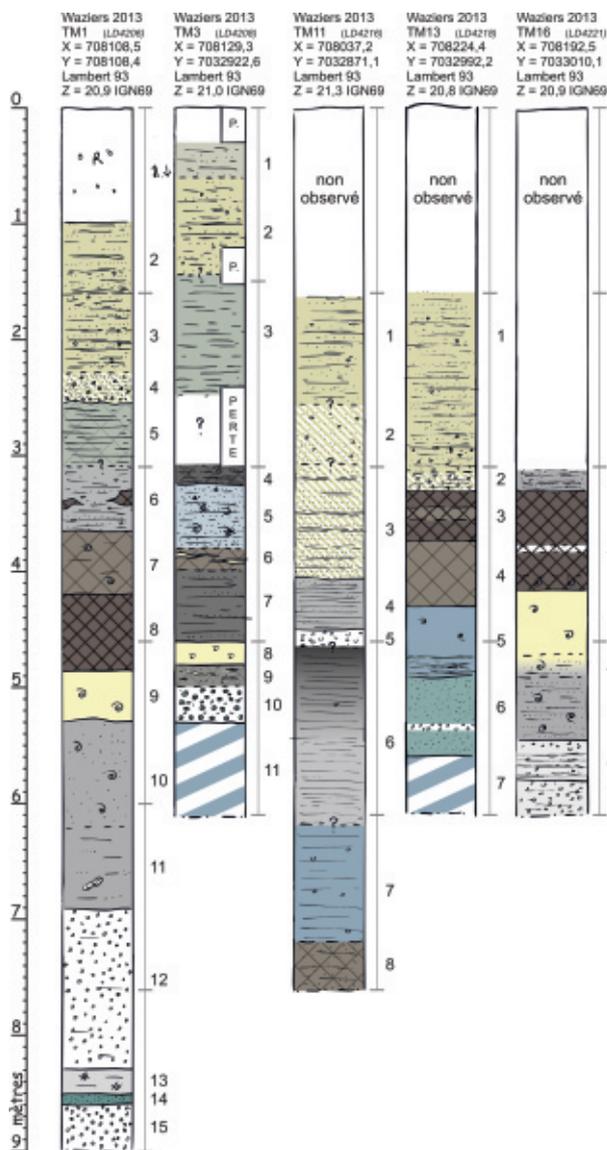


Figure 122 - Waziers « Bas Terroir » : sélection de quelques sondages mécaniques destructifs

TM1 :

- 1 – remblais, limon, brique
- 2 – limon sablonneux verdâtre, hydromorphe
- 3 – sablon argileux plastique, verdâtre, lité
- 4 – sable et graviers de craie
- 5 – limon organique grisâtre
- 6 – sable limoneux avec graviers de craie, argileux, plastique, passées de tourbe (tourbe remaniée)
- 7 – limon organique brun clair, sableux, avec malacofaune
- 8 – tourbe brune
- 9 – limon travertineux, très clair, avec malacofaune
- 10 – sablon gris, malacofaune
- 11 – limon gris plastique, un peu sablonneux, un fragment de bois
- 12 – graviers de craie, matrice limoneuse
- 13 – limon plastique gris clair, petits débris organiques
- 14 – sable gris vert sombre
- 15 – graviers de craie

TM3 :

- 1 – limon sablonneux verdâtre à taches rouille, non calcaire
- 2 – limon et sable, finement lité, verdâtre, calcaire, points de craie
- 3 – limon argileux plastique finement lité, lamines grises claires / grises foncées
- 4 – limon sablonneux gris sombre, malacofaune, un peu organique
- 5 – sable limoneux gris bleuté, malacofaune, débris végétaux, quelques cailloutis en tête
- 6 – limon gris brun sombre organique, lits plus clairs travertineux, malacofaune
- 7 – limon gris sombre, passées un peu plus sableuses
- 8 – limon jaune clair travertineux, malacofaune
- 9 – limon sablonneux brun, lits travertineux clairs
- 10 – graviers de grès (« tuffeau de Valenciennes »), quelques graviers de craie, matrice sableuse
- 11 – argile gris bleu, compacte

TM11 :

- 1 – sable lité argileux verdâtre, plastique ; fraction sableuse de plus en plus importante vers le bas, quelques graviers épars
- 2 – sable verdâtre
- 3 – sable lité avec quelques lamines de sédiment fin limono-argileux
- 4 – limon argileux gris finement lité
- 5 – graviers de craie
- 6 – limon argileux plastique, finement lité, sombre en tête devenant progressivement gris très clair vers le bas, avec alternance de lamines grises, blanches et brunâtres ; un gravier de craie isolé
- 7 – argile litée bleu gris, avec graviers de craie épars
- 8 – sable limoneux organique brun sombre

TM13 :

- 1 – limon sableux très plastique, lité, verdâtre / ocre, quelques graviers de craie, plus chargé en graviers vers le bas
- 2 – lits de limon, graviers, sable
- 3 – tourbe, un passage limoneux plus clair
- 4 – limon tourbeux
- 5 – limon gris bleu plastique, vers le bas lits d'argile et de sable gris vert
- 6 – sable vert glauconieux, un passage de craie
- 7 – argile bleu gris

TM16 :

- 1 – limon gris sablonneux lité
- 2 – tourbe, un passage plus clair travertineux ; présence de malacofaune vers le bas
- 3 – limon travertineux, très clair, jaunâtre, malacofaune
- 4 – zone de transition entre 3 et 4
- 5 – limon gris sablonneux avec malacofaune
- 6 – graviers de craie, lits de limon et de sable gris
- 7 – graviers de craie, matrice limoneuse grise

TM11 :

- 1 – bedded plastic clayey sand, sandy fraction increasing with depth, sparse gravels
- 2 – greenish sand
- 3 – bedded sand with a few lamina of fine silty clayey sediment
- 4 – grey finely bedded clayey silt
- 5 – chalk gravels
- 6 – finely bedded plastic clayey silt, dark at first becoming progressively very light grey with depth with alternating grey, white and brown laminae, one isolated chalk gravel
- 7 – bedded blue grey clay with sparse chalk gravels
- 8 – organic dark brown silty sand

TM13 :

- 1 – greenish/ochre coloured very plastic bedded sandy silt, a few chalk gravels, increasing in frequency with depth
- 2 – beds of silt, gravel and sand
- 3 – peat with a lighter silty lens
- 4 – peaty silt
- 5 – plastic blue grey silt, beds of blue grey clay and sand towards the bottom
- 6 – green sand with glauconite, chalk lens
- 7 – blue grey clay

TM16 :

- 1 – grey bedded sandy silt
- 2 – peat with a lighter tuffaceous lens, malacofauna towards the base
- 3 – very light yellowish tuffaceous silt, malacofauna
- 4 – transition zone between 3 and 4
- 5 – grey sandy silt with malacofauna
- 6 – chalk gravel, beds of grey silt and sand
- 7 – chalk gravel in grey silty matrix

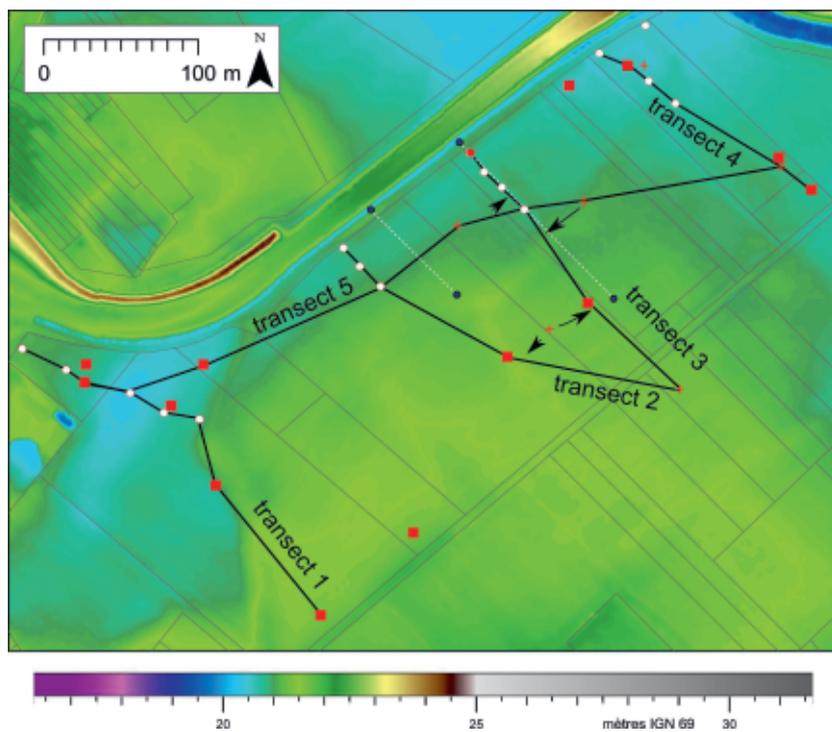


Figure 123 - Waziers « Bas Terroir » :
localisation des transects
interprétatifs construits à
partir des données
ponctuelles

seuls les transects 1 et 3 sont
présentés ici

Figure 123 - Waziers "Bas Terroir":
location of interpretative
cross-section
reconstructed from point
data

only cross-sections 1 and 3 are
shown

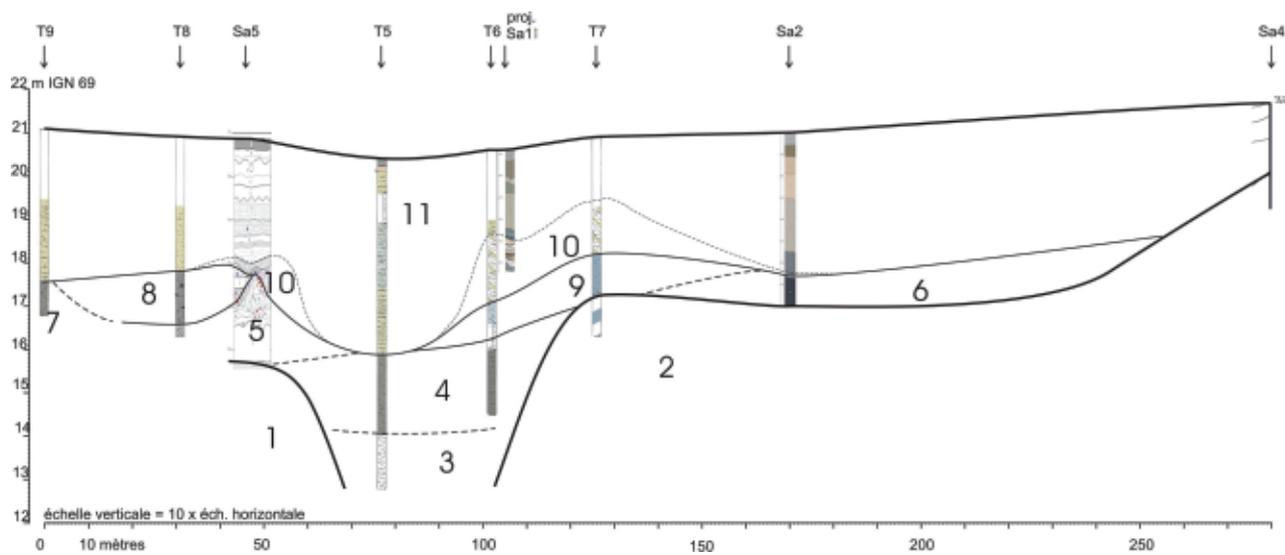


Figure 124 - Waziers « Bas Terroir » : transect 1

localisation : voir figure 123

- 1 – craie
- 2 – argile de Louvil
- 3 – graviers de craie, à peine usés (Eemien ou antérieur)
- 4 – sable limoneux organique (Eemien ou antérieur)
- 5 – sable gris et tourbe (Eemien)
- 6 – tourbe (Eemien ?)
- 7 – sable limoneux organique (Eemien ?)
- 8 – limon plastique avec craie et tourbe remaniée (érosion des niveaux Eemien, Début Glaciaire weichselien ?)
- 9 – argile remaniée avec craie (postérieure à l'Eemien ?)
- 10 – divers niveaux de graviers de craie (Pléniglaciaire weichselien ?)
- 11 – limon argileux et sable lité, plus ou moins chargé en graviers (Pléniglaciaire weichselien)

Figure 124 - Waziers "Bas Terroir": cross-section 1

for location: see figure 123

- 1 – chalk
- 2 – Louvil clay
- 3 – chalk gravels, barely worn (Eemian or prior)
- 4 – organic silty sand (Eemian or anterior)
- 5 – grey sand and peat (Eemian)
- 6 – peat (Eemian?)
- 7 – organic silty sand (Eemian?)
- 8 – plastic silt with reworked chalk and peat (Eemian layers erosion, Weichselian Early Glacial?)
- 9 – reworked clay with chalk (later Eemian?)
- 10 – various chalk gravels layers (Weichselian Pleniglacial?)
- 11 – bedded clayey silt and sand, more or less gravely (Weichselian Pleniglacial)

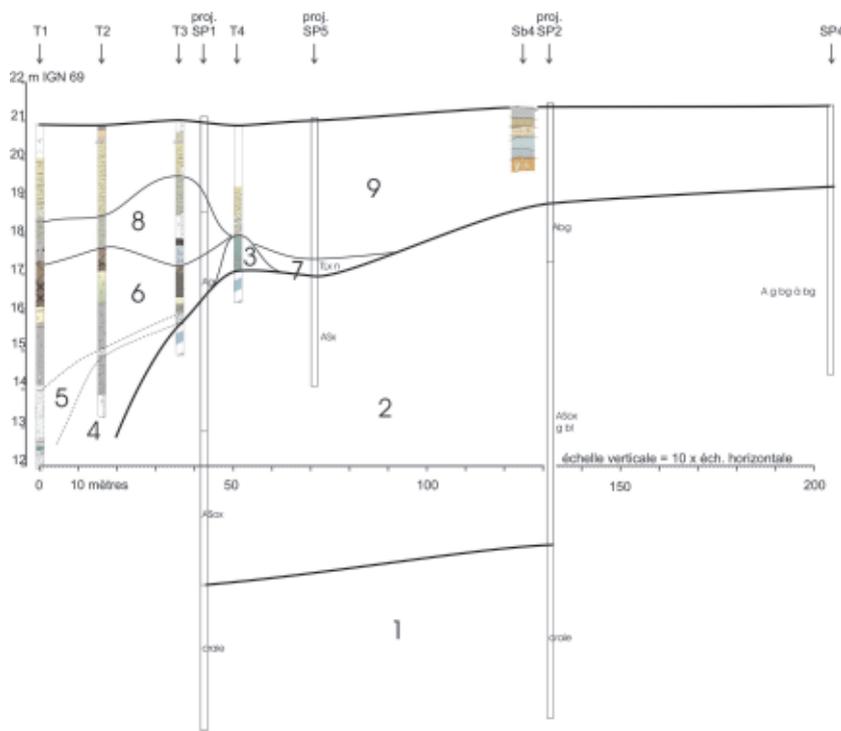


Figure 125 - Waziers « Bas Terroir » :
transect 3

localisation : voir figure 123

- 1 – craie
- 2 – argile de Louvil
- 3 – sable d'Ostricourt
- 4 – limon argileux avec débris organiques (Eemien ou antérieur)
- 5 – graviers de craie avec quelques graviers de « tuffeau de Valenciennes » (Eemien ou antérieur)
- 6 – sable gris, travertin et tourbe (Eemien)
- 7 – tourbe limoneuse noire observée en sondage géotechnique (Eemien)
- 8 – limon argileux gris ou sable gris, avec graviers de craie et remaniement de tourbe, remaniement des dépôts eemiens (Début Glaciaire weichselien ?)
- 9 – limon argileux et sable lité, plus ou moins chargé en graviers de craie (Pléniglaciaire weichselien)

Figure 125 - Waziers "Bas Terroir": cross-section 3

for localisation: see figure 123

- 1 – chalk
- 2 – Louvil clay
- 3 – Ostricourt sand
- 4 – clayed silt with organic remains (Eemian or prior)
- 5 – chalk gravels with a few « tuffeau de Valenciennes » (sandstone) gravels

- 6 – grey sand, calcareous tufa or peat (Eemian)
- 7 – black silty peat seen in geotechnic drilling (Eemian)
- 8 – grey clayey silt or grey sand, with chalk gravels and reworked peat, reworked Eemian deposits (Weichselian Early Glacial?)
- 9 – bedded clayed silt and sand, more or less gravely (Weichselian Pleniglacial)

6. Commentaires

Compte tenu des connaissances sur les séquences quaternaires régionales, la couverture loessique qui fossilise la formation organique montre un faciès typique des séries éoliennes et fluvio-éoliennes de la fin du dernier glaciaire (Pléniglaciaire supérieur) (Deschodt *et al.*, 2012 ; Deschodt, 2012a ; cf. partie I.14-), sur lesquelles se développe le sol de surface (Tardiglaciaire-Holocène). La formation à dominante organique sous-jacente « Formation de Waziers », qui a livré les artefacts paléolithiques (Paléolithique moyen / Levallois) est donc clairement antérieure à la grande phase d'extension loessique de la fin du Pléniglaciaire weichselien (\pm 25-17 ka). L'attribution des dépôts organiques tourbeux à un interstade du Weichselien moyen (\pm 55-30 ka), a priori possible compte tenu du bilan stratigraphique mis en évidence, nous semble cependant totalement exclue en raison des contenus biologiques découverts dans les sondages. En effet, dans le sondage mené en février 2013, la partie sommitale de la tourbe et les niveaux fluviatiles sablo-calcaires organiques sus-jacents ont livré de très grosses pièces de bois et

des cupules de gland (chêne), ainsi que des restes osseux attribués au chevreuil qui traduisent un environnement nettement forestier ainsi qu'un contexte tempéré de type optimum interglaciaire excluant de fait un interstade du Weichselien moyen. En effet, les rares restes végétaux découverts en association avec des dépôts interstadiers dans la fourchette 55-30 ka se limitent à des débris végétaux appartenant aux genres *Betula* et *Salix* et quelques pièces de taille centimétriques attribuées à *Pinus* et datées de 32 ka BP (Antoine *et al.*, 2009).

L'ancienneté de la formation a été confirmée par une analyse radiocarbone sur un bois qui a donné un résultat au-delà de la limite de la méthode (Beta 348494) (supérieure à 43,5 ka BP) (Save et Beta Analytic Ltd, 2013). Surtout, les analyses palynologiques et malacologiques confirment la préservation exceptionnelle d'une séquence de dépôts organiques d'environnement fluviatile contemporaine d'un contexte climatique interglaciaire et plus précisément de l'optimum de l'Interglaciaire Eemien.

La formation eemienne est conservée sur une forte épaisseur dans une structure en chenal inscrite dans le substrat et peut en déborder. La structure en chenal est révélée par les prospections géophysiques. Elle est confirmée par des sondages en transect à la tarière mécanique. La forte résistivité correspond aux dépôts alluviaux. Toutefois, leur nature et âge ne peuvent être déduits des seules valeurs de résistivité. Les formations tourbeuses et travertineuses attestées de l'Eemien présentent une signature proche des formations limono-sableuses ou graveleuses attribuées au Pléniglaciaire weichselien. L'axe du chenal correspond au talweg encore sensible dans la microtopographie (comparaison des figures 112 et 121).

Le sédiment de faible résistivité correspond à la présence d'argile de Louvil, avec en particulier la présence d'un « dôme » d'argile à faible profondeur qui a dû être assez marqué dans le relief jusqu'au Pléniglaciaire Supérieur weichselien. La zone étudiée se caractérise par la plongée rapide du substrat crayeux sénonien vers le nord-est sous les formations éocènes, argile de Louvil puis sable d'Ostricourt (transect 5). La juxtaposition à la même cote de la craie et de l'argile (transect 1, figure 123), ainsi que la remontée du toit de l'argile selon des limites rectilignes (carte de résistivité) concordantes avec les axes connus de la structure tectonique de la zone (Callebaut, 1982 ; Colbeaux *et al.*, 1981) permet d'envisager une influence de la structure sur le système morpho-stratigraphique.

Des formations tourbeuses éloignées du chenal ont été rencontrées dans les sondages SP5, TM8 et Sa2. Il pourrait s'agir de dépôts interglaciaires eemiens associés à des rives douces ou à des zones humides en plaine contemporaines des dépôts identifiés en chenaux (figure 126).

La partie supérieure de la formation eemienne attestée, observée dans ou à proximité du chenal, est érodée. Les dépôts limoneux ou sableux gris à graviers qui la surmontent présentent fréquemment des lits tourbeux issus de leur remaniement. Il s'agit vraisemblablement du résultat d'une dégradation climatique avec intensification de la compétence du cours d'eau. Une attribution au Début Glaciaire weichselien est vraisemblable, mais devra être discutée à la lumière des investigations futures.

L'axe du chenal eemien a continué de fonctionner au Weichselien et la formation eemienne est localement érodée jusqu'à moins de 13 m IGN69 par des dépôts fluviaux grossiers attribuables au Pléniglaciaire (figure 126). La bonne préservation de la formation eemienne est cependant due, d'évidence, à la défluviation qui a eu lieu entre l'Eemien et la fin du Pléniglaciaire weichselien. Les écoulements enregistrés (et la trace morphologique) ne sont probablement que relictuels. Le développement de faciès graveleux attribuables au Pléniglaciaire observés dans le sud de la zone (transect 1, figure 124, unité 10) est assimilable à un cône de déjection depuis le versant méridional.

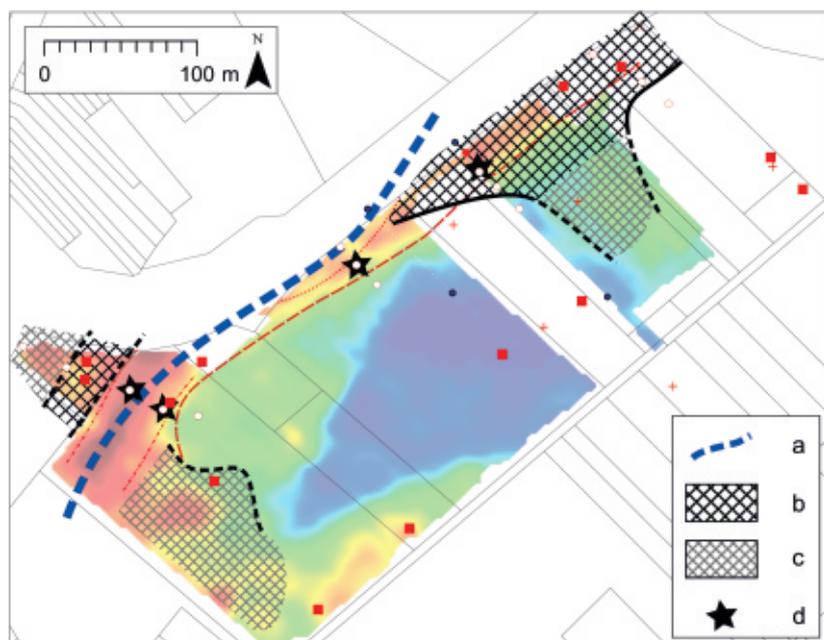


Figure 126 - Waziers « Bas Terroir » : cartographie des formations organiques

fond de carte : voir figure 121

a – axe hydrographique réutilisé au Weichselien

b – formation travertineuse et tourbeuse eemienne (entre environ 15 et 17 m IGN69) associée au chenal

c – formation tourbeuse à la même altitude que (b), Eemien probable

d – formation à tendance organique ou à débris organiques observés en profondeur (vers 14 m IGN69)

Figure 126 - Waziers "Bas Terroir": map of organic formations

for map background: see figure 121

a – reused Weichselian hydrographic axis

b – Eemian calcareous tufa and peaty formations associated with a channel (between about 15 and 17 m IGN 69 survey)

c – peaty formation at the same elevation as b, probably Eemian

d – formation with organic trend or visible organic remains observed at depth (about 14 m IGN69)

I.14 - Gazoduc Scarpe

1. Résumé

1.1 Contexte

La pose d'un gazoduc à travers la Scarpe a été précédée en 2004 d'un diagnostic archéologique préventif. L'opération a été menée des communes de Vred à Orchies (figure 30, n° 13, et figure 127) par Philippe Feray (INRAP)

(Feray, 2009) et de Marcq-en-Ostrevent à Vred par la DAPCAD. Le Lidar Scarpe (figure 9, n° 9) n'était alors pas disponible. De Vred à Orchies, le diagnostic archéologique a consisté en une longue tranchée continue creusée à la pelle mécanique, dans l'axe du gazoduc. La tranchée a été ponctuée de sondages en puits, tout en respectant

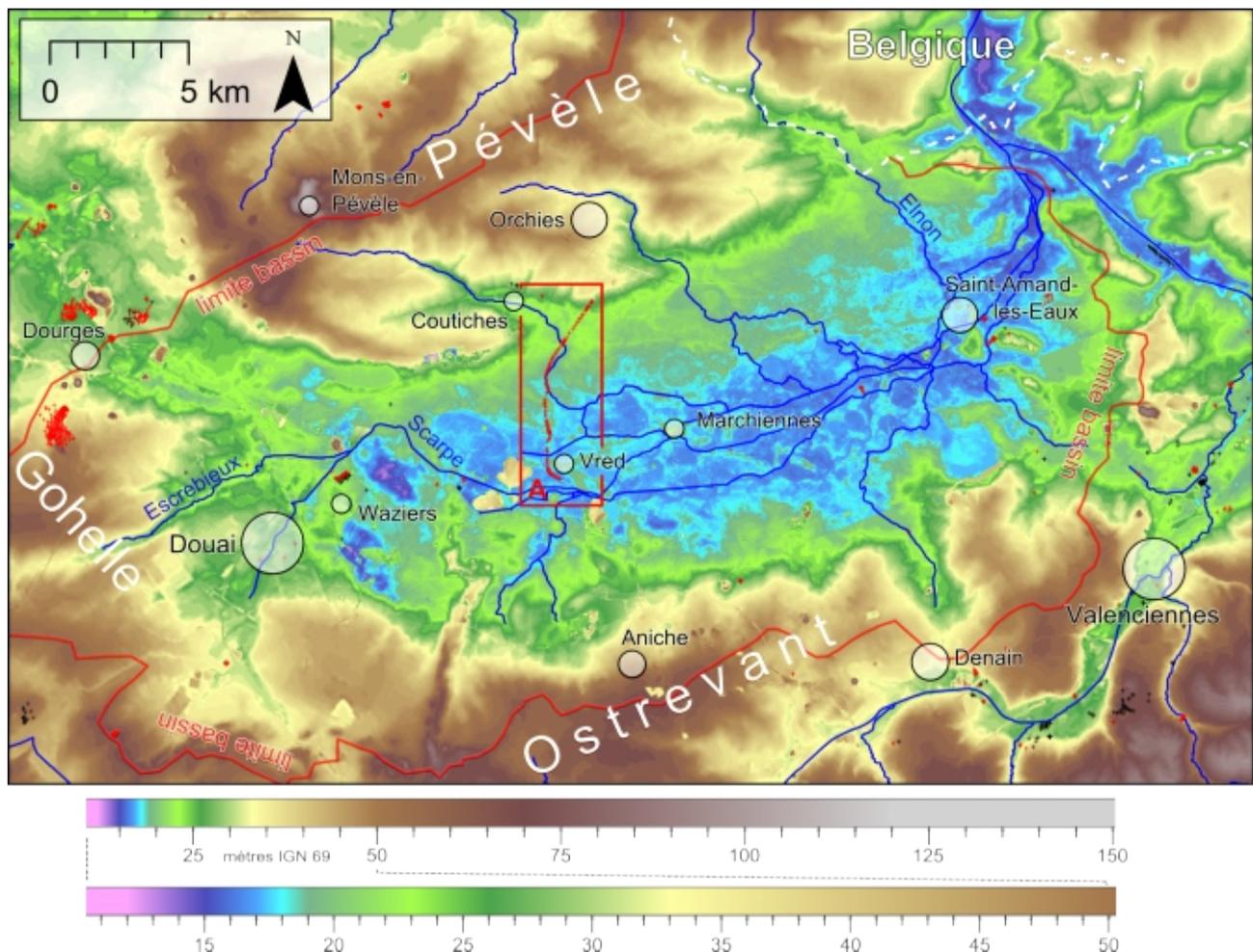


Figure 127 - Scarpe « gazoduc » : localisation du tracé du gazoduc dans le bassin de la Scarpe

MNT d'après BD alti25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL ;
surimposition de la carte IGN 1/25 000
croix rouges : observations personnelle
croix noires : observations de tiers
A – localisation de la figure 128

Figure 127 - Scarpe "pipeline": location of the pipeline route in the Scarpe river catchment

DEM after BD alti25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL); overlay of the IGN map 1/25000
red crosses: personal observations
black crosses: third-party observations
A – location of figure 128



Photo 61 - Scarpe « gazoduc » : une longue tranchée ponctuée de sondages en puits
sondage n°109

Photo 61 - Scarpe "pipeline": a long trench punctuated by
boreholes
borehole #109



Photo 62 - Scarpe « gazoduc » : test à la tarière manuelle
dans le sondage en puits n° 52
notez la remontée d'un mélange de sédiment et d'eau en
raison de la présence de petites nappes captives dans les
dépôts lités ; Pierre-Gil à la masse. saqu' u' din, camarade, te
l'auras pas volé tin verre eud bière

Photo 62 - Scarpe "pipeline": manual augering in borehole
#52

Note the rising of a sediment/water mix caused by a small
confined aquifers in bedded deposits. Pierre-Gil with
sledgehammer

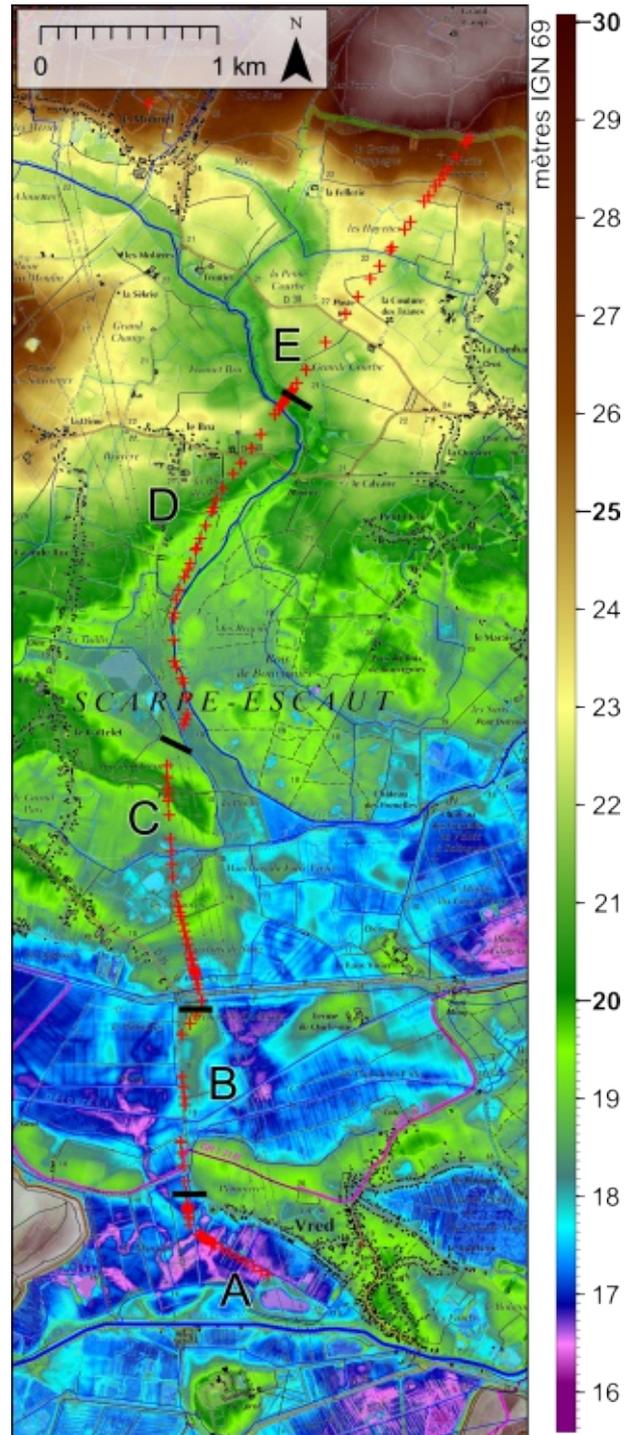


Figure 128 - Scarpe « gazoduc » : microtopographie le long
du tracé

MNT d'après Lidar Scarpe (DREAL) ; surimposition de la carte
IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de
l'IGN

A à E – sections représentées sur les figures 130 et 131

Figure 128 - Scarpe "pipeline": microtopography along the
route

DEM after Scarpe Lidar (DREAL); overlay of the IGN map
1/25000; hydrographic network after BDcarthage (IGN)
A to E – sections shown on figures 130 and 131

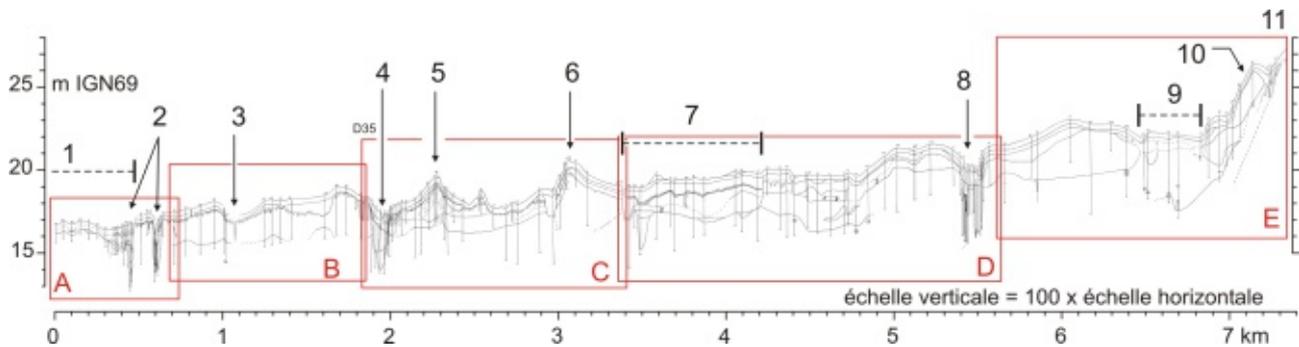


Figure 129 - Scarpe « gazoduc » : découpage en sections

- A à E – sections représentées sur les figures 130 et 131
- 1 – marais de la plaine basse
 - 2 – méandre de Vred
 - 3 – canal « Décours »
 - 4 – chenal du Câtelet
 - 5 – dune du Câtelet
 - 6 – dune du Bas-Quesnoy
 - 7 – l'axe du gazoduc longe le ruisseau de Coutiches
 - 8 – ruisseau de Coutiches
 - 9 – lit pléniglaciaire abandonné ?
 - 10 – dune
 - 11 – talus bordier

Figure 129 - Scarpe "pipeline" by sections

- sections A to E shown on on figure 130 and 131
- 1 – low plain marsh
 - 2 – Vred meander
 - 3 – « Décours » canal
 - 4 – Câtelet channel
 - 5 – Câtelet dune
 - 6 – Bas-du-Quesnoy dune
 - 7 – the pipeline axis runs along the « ruisseau de Coutiches » (Coutiches stream)
 - 8 – Coutiches stream
 - 9 – abandoned Pleniglacial bed?
 - 10 – dune
 - 11 – border scarp

le fond de forme de l'ouvrage (environ 1,5 m de profondeur) (photo 61). La plupart des puits a été complété par un sondage à la tarière à gouge (photo 62), offrant ainsi une vision de la stratigraphie sur un total d'environ 3 m de profondeur. La méconnaissance du contexte chronostratigraphique et paléoenvironnemental de la plaine, et donc du potentiel archéologique, a justifié un levé systématique de la stratigraphie sur 7 380 mètres (BDLD 1584 à 1721) depuis les abords du canal de la Scarpe jusqu'au talus bordier nord. L'ensemble des données ponctuelles permet de construire un transect partiel de la plaine (figures 129 à 132, et table 22). De nombreux éléments datables par radiocarbone ont été prélevés lors de la réalisation des sondages, en particulier lors du franchissement des systèmes chenalisés du Tardiglaciaire-Holocène (tableau 23). Un retour sur le terrain lors de la pose du tube a permis de profiter de décaissements et de prélever des sédiments pour des datations TL-OSL (table 24).

1.2 Résultats

Les données obtenues sur le gazoduc ont été essentielles pour comprendre le système morpho-sédimentaire de la plaine de la Scarpe. La majeure partie de la sédimentation quaternaire est constituée de lits sableux qui alternent avec des lamines limoneuses. Cette nappe alluviale s'est déposée en tout point de la plaine sous un régime hydrologique périglaciaire très contrasté au cours

du Pléniglaciaire supérieur weichselien (datations OSL aux environs de 34, 21 et 20 ka). Des avulsions répétées de chenaux larges et peu profonds ont laissé des traces de défluviation dans la microtopographie. La plaine haute est assimilable à des cônes de déjection très étalés issus de la Pévèle. À la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, dans une ambiance climatique plus sèche, de petites dunes allongées (sable ou alternances de sable et de loess) se forment au centre de la plaine ou s'adosent contre le talus bordier de la Pévèle (datations OSL aux environs de 19 et 15 ka). Une ultime phase de déflation est attribuée au Dryas récent. Plus modeste encore, ce dernier dépôt éolien se présente sous la forme d'une nappe peu épaisse mais continue, limitée à une large partie sud de la plaine. Les cours d'eau tardiglaciaires et holocènes, légèrement incisés, occupent le dernier état de chenaux pléniglaciaires (datations radiocarbone des remplissages à partir de 12 345 BP). Les anciens chenaux peuvent alors constituer le lit majeur des petits cours d'eau tardiglaciaires-holocènes. Au cours de l'Holocène, la nappe remonte et la tourbe envahit les zones les plus basses de la plaine. L'enneigement tourbeux, étendu mais souvent peu épais, exploite et estompe la topographie héritée du Pléistocène. Trois systèmes chenalisés tardiglaciaires-holocènes ont été recoupés. Nous détaillons deux d'entre eux. Le méandre de Vred a conservé les traces d'une occupation archéologique (structure de franchissement de l'Âge du Bronze, environ 1 000-800 av. J.-C.) et de l'impact de la capture anthropique en amont de la Satis au Haut Moyen Âge (dépôt d'inondation limoneux travertineux).

The data obtained along the pipeline axis has been critical to understanding the morpho-sedimentary system of the Scarp river plain. The sedimentation consists mainly of sandy beds alternating with loamy laminae. This alluvial sheet, present everywhere in the plain, settled under strongly contrasted hydrological conditions during the Weichselian Upper Pleniglacial (OSL dates about 34, 21 and 21 ky). Repeated avulsions of wide, shallow channels have left traces of defluviation in the micro-topography. The upper plain is composed of shallow very broad alluvial fans emanating from the Pévèle. At the end of the Weichselian Upper Pleniglacial, under a dryer climate, small elongated dunes (sand or sand alternating with loess) formed in the center of the plain or alongside the Pévèle border (OSL dates about 19 and 15 ky). An ultimate deflation phase is imputed to the Younger Dryas. This last aeolian deposit is even fainter and consists of a thin but continuous sheet restricted to a large part of the southern plain. Slightly scoured Lateglacial and Holocene streams occupy the last state of the Pleniglacial channels (infilling dated by radiocarbon to post 12345 BP). The former main Pleniglacial channels may thus constitute the overbank channel of the small Lateglacial and Holocene streams. During the Holocene, the water

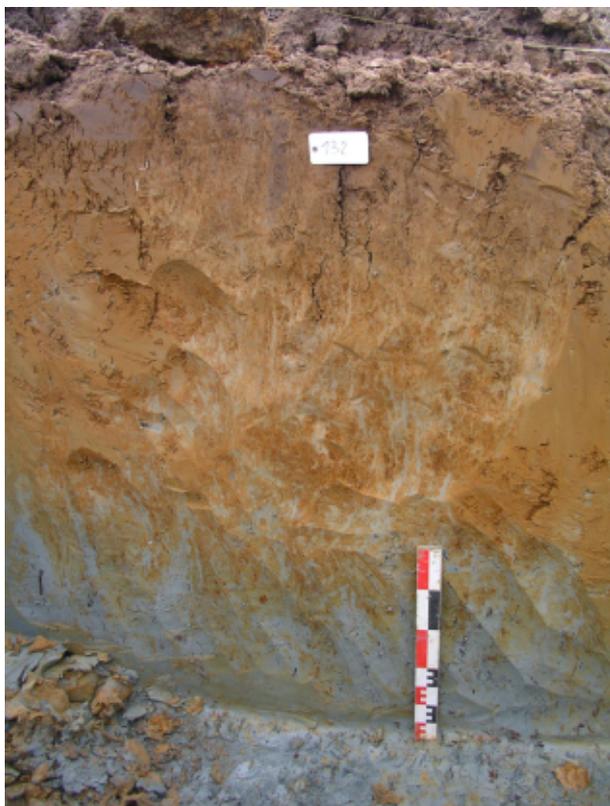


Photo 63 - Scarpe « gazoduc » : unité 4 sub-affleurante sondage n° 132

Photo 63 - Scarpe "pipeline": almost outcrop unit 4 borehole #132

table rose and peatbogs spread in the lower areas of the plain. The extensive yet often thin peat deposits gradually filled in and blurred the Pleistocene topography. Three Lateglacial-Holocene channel systems were transected. Two are detailed here. The Vred meander bears traces of archaeological remains (a Bronze Age bridge-like structure from around 1000-800 AD) and the impact of anthropic capture upstream of the "Satis" during the Early Middle Ages (calcareous tufa loam flood deposits).

1.3 Problématiques

- activité et faciès fluviale du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée (cf. parties II.2-2.3 et II.2-4.3.1) ;
- système morpho-sédimentaire fluviale et éolien du Pléniglaciaire weichselien (cf. partie II.2-4.3.2F.)
- envahissement et faciès éolien des fonds de vallée au Pléniglaciaire weichselien supérieur (cf. partie II.2-4.3.2) ;
- activité fluviale au Tardiglaciaire et à l'Holocène (cf. partie II.3-).

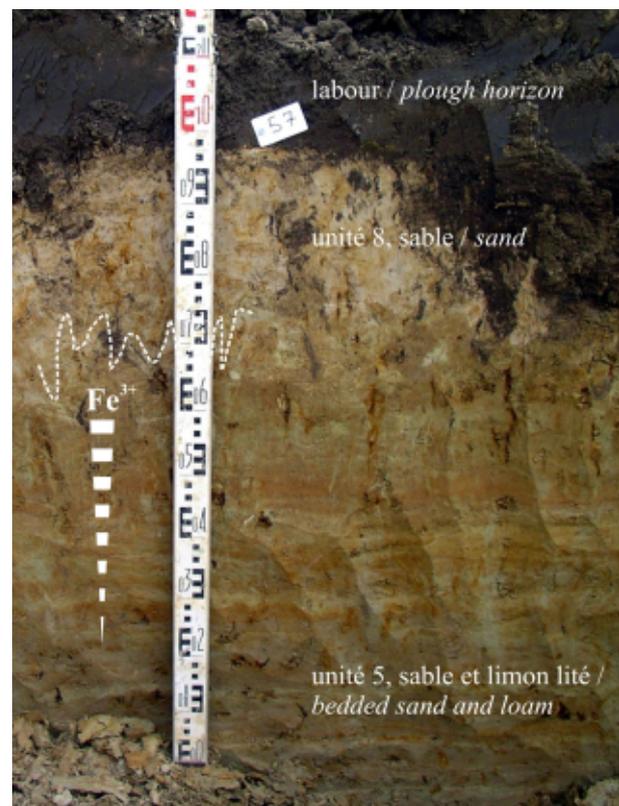


Photo 64 - Scarpe « gazoduc » : unité 5 surmontée par l'unité 8

sondage n° 57, unité 5 jusqu'à 0,6 m de profondeur, unité 8 de 0,6 à 0,95 m.

Photo 64 - Scarpe "pipeline": unit 5 overlain by unit 8 borehole #57, unit 5: to 0.6 m deep, unit 8: 0.6 to 0.95 m

2. Synthèse stratigraphique

2.1 Le talus bordier

L'argile yprésienne (figure 132, unité 1, et figure 131, « a ») n'a été rencontrée qu'à l'extrémité nord du transect à une altitude élevée (environ 26,5 m IGN 69), au sommet du talus bordier de la plaine où elle affleure directement sous les labours (figure 133).

Un sable de quartz, d'une part, (figure 132, unité 3, et figure 131, « c »), moyen à grossier, légèrement coloré par de l'oxyde ferrique (très clair, presque blanc à jaunâtre), bien trié et lité, qui remplit des ravines incisées dans l'argile d'Orchies (unité 1) et, d'autre part, un sable limoneux homogène ont été rencontrés en bordure de plaine (figure 132, unité 2, et figure 131, « b »). Les bords des ravines sont encaissés, la profondeur est supérieure à 0,7 m et le dépôt de sable englobe des blocs issus des sédiments encaissants, probablement gelés lors de leur remaniement. Nous interprétons l'unité 3 comme un dépôt fluviatile de versant en conditions périglaciaires. Cette unité lithostratigraphique a été étendue, sans certitude, au sédiment de faciès proche (sable clair lité) rencontré en carrière sous l'unité 4 en contrebas du talus bordier, en position de fond de vallée.

Des formations fluviatiles et éoliennes du Pléniglaciaire weichselien reposent sur ce talus bordier. Elles sont détaillées *infra*.

2.2 Le Pléniglaciaire

2.2.1 Formation fluviatile limono-sableuse (unité 4)

Nous avons rencontré en profondeur une formation très finement litée à dominante limoneuse ou sableuse fine, de coloration bleu ou gris-bleu. L'unité 4 (figures 130 et 131, « d ») comporte quelques rares passées tourbeuses. Elle est non ou très faiblement calcaire mais comporte occasionnellement des nummulites éparses qui enrichissent quelques lits en carbonate. Ces fossiles remaniés proviennent d'affleurements cénozoïques en partie sommitale de la Pévèle (région de Mons et de Moncheaux) (Desoignies et Sangnier, 1968). L'unité 4 a été observée en carrière, à l'exception des points kilométriques 6,4 à 6,9 (photo 63, section E, lieu-

dit « Les Hayettes ») et d'une petite zone vers le pk 2,9. Les passées organiques, bien que restant très épisodiques, tendent à être un peu plus abondantes dans le nord de la plaine (section E). Cette unité est interprétée comme une formation alluviale. Elle est comparable par de nombreux aspects (structure litée, grande extension) à l'unité 5 sus-jacente datée de la fin du Pléniglaciaire (*cf. infra*). La texture plus fine permet de la lier à des conditions d'écoulement moins dynamiques.

2.2.2 Formation fluviatile à texture contrastée (unité 5)

La majeure partie de la plaine sondée est constituée d'une formation litée à texture très contrastée. Les lits de sable alternent avec des lits de limon fin laminé (photo 64). Les lits fins peuvent même parfois devenir argileux en tout endroit de la plaine (photos 65 et 66). Un granoclassement vertical est parfois visible (photo 66). L'unité a subi une pédogenèse avec une coloration ferrique marquée vers le haut qui tend à masquer la structure litée. Comme l'unité 4, l'unité 5 est non-calcaire et caractérisée par la présence épisodique de nummulites remaniées provenant des hauteurs de la Pévèle. Quelques discordances et limites érosives ont été épisodiquement perçues (par exemple S71, vers le pk 0,7). Elles témoignent de recoupement de chenaux et d'emboîtement de nappes. Sur le petit interfluve, vers le pk 6, de multiples discordances témoignent de la superposition de nombreux petits chenaux (exemple S126, photo 67). À cet endroit de la plaine, une même séquence peut être constituée d'épais lits de sable / limon argileux puis d'un limon argileux dans lequel se distinguent encore de fines lamines sableuses (figure 69). La fin de la séquence sableuse marque donc l'arrêt des écoulements compétents sans que le chenal ne soit totalement comblé ni qu'il ne soit d'ailleurs tout à fait isolé du réseau hydrographique. Il continue d'être affecté par des inondations et continue de se combler par décantation, toujours sur le même rythme révélé par le dépôt des lamines sableuses. La superposition de plusieurs épisodes de ce type au même endroit (érosion puis écoulement dynamique rythmé puis remplissage par des fines) donne l'image de lits multiples, très changeants avec une inondation saisonnière qui déborde largement des chenaux.

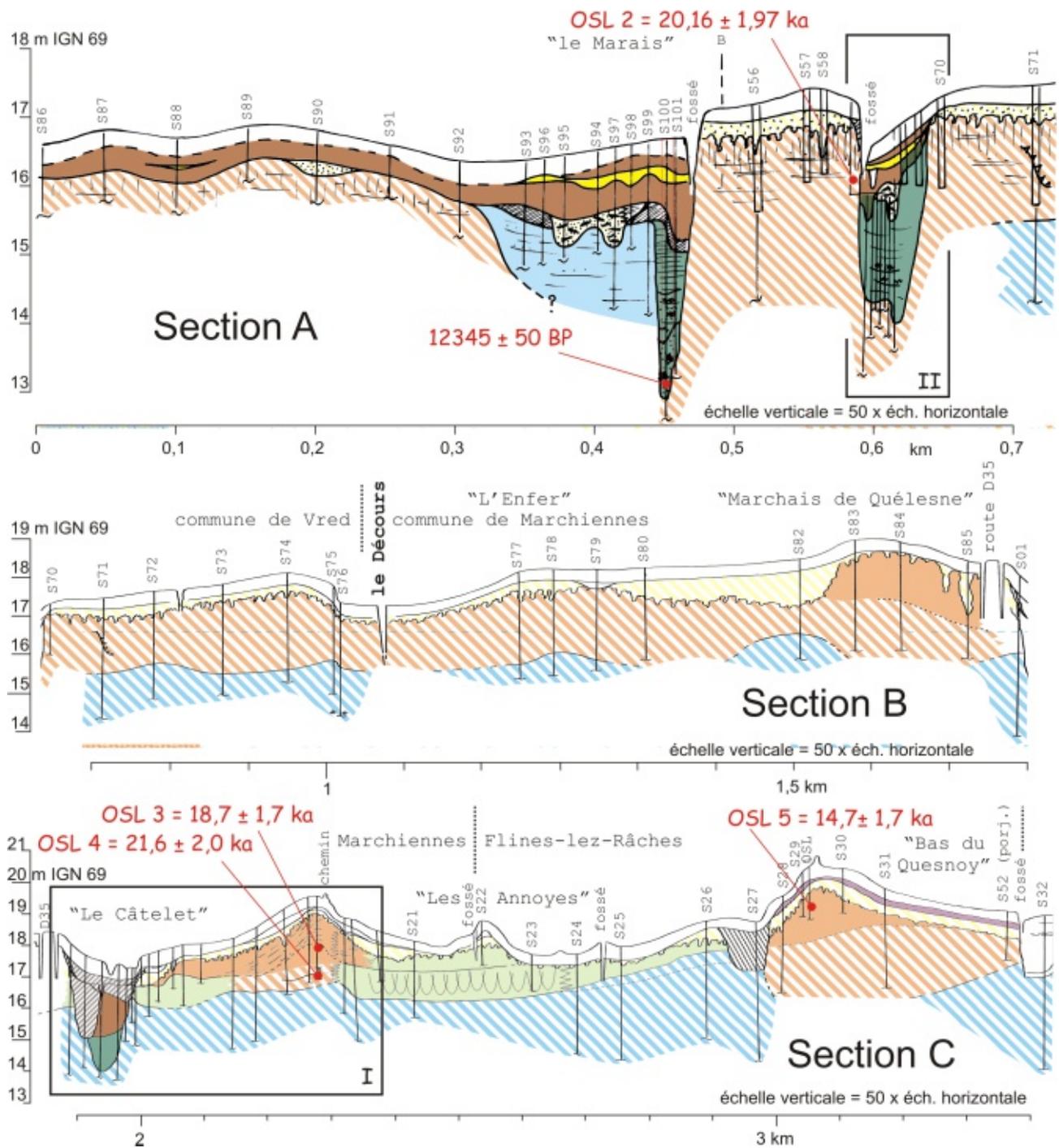


Figure 130 - Scarpe « gazoduc » : sections A à C, lithostratigraphie

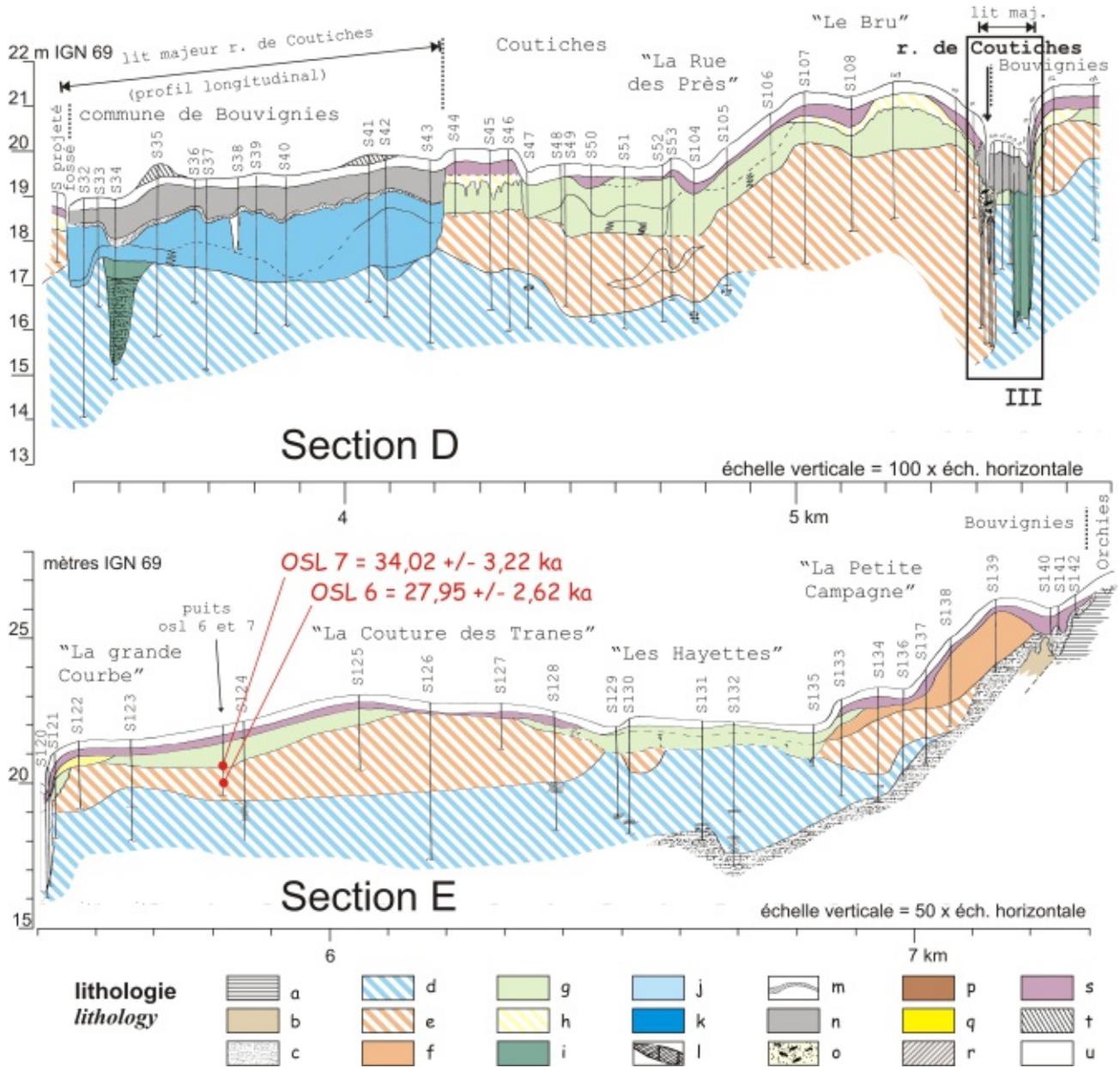
localisation : voir figures 128 et 129
 légende : voir figure 131
 I : détail, figure 140
 II : détail, figure 137

Figure 130 - Scarpe "pipeline": lithostratigraphy, sections A to C

for location see figures 128 and 129
 key: see figure 131
 I: detail, figure 140
 II: detail, figure 137

Figure 131 - Scarpe « gazoduc » : sections D et E, lithostratigraphie

localisation : voir figures 128 et 129
 légende : voir figure 131
 III : détail, figure 142
 a – argile (Yprésien)
 b – sable limoneux gris
 c – sable jaune quartzeux
 d – limon sablonneux et sable fin, lité, gleyifié
 e – sable, limon et argile, lité
 f – sable très régulièrement lité, parfois lits limoneux (loessique)
 g – lits de sable, limon, argile, fréquemment en ravines (remaniements issus de 11)
 h – sable clair homogène
 i – limon ou sable, lité, passages organiques



- j – limon plastique glyeifié
- k – limon argileux avec passage sablonneux, localement très calcaire, pseudogley en tête ; plus sableux vers le bas
- l – limon argileux noir
- m – limon argileux sombre (horizon de sol) avec tegulae éparées
- n – argile grise
- o – sable et bois flottés
- p – tourbe et formations tourbeuses
- q – limon travertineux
- r – limon, limon et sable, lités
- s – sable brunâtre, éléments anthropiques éparés, colluvions
- t – remblais et remaniements anthropiques
- u – horizon superficiel, labour
- d – gleyed, bedded, loam with fine sand and fine sand
- e – bedded sand, loam and clay
- f – regularly bedded sand, with occasional loamy layers (loessic)
- g – sand beds, loam, clay, often in gullies (reworked sediments from unit 11)
- h – homogeneous light sand
- i – bedded loam and sand, organic layers
- j – gleyed plastic loams
- k – clayey loam with some fine sand layers, occasionally very calcareous, pseudogley at top; more sandy towards the bottom
- l – black clayed loam
- m – dark clayed loam (soil horizon) with scattered tegulae
- n – grey clay
- o – sand and floated wood
- p – peat and peaty formations
- q – calcareous tufa loam
- r – bedded loam, loam and sand
- s – brownish sand, scattered anthropic elements, colluvia
- t – anthropic embankments and reworked sediments
- u – superficial horizon, plough zone

Figure 131 - Scarpe "pipeline": lithostratigraphy, sections D and E

for location see figures 128 and 129
 key: see figure 131
 III: detail, figure 142
 a – clay (Ypresian)
 b – grey loamy sand
 c – quartz yellow sand

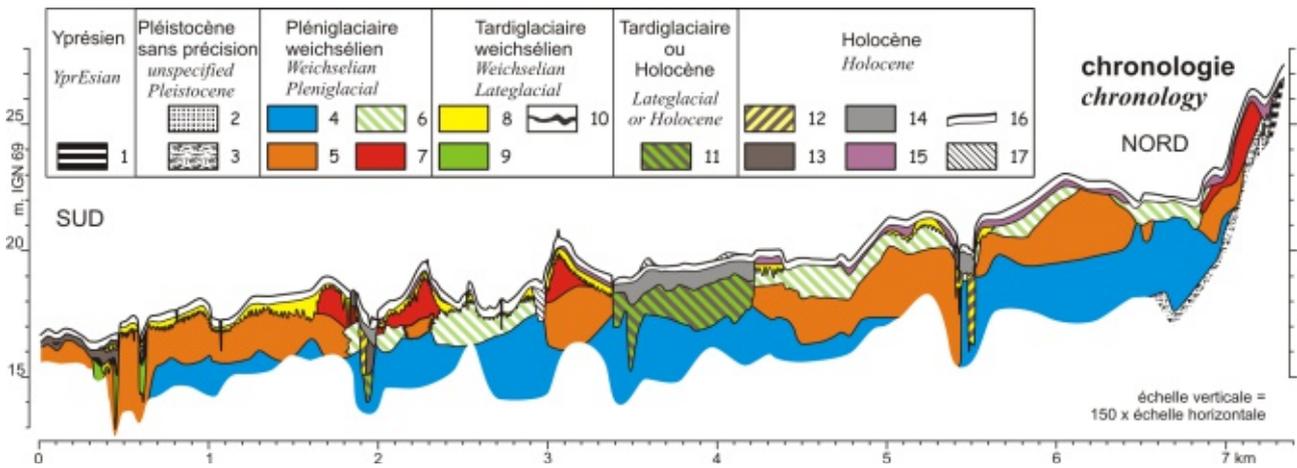


Figure 132 - Scarpe « gazoduc » : interprétation chronostratigraphique

Figure 132 - Scarpe "pipeline": chronostratigraphic interpretation

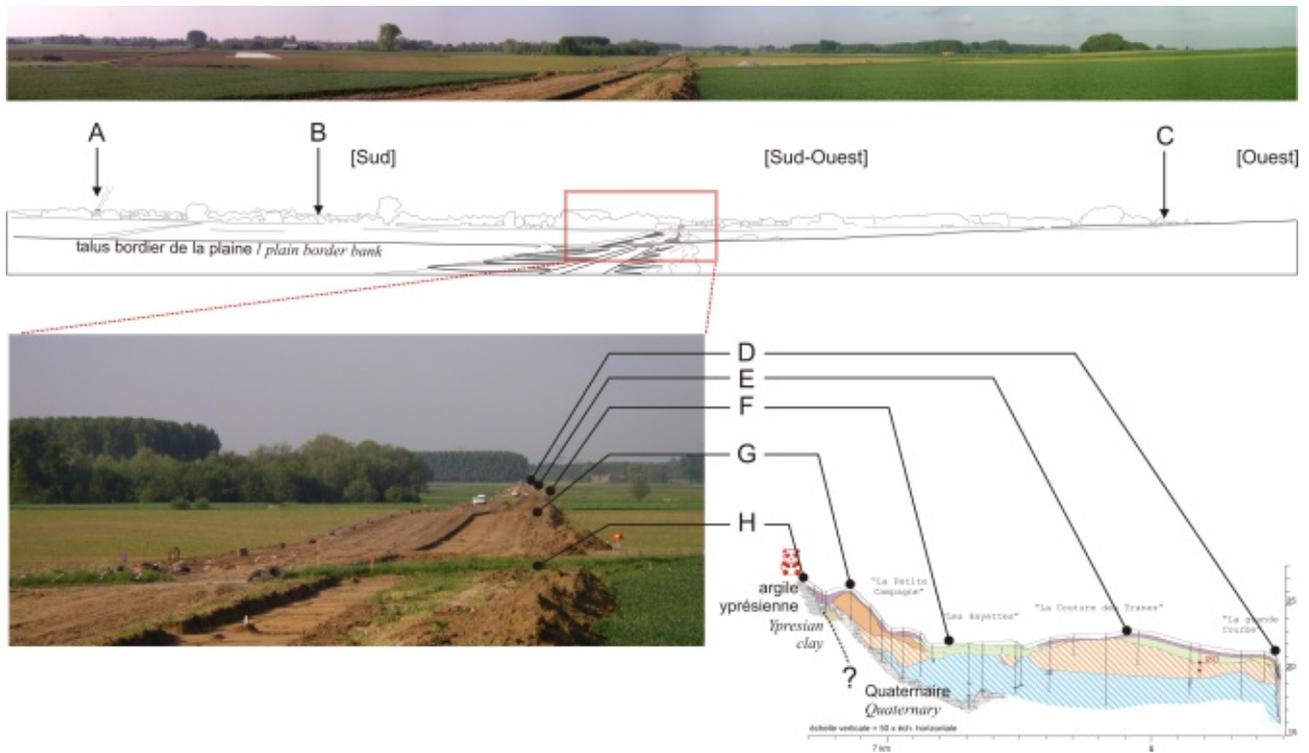


Figure 133 - Scarpe « gazoduc » : morphologie du talus bordier de la Pévèle

- haut : vue panoramique, assemblage de photos
- bas-gauche : vue dans l'axe du gazoduc
- bas-droite : section E (figure 131), le panda représente le lieu de prise de vue des photos
- A – Hornaing, centrale thermique, sur le bord opposé de la plaine, à environ 11 km
- B – village de Bouvignies
- C – abords du village de Coutiches
- D – franchissement du ruisseau de Coutiches
- E – interfluve avec dates OSL n° 6 et 7
- F – zones basse, probables cours abandonnés du ruisseau de Coutiches au Pléniglaciaire supérieur weichselien
- G – dune du Pléniglaciaire weichselien
- H – talus bordier de la plaine, affleurement d'argile yprésienne sous le labour

Figure 133 - Scarpe "pipeline": Pévèle border morphology

- upper: panoramic view, photo montage
- lower left: view along the pipeline axis
- lower right: section E (figure 131), the panda stands at the shooting place
- A – Hornaing, electrical generating plant, at the opposite border of the plain, about 11 km away
- B – Bouvignies village
- C – outskirts of Coutiche village
- D – "Ruisseau de Coutiches" river crossing
- E – interfluve with OSL dates # 6 and 7
- F – depression, probably abandoned course of the Weichselian Upper Pleniglacial « Ruisseau de Coutiches » stream
- G – Weichselian Upper Pleniglacial dune
- H – talus at edge of plain, Ypresian clay outcrop under plough zone

unités / units	description	environnement, mode de dépôt / environment, mode of deposition	A-E	I	II	III	datations / datings	chronologie / chronology
1	argile grise / grey clay	-	a					Yprésien / Ypresian
2	sable limoneux gris / grey loamy sand	dépôt de versant, éolien / slope deposit, aeolian	b					Pléistocène / Pleistocene
3	sable jaune lité / bedded yellow sand	érosion sur sol gelé et dépôt fluviatile de versant / frozen ground erosion and slope fluvial deposit	c					
4	limon sableux lité / bedded sandy loam	dépôts fluviatiles, énergie faible, chenaux et plaines d'inondation / fluvial deposits, low energy, channels and floodplains	d	d		a		Pléniglaciaire weichselien / Weichselian Pleniglacial
5	lits contrastés de sable et limon argileux / contrasting sand and clayed loam bed	dépôts fluvio-éoliens en chenaux et plaine d'inondation, énergie > (4) / fluvio-aeolian deposits in channels and floodplains, energy > (4)	e	c		b, c	OSL 2 : 20,16 ± 1,97 ka OSL 4 : 21,6 ± 2,0 ka OSL 6 : 27,95 ± 2,62 ka	Pléniglaciaire weichselien supérieur / Weichselian Upper Pleniglacial
6	lits contrastés de sable et limon argileux en ravines ou argile verte en petits chenaux / contrasting sand and clayed loam bed in gullies or green clay in little channels	dépôt fluviatile en ravines, érosion de (5), processus de versant sur basses terrasses ; ou écoulement relique en zones basses / fluvial deposits in gullies, erosion of (5), slope processes on low terraces ; or relic flows in low areas	g	e	f	d	OSL 7 : 34,02 ± 3,22 ka	
7	sable et lits de sable et loess / sand and sand/loess beds	éolien, formation de dune lors d'une phase aride / aeolian, dunes formation during an arid phase	f	b			OSL 3 : 18,7 ± 1,7 ka OSL 5 : 14,7 ± 1,7 ka	Pléniglaciaire weichselien supérieur terminal / late Weichselian Upper Pleniglacial
8	sable clair / light coloured sand	éolien, couverture sableuse à proximité des chenaux / aeolian, sand sheet near river beds	h	a	e	e	2970 ± 30 (rejetée / rejected) post-quém pedogénèse de l'unité 5 / post-quém unit 5 pedogenesis	Tardiglaciaire, Dryas récent / Lateglacial, Younger Dryas
9	litages sable vert, limon, lits organiques / bedded green sand, loam, organic layers	dépôts fluviatiles en chenal / fluvial deposits in channel	j		d		12345 ± 50 BP	Tardiglaciaire, Bølling-Allerød / Lateglacial, Bølling-Allerød
10	limon noir plastique / plastic black loam	dépôt fluviatile, écoulements faibles / fluvial deposit, low flows	l					Tardiglaciaire (Allerød ?) / Lateglacial (Allerød ?)
11	limon, sable, lité / bedded sand and loam	dépôts fluviatiles en chenal / fluvial deposits in channel	i					Tardiglaciaire ou Holocène / Lateglacial or Holocene
12	sable lité, sable et limon lités, lit organique, bois, travertin / bedded sand, bedded sand and loam, organic layer, wood, calcareous tufa	dépôts fluviatiles en chenal / fluvial deposits in channel	i, o, q	g	b, c	f, h	1765 ± 30 BP 2260 ± 30 BP 5353 ± 42 BP 2761 ± 42 BP 1465 ± 30 BP vestiges archéologiques / archaeological remains	Holocène / Holocene
13	tourbe / peat	tourbe en chenal / peat in channel	p	f	a			
14	argile / clay	dépôt d'inondation / flood deposit	k			j	charbon de bois moderne / modern charcoal post-quém gallo-romain / gallo-roman post-quém	
15	sable brun limoneux / brown loamy sand	colluvions, mise en culture de la plaine / colluviums, plain cultivation	s	h		i		
16	labour / plough		u			l		
17	divers / various	rejets de curage, remplissage de carrière de sable / releases of dredging, sand quarry infilling	t					

Table 22 - Scarpe « gazoduc » : synthèse lithostratigraphique et attributions chronologiques

unités de la figure 132
A-E : unités figures 130 et 131
I : unités figure 140
II : unités figure 137
III : unités figure 142

Table 22 - Scarpe "pipeline": «Lithostratigraphic synthesis and chronological allocations

units on figure 132
units A-E on figures 130 and 131
unit I: figure 140
unit II: figure 137
unit III: figure 142

code labo	Pk	description et remarques	unité (*)	datation BP	calibration 2σ atm., Reimer et al. 2004
Lyon-4933 (SacA-10418)	0,45	limon organique / <i>organic loam</i> (S100 de 3,55 à 3,62 m) ; base du remplissage du méandre de Vred / <i>bottom of the Vred meander infilling</i>	9	12345 ± 50	12750 à 12100 av. J.C.
Ly-3542 GrA	0,58	charbon de bois isolé dans une ravine, date rejetée (intrusif ?) / <i>lonely charcoal in a gully, dismissed dating (intrusive ?)</i>	8	2970 ± 30	1311 à 1057 av. J.C.
Lyon-4934 (SacA-10356)	0,59	bois dans un petit chenal tourbeux du méandre de Vred / <i>wood in a tiny peaty channel in the Vred meander</i> ; date rejetée : racine provenant d'un arbre associé au fossé gallo-romain ? <i>Dismissed dating : root from a tree linked to the gallo-roman ditch ?</i>	12	1765 ± 30	218 à 342 apr. J.C.
Ly-3543	0,6	méandre de Vred, débris végétaux dans le tuf / <i>Vred meander, vegetal remains in tufa</i>	12	2260 ± 30	393 à 208 av. J.C.
Erl-11738	0,6	méandre de Vred, pieux / <i>Vred meander, stakes</i>	12	5353 ± 42	4326 à 4051 av. J.C.
Erl-11737	0,61	méandre de Vred, demi-tronc, structure de franchissement / <i>Vred meander, half trunk, crossing structure</i>	12	2761 ± 42	1005 à 821 av. J.C.
Lyon-4930 (SacA-10353)	5,41	Ruisseau de Coutiches, tronc dans le sable lité / <i>Coutiches Stream, trunk in the bedded sand</i>	12	1465 ± 30	547 à 646 apr. J.C.
Lyon-4931 (SacA-10354)	5,41	charbon de bois, base de l'argile d'inondation, moderne / <i>charcoal, flood clay bottom, moder</i>	14	-	-
Lyon-4932 (SacA-10355)	5,49	limon tourbeux / <i>peaty loam</i> (S119 de 2,85 à 2,90 m) ; base du remplissage d'un chenal du ruisseau de Coutiches / <i>bottom of a channel infilling, Coutiches stream</i>	12	6210 ± 35	5295 à 5054 av. J.C.

Table 23 - Scarpe « gazoduc » : datations radiocarbone

* = unités de la figure 132

Table 23 - Scarpe "pipeline": radiocarbon dates

* = units on figure 132

OSL	Pk	description et remarques	unité (*)	datation
2	0,58	sable lité, rive droite du méandre de Vred <i>bedded sand, Vred meander right bank</i>	5	20,16 ± 1,97 ka
3	2,27	sable lité, dune du Câtelet <i>bedded sand, Câtelet dune</i>	7	18,7 ± 1,7 ka
4	2,27	sable et argile lités sous la dune du Câtelet <i>bedded sand and clay under Câtelet dune</i>	5	21,6 ± 2,0 ka
5	3,05	sable et loess, la dune du Bas-du-Quesnoy <i>Bas-du-Quesnoy dune sand and loess</i>	7	14,7 ± 1,7 ka
6	5,8	remplissage sableux d'une ravine <i>sandy gully infilling</i>	6	27,95 ± 2,62 ka
7	5,8	sable lité / <i>bedded sand</i>	5	34,02 ± 3,22 ka

Table 24 - Scarpe « gazoduc » : datations OSL

Les échantillons 3 à 5 ayant perdu un peu de leur humidité avant datation, les datations sont susceptibles d'être légèrement plus vieilles qu'affichées (dans tous les cas, correction < 2 ka)

* = unités de la figures 132

Table 24 - Scarpe "pipeline": OSL datings

Due to a water loss, samples 3 to 5 might be lightly older than they seem to be according to the results displayed (in any case, correction < 2 ky)

* = figure 132 units

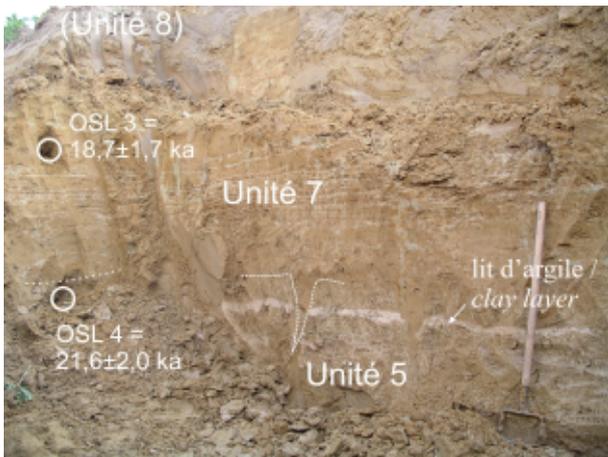


Photo 65 - Scarpe « gazoduc » : puits des prélèvements OSL 3 et 4 (Le Câtelet)

Photo 65 - Scarpe "pipeline": OSL 3 and 7 sample pits (Le Câtelet)



Photo 66 - Scarpe « gazoduc » : unité 5, lits de sable et d'argile
sondage n° 107, détail en cartouche

Photo 66 - Scarpe "pipeline": unit 5, sand and clay beds
borehole #107, detail in inset



Photo 67 - Scarpe « gazoduc » : S126, multiples discordances au sein de l'unité 5

Photo 67 - Scarpe "pipeline": borehole S126, unit 5, multiple discontinuities within unit 5

À partir du pk 4,8, alors que l'altitude de la plaine haute s'élève et que la pente générale est un peu plus prononcée, nous avons fréquemment observé une remontée artésienne lors du travail à la tarière (photo 62). Les anciens chenaux induisent donc la présence de petites nappes captives. À trois reprises, la remontée d'eau a été accompagnée d'un dégazage. L'unité a été datée du Pléniglaciaire supérieur weichselien (OSL n° 2 : $20,16 \pm 1,97$ ka ; OSL n° 4 : $21,6 \pm 2,0$ ka ; OSL n° 6 : $27,95 \pm 2,62$ ka ; table 24 ; figures 134 et 135 ; photos 65 et 68). Les sédiments de la plaine basse ont été datés aux environs de 20 ka et ceux de la plaine haute aux environs de 30 ka.

Les structures périglaciaires associées à l'unité 5 sont présentes mais relativement peu abondantes sur tout le tracé. Elles consistent en quelques fentes de dessiccation éparses. Un seul pseudomorphe de coin de glace a été repéré, très peu lisible, sur la plaine haute (S135 vers le pk 6,8).

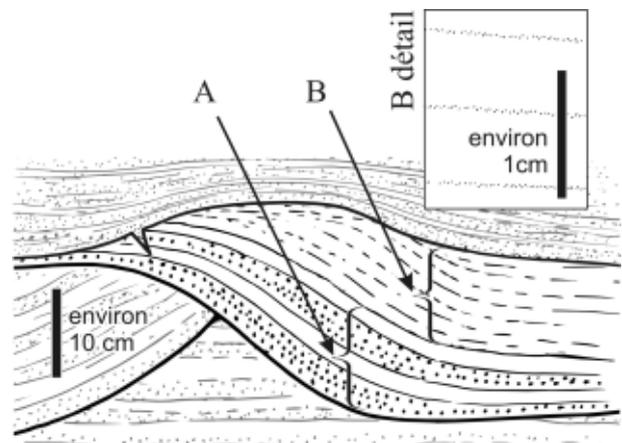


Figure 134 - Scarpe « gazoduc » : unité 5, croquis de la rythmicité d'un dépôt

sondage n° 125

A – épais lits de sable / limon argileux

B – épais dépôt limono-argileux conservant un rythme saisonnier marqué par de discrètes laminae sableuses

Figure 134 - Scarpe "pipeline": unit 5, sketch of patterning of deposit

borehole #125

A – thick beds of sand / clayey loam

B – thick clayey loam deposit, conservation of a seasonal pattern marked by discreet sandy laminae

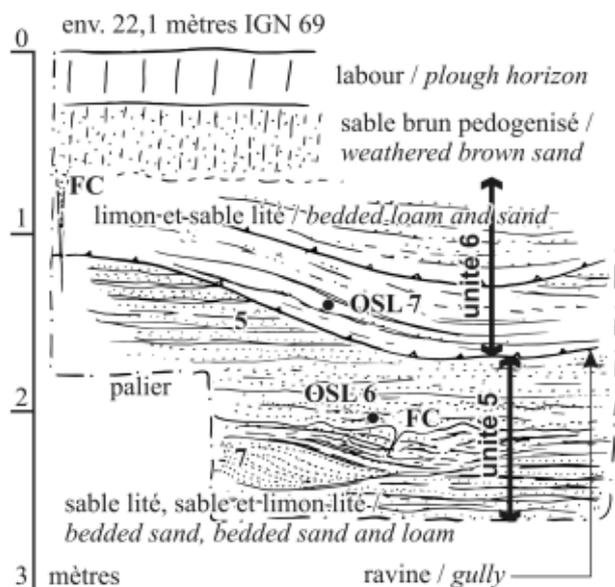


Figure 135 - Scarpe « gazoduc » : croquis stratigraphique dans le puits des prélèvements OSL 6 et 7
FC/ fente de gel.

Figure 135 - Scarpe "pipeline": stratigraphic sketch of OSL 6 and 7 sample pit

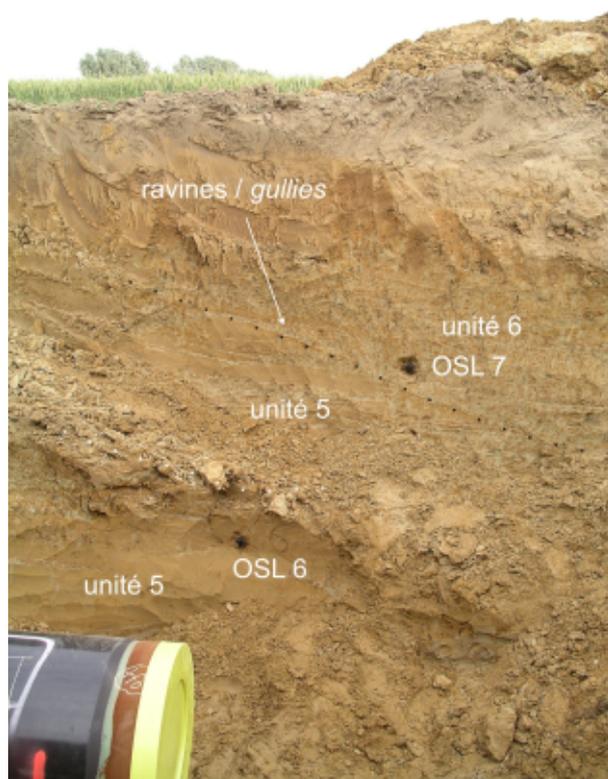


Photo 68 - Scarpe « gazoduc » : puits des prélèvements OSL 6 et 7

Photo 68 - Scarpe "pipeline": OSL 6 and 7 sample pit

2.2.3 Remaniements en ravine des formations antérieures (unité 6)

L'unité 6 rassemble des dépôts de faciès variables situés au-dessus de l'unité 5 et fréquemment observés en ravines dans les puits. Sur les interfluves, la distinction entre 5 et 6 est souvent difficile et nécessite une coupe pour être déterminée. Elle se marque par des variations mineures de faciès (litages moins épais, part plus importante de fines, présence éventuelle de petits agrégats remaniés) et surtout par un dépôt en ravines (figure 135, photos 68 et 69). Dans les zones basses (lieu-dit « les Annoyes », vers le pk 2,5 ; figure 131 section C), l'unité 6 est constituée d'une argile verdâtre qui remplit de nombreux petits chenaux, avec parfois des concentrations de carbonate ou d'oxyde de fer. Localement, les concentrations d'oxyde sont si intenses que l'eau est de couleur rouille.

L'OSL 7 vers le pk 5,8 a donné une date relativement ancienne ($34,02 \pm 3,22$ ka) marquant une inversion chronologique avec l'OSL 6 faite dans l'unité 5 sous-jacente ($27,95 \pm 2,62$ ka) (table 24, figure 135, photo 68). Toutefois, la ravine dans laquelle l'échantillon OSL 7 a été prélevé comportait de petits agrégats. Nous pensons donc que ce n'est pas le remplissage de la ravine qui a été daté mais un sédiment légèrement plus ancien remanié de l'unité 5.



Photo 69 - Scarpe « gazoduc » : exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5
sondage n° 108 ; Les flèches indiquent le bord des ravines

Photo 69 - Scarpe "pipeline": example of gullies (unit 6) scouring the upper part of unit 5
borehole #108; the arrows show the edge of gullies

L'unité 6 est définie par défaut et par opposition à l'unité 5 qui présente un faciès plus homogène. Elle peut être diachronique et résulter de phénomènes différents selon sa position dans la plaine : remaniement de l'unité 5 sur les parties hautes, écoulements reliques et dépôts de sédiments fins dans les parties basses. La présence généralisée de ravines sur les interfluvés sableux de la plaine haute implique des écoulements abondants, vraisemblablement sur sol gelé. L'unité 6 n'est pas observée dans la plaine basse. L'extension de l'unité 6 uniquement dans la plaine haute, sur une unité 5 apparemment un peu plus ancienne (au moins localement), permet de supposer une mise en place de l'unité 6 aux environs de 20 ka, contemporaine du dépôt de l'unité 5 dans la plaine basse.

2.2.4 Formations éoliennes de sable et de sable-limon (unité 7)

L'unité 7 correspond à des formations sableuses, rencontrées sur quatre sites. À chaque fois, elle coïncide avec une petite éminence de la plaine. Elle est constituée de sable régulièrement lité avec intercalations limoneuses. Cette unité est difficile à distinguer nettement de l'unité 5, si ce n'est par l'absence totale de sédiment argileux et un caractère extrêmement régulier des lits. L'ensemble est affecté par la pédogenèse observée sur les dépôts de l'unité 5. Des variations de faciès sont repérées aux différents endroits de la plaine. Les dépôts sont présents au sud du Câtelet et forment une légère éminence sableuse (photo 70). Au Câtelet, vers le pk 2,3 (figures 131 et 137), les lits limoneux sont fins et discrets (figure 136, puits OSL du Câtelet, photos 65 et 71). Dès le terrain, lors de l'escalade du léger relief, l'observation systématique du pendage des lits dans le sens de la pente, mais selon une inclinaison plus importante que la pente elle-même, a permis d'interpréter la forme comme une dune (figure 137).

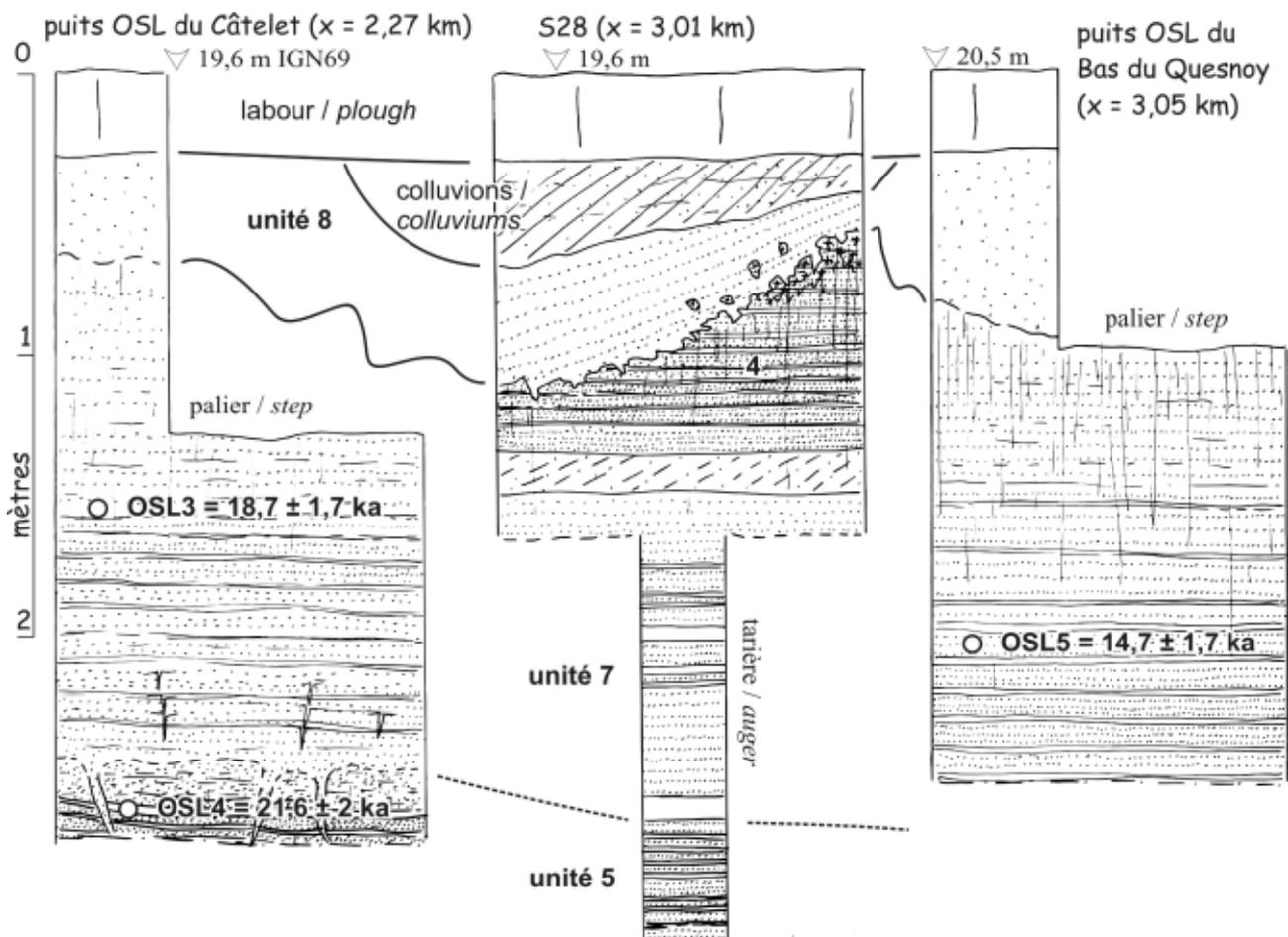


Figure 136 - Scarpe « gazoduc » : logs des puits OSL du Câtelet, du Bas-du-Quesnoy et du sondage S28

Figure 136 - Scarpe "pipeline": logs of OSL pit Câtelet, and boring S28 Bas-du-Quesnoy

Légèrement plus au sud (lieu-dit le « Marchais-de-Quélesne », vers le pk 1,6 ; figure 131) ainsi que plus au nord (« Bas-du-Quesnoy », vers le pk 3,1 ; figure 131), les lits limoneux sont nettement plus épais (jusqu'à plusieurs centimètres, photo 9). L'importance de la part limoneuse augmente encore à l'extrémité nord du transect, vers le pk 7,1 (figure 132), où certaines bandes limoneuses, toujours aussi régulières, atteignent environ 5 centimètres d'épaisseur. Dans les deux premiers cas, la régularité des dépôts et l'alternance de texture (sable / limon avec sable dominant) en continuité avec les lits sablo-limoneux ou sablo-argileux sous-jacents n'ont pas permis, de prime abord, de les distinguer de l'unité 6. L'attribution des dépôts du « Bas-du-Quesnoy » à la toute fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, grâce à l'OSL 5 ($14,7 \pm 2,7$ ka ; table 24, figure 131 et photo 72), a permis d'exclure l'hypothèse d'une basse terrasse au profit d'une accumulation éolienne associant du sable et du loess. La proportion du loess augmente en s'éloignant de l'axe d'écoulement de la plaine basse. Elle est maximale dans le dépôt le plus septentrional qui s'adosse au talus bordier de la plaine (figures 132 et 133, pk 7). Cette dernière accumulation forme un très léger bombement parallèle au talus bordier.



Photo 70 - Scarpe « gazoduc » : sable éolien, au sud du Câtelet

sondage n° 84, section B

Photo 70 - Scarpe "pipeline": aeolian sand, south of Câtelet borehole #84, section B

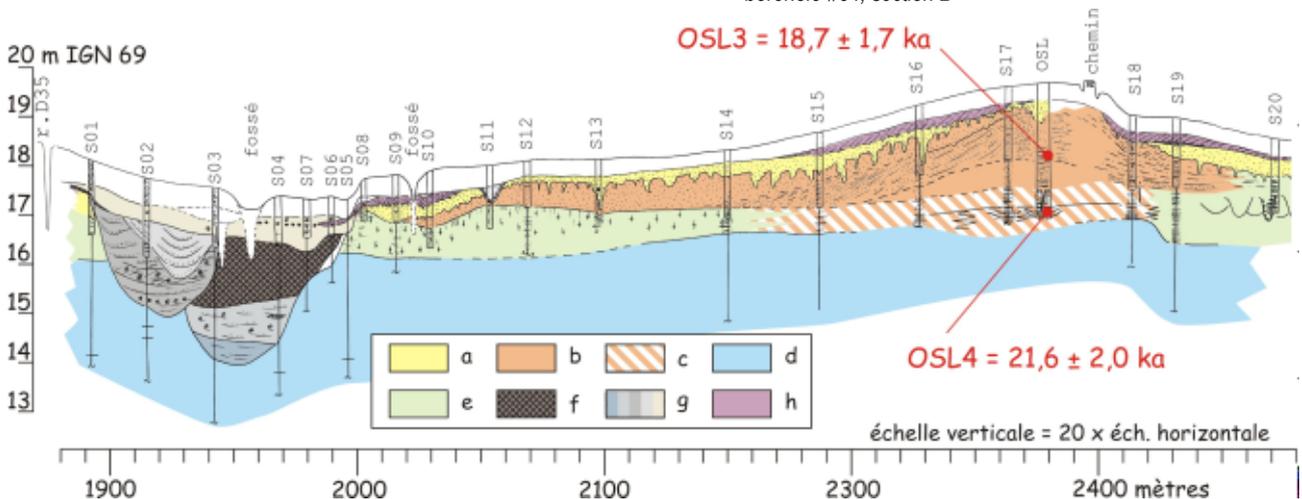


Figure 137 - Scarpe « gazoduc » : transect du Câtelet

- a – sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire)
- b – sable lité, lits limoneux, réguliers (éolien, Pléniglaciaire)
- c – sable et limon lité (fluviale, Pléniglaciaire)
- d – limon sablonneux et sable fin lité, gleyifié (fluviale, Pléniglaciaire ?)
- e – unité hétérogène : sable limoneux verdâtre, parfois lité ou avec un système de petits chenaux (Pléniglaciaire ?)
- f – tourbe (Holocène)
- g – limon lité, plus ou moins organique (fluviale, Tardiglaciaire-Holocène)

Figure 137 - Scarpe "pipeline": Câtelet cross-section

- a – homogeneous light sand (aeolian, Lateglacial)
- b – bedded sand, regular loamy beds (aeolian, Pleniglacial)
- c – bedded sand and loam (fluvial, Pleniglacial)
- d – gleyed bedded sandy loam and fine sand (Fluvial, Pleniglacial?)
- e/ heterogeneous unit: greenish loamy sand, bedded in places or with system of small stream channels (Pleniglacial?)
- f – peat (Holocene)
- g – more or less organic bedded loam (fluvial, Lateglacial-Holocene)

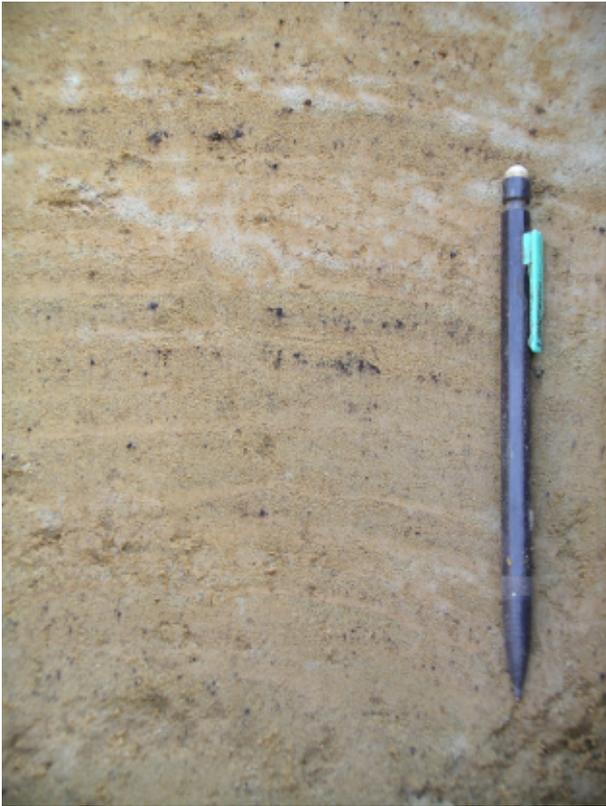


Photo 71 - Scarpe « gazoduc » : détail des lits sable / limon de l'unité 5, puits de prélèvement OSL (dune du Câtelet)

Photo 71 - Scarpe "pipeline": detail of unit 5 sand / loam beds, OSL sample pit (Câtelet dune)

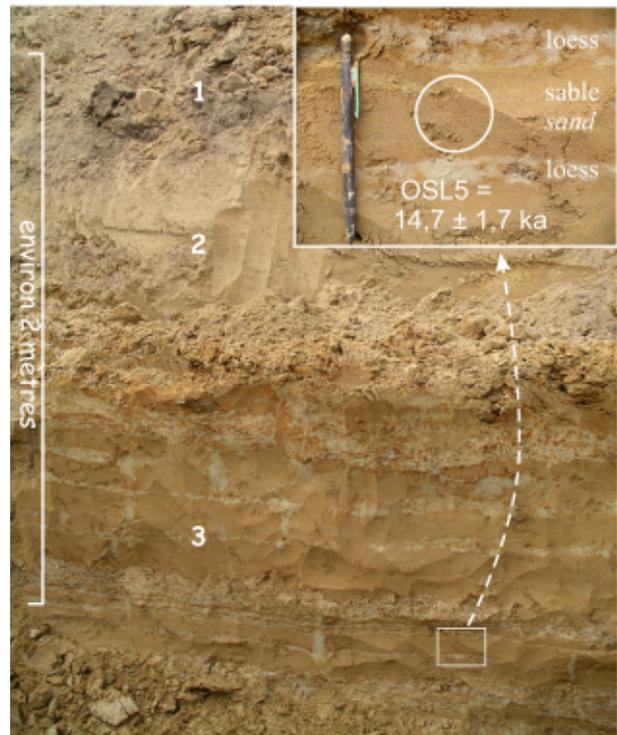


Photo 72 - Scarpe « gazoduc » : puits de prélèvement OSL de la dune du Bas-du-Quesnoy.

- 1 – labour
- 2 – sable clair (unité 8)
- 3 – sable lité régulièrement en alternance avec des lits de limon (loess) ; détail de la localisation du prélèvement OSL en cartouche

Photo 72 - Scarpe "pipeline": Bas-du-Quesnoy dune OSL sample pit

- 1 – plough horizon
- 2 – light sand (unit 8)
- 3 – evenly bedded sand alternating with loam (loess) beds; detail of the OSL sample location in the inset

2.2.5 Des avulsions pléniglaciaires ?

Au nord du ruisseau de Coutiches, le gazoduc traverse un petit interfluve à l'amorce duquel ont été effectuées les datations OSL 6 et 7 sur les unités 5 et 6 (figures 131, 133 et 135). Plus au nord encore, il traverse un talweg (lieu-dit « les Hayettes »). Ce talweg se devine sur la carte topographique à 1/25 000, jusqu'à son origine au débouché du talus bordier de la plaine, à l'est du village de Coutiches (figure 138). Le détail de la topographie montre à cet endroit une ancienne défluviation : le flot qui constitue l'actuel ruisseau rejoignait autrefois le talweg nord. Ce dernier est aujourd'hui occupé par un modeste fossé de drainage et ne recèle aucune trace d'un écoulement postérieur à l'unité 5. L'avulsion qui a

entraîné une modification du tracé est donc pléniglaciaire mais postérieure à la date obtenue sur les alluvions de l'interfluve ($27,95 \pm 2,62$ ka). L'acquisition ultérieure du LIDAR Scarpe a cependant montré que la morphologie de détail de ce secteur était un peu plus complexe que celle perçue à partir de la seule carte IGN, notamment en ce qui concerne l'hypothétique chenal abandonné, irrégulier (figure 128). Il pourrait s'agir d'une défluviation (de multiples détails sur le LIDAR valident son existence, figure 127) avec des placages éoliens sur la morphologie fluviale héritée. Le fait est plus largement discuté dans la partie II.2-2.3.5.

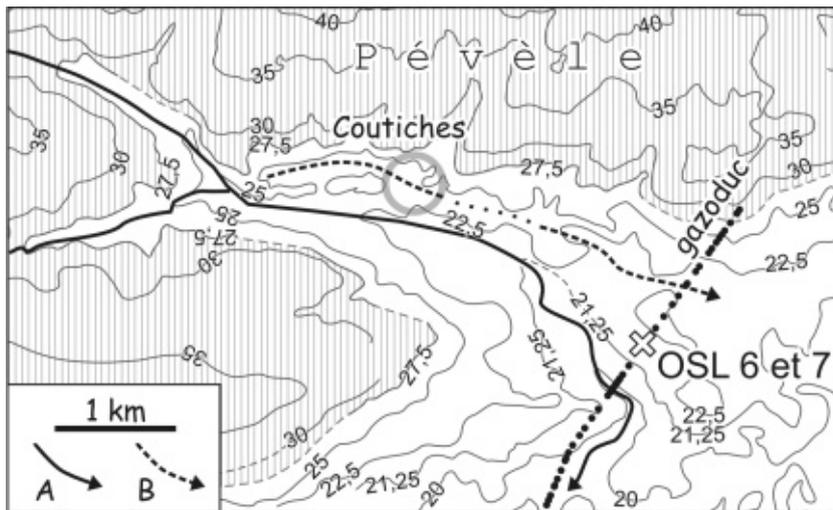


Figure 138 - Scarpe « gazoduc » :
hypothèse d'une
défluviatation pléniglaciaire
du ruisseau de Coutiches
d'après la carte IGN
1/25 000

courbes de niveau en mètres NGF
Lallemand

A – réseau hydrographique actuel
B – autre talweg, OSL/ localisation
de la datation des alluvions en
position d'interfluve.

Figure 138 - Scarpe "pipeline":
Coutiches stream
pleni-glacial deflection
after the 1/25000 IGN
map

contours in meters NGF Lallemand
survey

A – current hydrographic network

B – other talweg

OSL – location of the dated alluvia in
situ in the interfluvium

2.4. Le Tardiglaciaire et l'Holocène

2.4.1 Formation éolienne de sable clair (unité 8)

Les formations fluviales (unité 5) et éoliennes pléniglaciaires (unité 7) sont couvertes d'un sable clair homogène (unité 8) depuis l'origine du transect jusqu'à environ 5,6 km. L'unité 8 est en général épaisse d'environ 0,25 m, mais elle peut être localement plus épaisse, en particulier vers le sud (pk 1,5). Plus vers le nord, elle est plus ténue et parfois interrompue. Toutefois, des comblements de chablis en gardent la trace. La couverture devait être à l'origine continue dans la plaine basse et sur la bordure sud de la plaine haute, avant d'être érodée ou intégrée dans les labours.

L'unité 8 se distingue des unités fluviales sous-jacentes par son caractère homogène et la moindre abondance, voire l'absence, de traces ferriques. Les traces de racines perçues dans l'unité 5 ne se poursuivent pas au-dessus dans l'unité 8. La limite est nette mais très irrégulière. De nombreuses involutions descendent brutalement dans les formations sous-jacentes avec parfois des remaniements d'agrégats (photo 64). Le contact est souligné par des oxydes de fer qui affectent exclusivement les unités sous-jacentes. Parfois, en quelques endroits, notamment vers le relief du pk 3 (S28, figure 136), la concentration en oxydes est telle que le sable est grésifié. Malgré le contraste net entre les unités, les irrégularités rendent le contact confus et une surface plane régulière ne peut être trouvée au décapage, de multiples « poches » diffuses apparaissant en fond de tranchée. Dans quelques coupes, ces involutions prennent parfois l'aspect de glosses. Il est possible que leur nature glossique soit généralisée mais que la texture sableuse ait mal conservé ce trait.

La base de l'unité 8 présente des caractères pédologiques similaires à ceux d'un fragipan plus ou moins dégradé, identifié par la compaction du sédiment par la glace de ségrégation et l'ouverture d'un réseau de fentes par dessiccation qui guide les traits pédologiques ultérieurs (Van Vliet et Langohr, 1981 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992). Si les traits typiques sont décrits sur loess, la texture sableuse n'est pas un obstacle à leur formation (Langohr, communication orale). Le mauvais drainage de la plaine et la présence d'une fraction fine dans les alluvions ont pu favoriser ce phénomène. Une origine pédologique à l'unité 8 peut ainsi être invoquée, au moins en partie. Toutefois, celle-ci n'est pas exclusive comme l'indique la présence de discordances avec les horizons sous-jacents (S28, figure 136) ou la forte irrégularité d'épaisseur. Cette dernière est maximale à proximité des chenaux au sud de la plaine.

Nous interprétons l'unité 8 comme dépôt éolien. Les interprétations pédologiques (un horizon superficiel formé dans les sables au cours du Tardiglaciaire) et sédimentaires (une accumulation éolienne à la fin du Tardiglaciaire) ne sont pas mutuellement exclusives. Il est d'ailleurs possible que l'horizon superficiel déferrié et meuble ait pu constituer une des sources de la déflation. L'horizon pédologique serait alors confondu avec le dépôt éolien et décelable aujourd'hui à la faveur d'une accumulation éolienne assurant son enfouissement et ainsi une protection vis-à-vis des labours et des processus pédologiques ultérieurs. La réactivation d'un processus éolien au Dryas récent est d'autant plus facile à invoquer qu'elle est mise en évidence sur toutes les zones d'accumulations sableuses éoliennes pléniglaciaires et qu'elle est particulièrement marquée dans les régions septentrionales voisines (*cf. infra*).

2.4.2 Les chenaux recoupés

Les formations alluviales tardiglaciaires-holocènes sont beaucoup moins étendues que celles du Pléniglaciaire weichselien. Elles sont localisées dans des chenaux ou à leur voisinage. Les deux chenaux recoupés (le méandre de Vred au sud et le chenal du Câtelet entre le pk 1,9 et 2, figure 131) avaient été considérés comme chenaux secondaires de la Scarpe et leur coupe avait été publiée avec cette interprétation (Deschodt *et al.*, 2012). La mise à disposition du LIDAR Scarpe permet de réviser cette interprétation. Il s'agit beaucoup plus probablement de différents états du « ruisseau de Coutiches » (recoupé encore plus au nord, *infra*). Le ruisseau de Coutiches a, de toute évidence, subi de nombreuses avulsions en arrivant dans la partie basse de la plaine (figures 127 et 128).

A. Le chenal du Câtelet

En l'absence de structure anthropique (contrairement au méandre de Vred), les informations recueillies sur le chenal du Câtelet sont succinctes et sont représentées sur la figure 137. Nous interprétons (à vérifier) deux chenaux

Figure 139 - Scarpe « gazoduc » : Microtopographie du chenal amont du méandre de Vred

altitude en mètres IGN 69 ; le chat noir représente le lieu approximatif de prise de vue de la photo 73 ; le chaton blanc localise le point B sur la photo 73

Figure 139 - Scarpe "pipeline": microtopography of the upstream channel of the Vred meander

elevations in meters from IGN 69 survey; the black cat stands at the shooting place of the photo 73; the white kitten indicates point B on photo 73

successifs dont le plus récent est moins profond, mais plus actif que le premier. Celui-ci est en grande partie comblé par une tourbe franche. La morphologie de surface (déprimée) pourrait résulter de son tassement, mais aussi, très probablement, de l'extraction de la partie supérieure de la tourbe.

B. Le méandre de Vred

Partie aval

Sur les premières centaines de mètres du transect, entre le canal de la Scarpe et le village de Vred situé sur un léger relief, des prairies humides aux environs de 16,4 à 16,8 m d'altitude ont été sondées à la tarière. Elles se

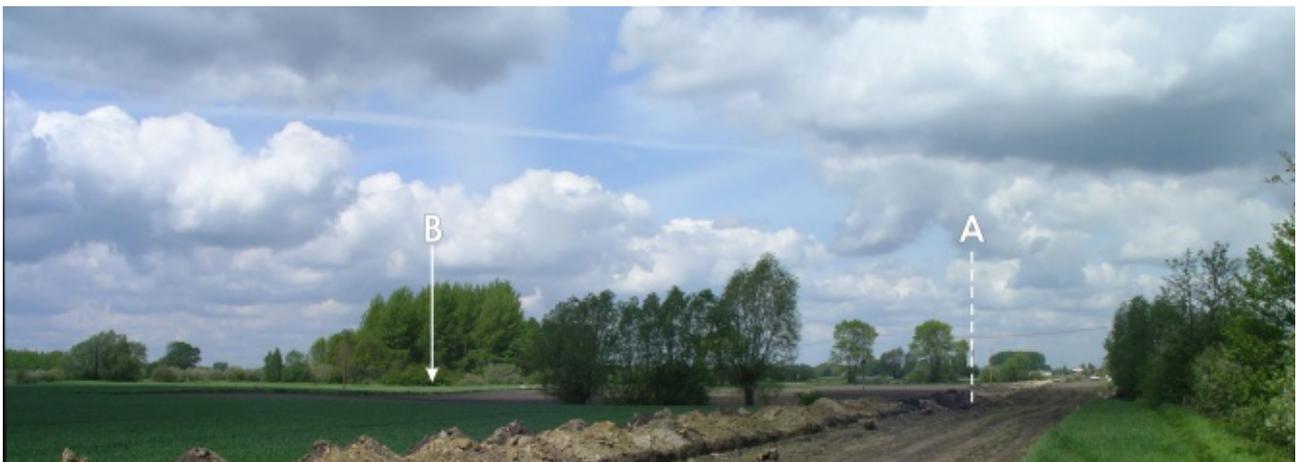
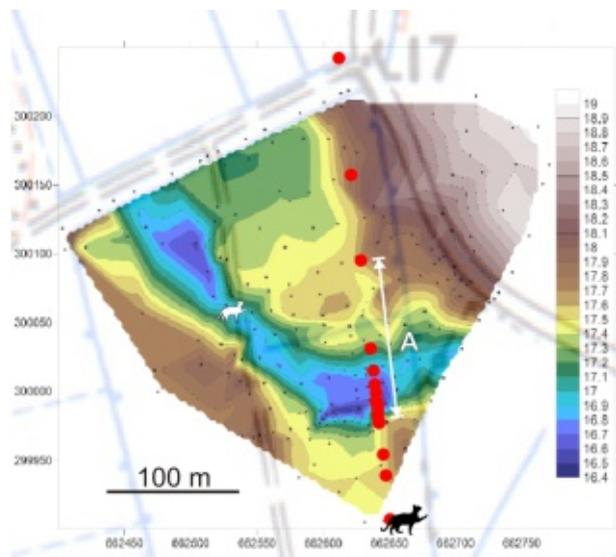


Photo 73 - Scarpe « gazoduc » : trace topographique de la partie amont du méandre de Vred dans la plaine
montage de photos
A – franchissement, figure 140
B – méandre visible

Photo 73 - Scarpe "pipeline": topographic trace of the upstream portion of the Vred meander in the plain
photo montage
A – steam crossing, figure 140
B – visible meander

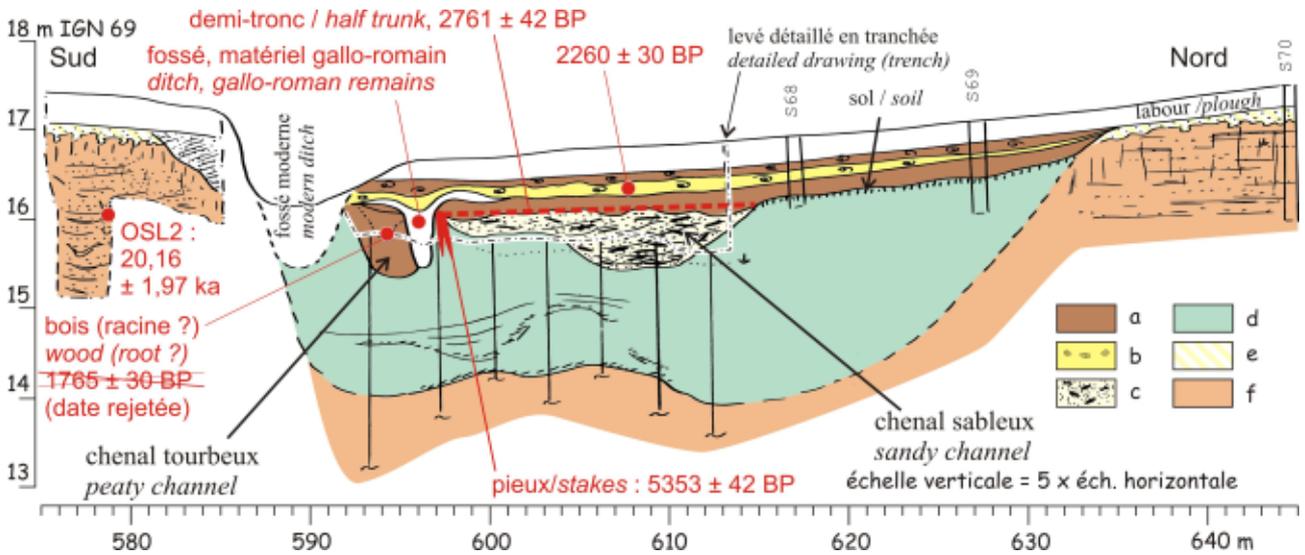


Figure 140 - Scarpe « gazoduc » : coupe simplifiée du chenal amont du méandre de Vred

- a – formations tourbeuses (fluviale, Holocène)
- b – limon travertineux (fluviale, Holocène)
- c – sable et bois flottés (fluviale, Holocène)
- d – limon ou sable lité, passages organiques (fluviale, Tardiglaciaire)
- e – sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire)
- f – sable et limon lité (fluviale, Pléni-glaciaire).

Figure 140 - Scarpe "pipeline": simplified cross-section of the upstream channel of the the Vred meander

- a – peaty formations (fluvial, Holocene)
- b – loamy calcareous tufa (fluvial, Holocene)
- c – sand and floated wood (fluvial, Holocene)
- d – bedded sand or loam, with organics (fluvial, Lateglacial)
- e – homogeneous light sand (aeolian, Lateglacial)
- f – bedded sand and loam (fluvial, Pleniglacial).

Photo 74 - Scarpe « gazoduc » : franchissement du méandre de Vred et fouille

vue de la rive sud ; notez les différents sables (unités 5, rouille, et 8, clair) sous le labour

Photo 74 - Scarpe "pipeline": crossing and excavation fo the Vred meander

view from the south bank; note the various coloured sands (units 5, rusty, and 8, light) on the bank



Photo 75 - Scarpe « gazoduc » : méandre de Vred : structure de franchissement et partie supérieure du remplissage

- 1 – labour
- 2 – limon tourbeux calcaire
- 3 – tuf calcaire
- 4 – limon tourbeux non calcaire
- 5 – sable avec bois flottés
- 6 – limon verdâtre (remplissage tardiglaciaire)

Photo 75 - Scarpe "pipeline": Vred meander: crossing structure and upper part of infill

- 1 – plough zone
- 2 – calcareous peaty loam
- 3 – calcareous tufa
- 4 – non calcareous peaty loam
- 5 – sand and floated wood,
- 6 – greenish loam (Lateglacial infilling)



développent sur quelques décimètres de limon tourbeux, incluant épisodiquement un lit de travertin limoneux. L'ensemble repose sur les formations limono-sableuses litées de l'unité 5. Plus à l'ouest, aux environs du pk 0,3 (figure 130), les formations tourbeuses et travertineuses sont plus épaisses et masquent un chenal indécélable dans la topographie. Le comblement est composé, du haut vers le bas, d'un sable grossier fluvatile à nombreux bois flottés qui suit une légère incision dans un limon argileux noir peu compact et plastique. Ce dernier scelle d'une part des limons plastiques clairs, bleutés ou verdâtres et, d'autre part, une succession de limon plastique avec quelques charbons, de sable et limon tourbeux lités et de sable lité avec passages organiques. Un de ces éléments a été daté à $12\,345 \pm 50$ BP (Lyon-4933, SacA-10418), attribuant ainsi la base du comblement au Bølling (figure 130 et table 128).

La rive occidentale du chenal colmaté coïncide avec le bord de la prairie. Cette limite morpho-sédimentaire est soulignée par un fossé de drainage et par un dénivelé modeste d'environ 0,5 m (surface vers 17,4 m). Le passage hors de la prairie est surtout marqué par l'affleurement brusque, sous les labours, des formations sableuses pléistocènes (unités 5 et 8).

Partie amont

La zone sableuse labourée est traversée par un talweg à peine perceptible sur le terrain (photo 73) mais révélé par la microtopographie (figure 139). Le Lidar Scarpe met bien en évidence l'unicité de ce talweg avec le chenal masqué observé en aval (figure 128). La coupe du chenal (figure 140) révèle en effet, de haut en bas :

- un limon tourbeux à malacofaune abondante (labouré)
- un limon travertineux blanc finement lité avec malacofaune très abondante et petits restes végétaux épars. Ces derniers ont été datés de $2\,260 \pm 30$ BP (Ly-3543 GrA).
- un fossé à remplissage lité tourbeux, scellé par le limon travertineux. Les remblais provenant du creusement, clairement identifiables par la reprise en mottes des sédiments sous-jacents, sont déposés de part et d'autre. Ils contiennent quelques tessons de céramique gallo-romaine.
- un limon tourbeux non calcaire, lui aussi scellé par le limon travertineux. Il est antérieur au fossé.

- deux petits chenaux très peu profonds, de l'ordre du mètre, sont perceptibles sous le limon tourbeux. Ils occupent deux emplacements distincts à l'intérieur du lit large d'une quarantaine de mètres. Le plus méridional est large de moins de 5 m et est entaillé sur sa rive nord par le fossé contenant du matériel gallo-romain. Son remplissage est constitué d'une tourbe passant vers le bas à un limon organique puis à un peu de sable à la base. Une date à $1\,765 \pm 30$ BP (Lyon-4934, SacA-10356) a été obtenue sur un bois et rejetée. Il s'agit peut-être d'une racine consécutive à la végétalisation de la bordure du fossé romain. Le deuxième chenal, large d'un peu plus de quinze mètres, n'est guère plus profond et est comblé par un sédiment témoignant d'une dynamique fluvatile un peu plus forte, sous la forme d'un sable lité qui apparaît très sombre en coupe en raison de la très forte charge en fragments de bois flottés. Quelques lits sont exclusivement composés de malacofaunes. Des seuils sont perceptibles d'ouest en est, de part et d'autre de la tranchée de sondage.

- sous cet ensemble, nous retrouvons une succession de sédiments comblant le large chenal d'une quarantaine de mètres. De haut en bas, nous rencontrons un sable limoneux à la carbonatation irrégulière (décarbonatation partielle ?) affecté au nord par un petit sol sombre ; des lits réguliers de sable et de limon sableux, avec des lits organiques bruns, voire tourbeux (observés en tarière), et enfin un sable calcaire régulièrement lité, grossier à la base (avec un lit de sable de craie), plus fin, avec quelques lits limoneux vers le haut. La datation obtenue dans la partie aval du méandre (figure 130) permet d'attribuer ce comblement au Tardiglaciaire.

Une structure de franchissement

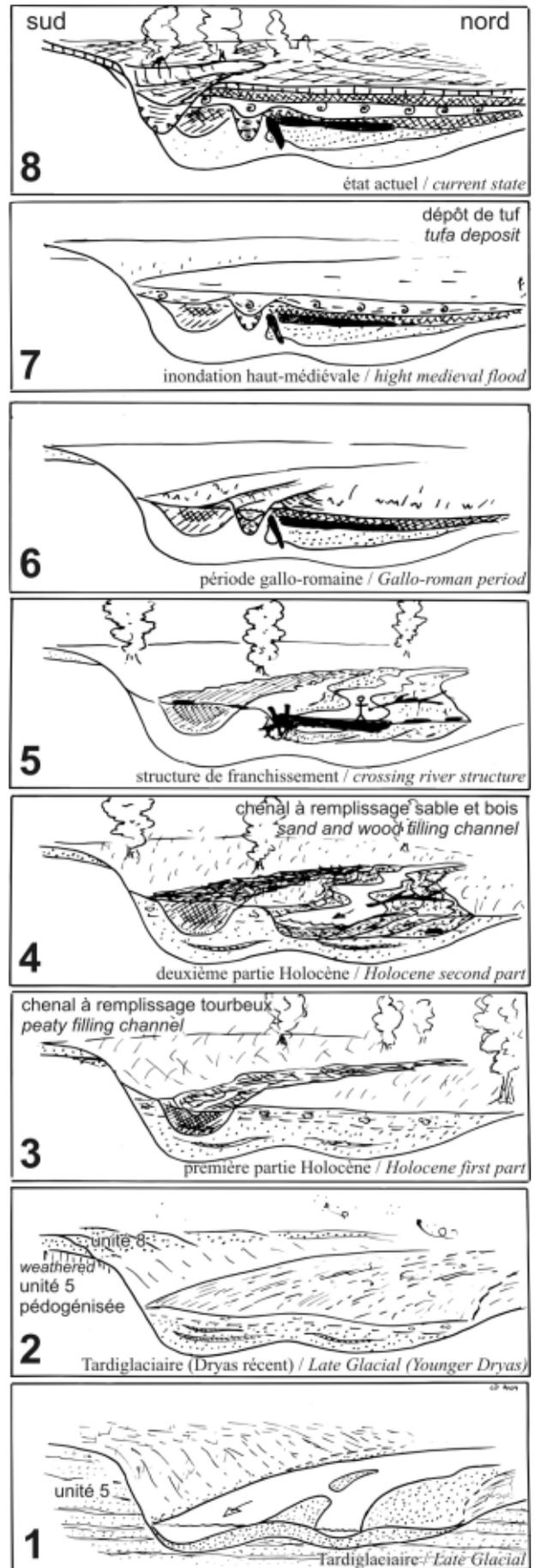
Une structure anthropique a été fouillée exactement au contact du sable à bois flottés et du limon tourbeux sus-jacent, dans la partie amont du méandre. Elle se présente comme un demi-tronc d'aulne, fendu et totalement ébranché, disposé perpendiculairement au chenal (photo 75). Le tronc est daté de l'Âge du Bronze : $2\,761 \pm 42$ BP (Erl-11737). La face externe, dirigée vers le bas, est enrobée par le sable. La face interne (coeur du tronc fendu), dirigée vers le haut, est scellée par le sédiment tourbeux. Le dépôt de sable contre le tronc indique donc son immersion partielle pendant une phase d'écoulement dynamique du chenal. Toutefois, son dépôt intervient vers la fin de cette phase puisqu'il a ensuite été scellé par les formations tourbeuses. La base du fût est orientée vers le sud. Elle repose sur un chablis ou sur une souche dans une

structure fossoyée creusée en rive sud du petit chenal. Cette partie distale est entourée de pieux très grossièrement taillés (certains non époinetés). À la fouille, les pieux ont été interprétés comme un système de blocage du tronc. Un état d'aménagement plus ancien est associé à la présence de deux autres pieux en chêne, distant de 1,5 m du tronc d'aulne. Ils sont datés du Néolithique : $5\,353 \pm 42$ BP (Erl-11738). La faible emprise autorisée du sondage ne permet pas de déterminer s'il s'agit là d'un aménagement le long de la berge du petit chenal à remplissage sableux ou de la trace, au même endroit, d'une structure destinée à faciliter son franchissement. Il est en effet possible que nous soyons là sur un lieu de traversée privilégié du chenal (figure 128). Les rives forment deux reliefs sableux (basses terrasses pléistocènes) qui dominent une zone plus basse, humide et très large. Cette vaste zone humide est probablement le lieu de la confluence, aujourd'hui masquée par les tourbes, entre le chenal principal de la Scarpe et le lit secondaire observé.

Commentaires et interprétations

Le méandre de Vred est masqué par les tourbes dans la prairie humide à proximité du lit principal de la Scarpe tandis qu'il est visible en topographie un peu plus au nord, légèrement incisé dans les alluvions pléniglaciaires. Il constitue un bras secondaire de la Scarpe. Deux coupes, l'une amont et l'autre aval, montrent un remplissage similaire (figure 130, pk 4,5 et pk 6). La partie supérieure est composée de bas en haut d'une succession de sable à bois, de tourbe, de limon travertineux et à nouveau de tourbe. Cette formation est associée à des éléments archéologiques holocènes. Plus bas, nous observons des faciès sableux et limoneux avec passages organiques, dont la base est datée du Bølling. Nous notons une dénivellation notable d'amont vers l'aval. Cette différence d'altitude est interprétée comme un seuil entre des secteurs morphologiques et hydrologiques distincts à l'intérieur de la plaine. Certains faciès de granulométrie fine, uniquement en aval, témoignent d'une décantation (les limons plastiques « j » et « l » de la figure 130, pk 4,5).

Nous synthétisons sur la figure 141 notre interprétation de l'évolution sédimentaire et paléoenvironnementale du méandre de Vred et de ses abords.



←
 Figure 141 - Scarpe « gazoduc » : reconstitution de
 l'évolution du méandre de Vred
 échelles non respectées

Figure 141 - Scarpe "pipeline": reconstruction of the evolution
 of the Vred meander
 not to scale

Phase 1 : Le chenal fonctionne au Tardiglaciaire. La base du comblement est datée du milieu du Bølling ($12\,345 \pm 50$ BP). Son incision dans les alluvions sablo-limoneuses de la fin du Pléniglaciaire weichselien (unité 5, OSL $20,16 \pm 1,97$ ka) confère à ces derniers un statut morphologique de basse terrasse.

Phase 2 : Les terrasses sont scellées par un sable éolien attribué au Dryas récent (unité 8). La source du dépôt est probablement locale, avec une déflation facilitée par l'omniprésence de sable fluviatile dans la plaine et peut-être par la formation d'un horizon éluvial sableux facilement remobilisable au cours du Tardiglaciaire.

Phase 3 : Au début de l'Holocène, un petit chenal s'incise dans la concavité du méandre (environ 3 m de large, moins de 1 m de profondeur) puis est remblayé par un sédiment très organique, jusqu'à une tourbe franche, dans un contexte très peu dynamique.

Phase 4 : Au cours de l'Holocène, un nouveau chenal balaye l'ancien méandre tardiglaciaire. D'une profondeur maximum de l'ordre du mètre, il est associé à des alluvions sableuses à abondants débris de bois dans un contexte hydrologique dynamique.

Phase 5 : C'est dans le même contexte hydrologique de petit chenal dynamique qu'un premier aménagement indéterminé est réalisé au Néolithique. À l'Âge du Bronze, un demi-tronc d'arbre est placé dans le lit mineur, perpendiculairement à l'axe du cours et au droit d'un seuil (environ 1 000-800 av. J.-C.).

Phase 6 : La dynamique du cours d'eau faiblit. Un limon tourbeux non-calcaire envahit le méandre et scelle la structure de franchissement tandis que, juste en aval, se développe un marais où la sédimentation commence à masquer le tracé du cours d'eau. Ultérieurement (*post quem* gallo-romain), des hommes creusent un fossé.

Phase 7 : Une eau très calcaire inonde la majeure partie de l'ancien méandre. Elle réoccupe l'ensemble du lit majeur holocène, et permet un dépôt de limon travertineux alors que le fossé contenant du matériel gallo-romain est encore nettement sensible dans la topographie.

Cette sédimentation est insolite à plusieurs titres :

- (a) elle implique un haut niveau hydrologique et un écoulement qui réoccupe la largeur du lit tardiglaciaire, pour la première fois depuis le début de l'Holocène ; elle est associée paradoxalement à une compétence faible des écoulements caractérisant des inondations où dominent les processus de décantation en eau stagnante ;
- (b) elle implique un apport massif d'eau carbonatée alors qu'à cet endroit l'ensemble des sédiments sous-jacents est, depuis le Pléniglaciaire weichselien, modérément ou non carbonaté. Il s'agit donc d'un changement majeur dans l'alimentation en eau et donc dans la dynamique des écoulements caractérisant le réseau hydrographique amont ;
- (c) de petits débris végétaux flottés dans le sédiment sont datés de 393 à 208 av. J.-C. Cette datation est contradictoire avec la présence de matériel gallo-romain sous-jacent. Nous l'expliquons par le remaniement des éléments végétaux datés. L'inondation semble donc être corrélative d'une érosion localisée plus en amont.

Nous interprétons ce dépôt comme l'effet dans la plaine de la Scarpe de la capture anthropique de la Satis ou Scarpe d'Arras vers la plaine via Vitry-en-Artois, au Haut Moyen Âge. Cette interprétation est cohérente avec l'ensemble des caractéristiques observées :

- *post quem* gallo-romain,
- arrivée d'une eau particulièrement chargée en carbonate sans autre équivalent à l'Holocène,
- haut niveau hydrologique sans autre équivalent à l'Holocène,
- témoignage d'une érosion en amont et d'une décantation dans cette partie de la plaine.

Phase 8 : Le dépôt de limon travertineux est recouvert par un limon tourbeux calcaire. Ce dernier est, tout comme les rives sableuses, labouré. Un fossé de drainage, une haie et le caractère estompé de la microtopographie créent le paysage actuel.

2.4.3 Le ruisseau de Coutiches

Un affluent de rive droite de la Scarpe, le ruisseau de Coutiches, a été longé du pk 3,6 à 4,2 puis a été franchi aux environs du pk 5,5 (figure 131).

A. En longeant le ruisseau de Coutiches

À cet endroit, le lit majeur est très large. En rive droite, il est occupé par des prairies passant rapidement à l'ouest à une vaste zone de marais et d'étangs. La rive gauche est occupée par une zone boisée (« Bois de Bouvignies »). Le ruisseau lui-même se présente comme un large fossé avec, au moment de notre intervention, un écoulement rapide et une lame d'eau peu importante (quelques centimètres). Le flot charrie un sable fin organisé en rides. Il semble qu'il s'agisse là des seules alluvions holocènes de cette section du lit mineur : le *bed rock* est constitué des alluvions pléistocènes (unité 5). Le tracé du cours d'eau est anthropique.



Photo 76 - Scarpe « gazoduc » : colmatage argileux du lit majeur du Ruisseau de Coutiches surmonte un horizon de sol noir avec éléments gallo-romains, une belle argile pour pâtons et autres boudins

Photo 76 - Scarpe "pipeline": clayed infilling of the Ruisseau de Coutiches flood plain overlaying a black soil horizon with Gallo-Romans elements, a perfect clay for dough rolls

Les limites topographiques du lit majeur sont peu lisibles. Leur expression la plus nette se situe au droit de la dune du Câtelet où la limite du lit majeur prend la forme d'un petit talus avec une dénivellation maximale d'environ 1 m, ce qui suggère l'érosion – au Tardiglaciaire ? – du pied de la dune du Câtelet (hors transect). Mais la limite est en général presque imperceptible : vers le pk 4,2, la sortie du lit majeur s'effectue par un léger dénivelé d'environ 0,2 m. Si les limites topographiques sont peu marquées, le contraste textural est par contre extrême entre le sable et l'argile du lit majeur. Ce dernier est en effet entièrement scellé par une argile grise d'environ 1 m d'épaisseur (figure 131, unité « n », photo 142) qui recouvre un petit sol humifère gris développé sur l'unité 11 et un fossé creusé dans l'unité 11. Le sol a livré à plusieurs reprises des fragments de *tegulae*, ce qui implique un *post quem* gallo-romain. Le dépôt d'argile témoigne d'inondations longues et répétées par des eaux calmes, ce qui concorde avec le témoignage d'exploitants agricoles précisant que le lit majeur était, jusqu'à des travaux d'aménagement du ruisseau dans les années 1960, inondé pendant environ la moitié de l'année.

Un sondage (S34, pk 3,49, figure 131) a rencontré un sable glauconieux lité à composante organique abondante qui comble l'amorce d'un chenal (« i » sur la figure 131). Le faciès est proche des alluvions tardiglaciaires du méandre de Vred ou des alluvions holocènes dans le chenal traversé un peu plus en amont (*cf. infra*). En l'absence de datation, nous ne tranchons pas. Dans tous les cas, ce chenal est aujourd'hui scellé par les argiles d'inondation et est imperceptible dans la topographie.

B. Le franchissement du ruisseau de Coutiches

Plus au nord, le gazoduc franchit le ruisseau de Coutiches. Le lit majeur est ici beaucoup plus étroit, à peine plus de 100 mètres, et encaissé, de l'ordre d'un mètre par rapport aux champs environnants. Le fond est boisé ou occupé par des prairies humides. De haut en bas, nous avons rencontré les sédiments suivants (figure 142).

Argile d'inondation et colluvions sableuses

Le fond de vallée est couvert d'argile, similaire à celle rencontrée plus en aval. Elle passe rapidement mais de manière diffuse à un sable colluvié brun sur les bordures du lit majeur (avec éléments gallo-romains au sud). Un charbon de bois, situé dans un lit sableux à la base de l'argile et à la transition avec le chenal sableux

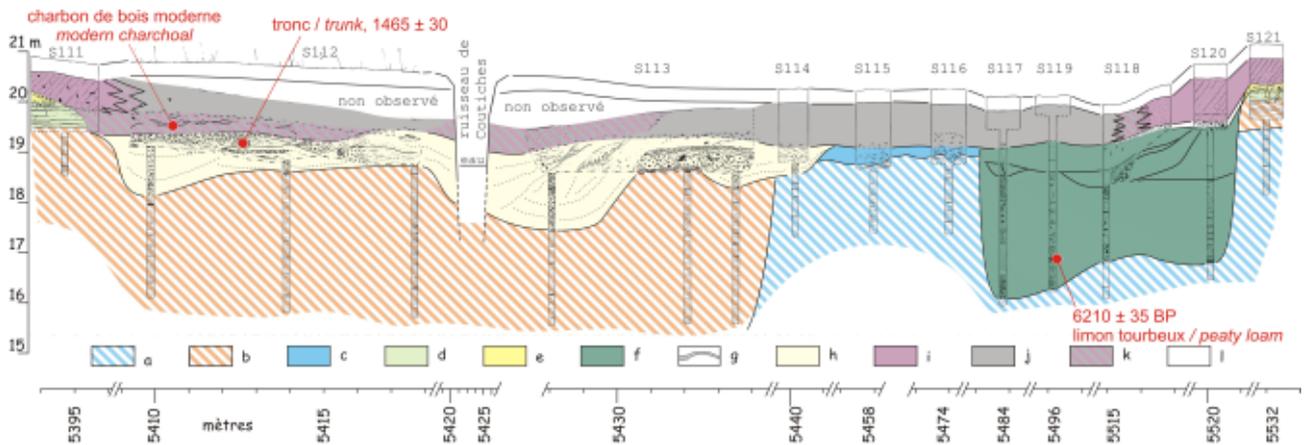


Figure 142 - Scarpe « gazoduc » : transect du franchissement du ruisseau de Coutiches

- a – sablon et sable limoneux lité, glyifié (unité 4)
- b – sable et limon lité (unité 5)
- c – lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fins plastiques, globalement plus sableux vers le bas, avec limite érosive (discordance avec « a »)
- d – limon et sable lité, nombreuses petites discordances internes (ravines ?) (unité 6)
- e – sable clair homogène, limite inférieure érosive, avec de petits fragments grésifiés provenant de l'unité « d » sous-jacente
- f – succession d'argile et de limon plastique (contaminés par des éléments gréseux provenant de la rive), sur des lits de sable et sable limoneux, glauconieux, lits organiques voire tourbeux, couleur carambar ®
- g – horizon sablo-limoneux très sombre, charbons de bois et tessons de céramique grossière
- h – sable quartzéux lité, très riche en bois (coloration globale noire due à l'abondance de bois), quelques lits limoneux, quelques lits de graviers d'argile
- i – sable brun, avec éléments anthropiques divers (tessons de céramique gallo-romaine)
- j – argile grise, riche en oxyde de fer vers le bas
- k – sable argileux ou argile sableuse
- l – labour ou horizon humifère

sous-jacent, a été considéré comme « moderne » par le laboratoire de radiochronologie et n'a pas été daté (Lyon-4932, SacA-10355). Il plaide pour une mise en place récente de la masse sédimentaire argileuse.

Deux chenaux distincts

Sous l'argile, nous retrouvons deux chenaux à des endroits distincts du lit majeur :

(a) au sud (« h », figure 142), un chenal peu profond (environ 1 m) et large (environ 30 m) à remplissage de sable avec bois flotté très abondant, interstratifié ; un tronc présent dans ces alluvions a été daté de $1\,465 \pm 30$ BP (Lyon-4930, SacA-10353) ;

(b) au nord (« f », figure 142), un chenal un peu plus profond (environ 3 m) majoritairement

Figure 142 - Scarpe "pipeline": Coutiches stream cross-section

- a – gleyed, bedded fine sand and loamy sand (unit 4)
- b – bedded sand and loam (unit 5)
- c – undulating sandy laminae, alternating with plastic fine sediment laminae, sandier downwards, with erosive boundary (discordance with unit "a")
- d – bedded loam and sand, numerous small internal discordances (gullies?) (unit 6)
- e – homogeneous light sand, lower erosive limit with small fragments of (ferric) cement sandstone coming from the underlying unit "d"
- f – clay and plastic loam sequence (with sandstone coming from the bank), overlaying sand, glauconic sand and loamy sand beds with some organic (to peaty) layers
- g – very dark loamy sandy horizon, some charcoals and some rough potsherds
- h – bedded quartzey sand with numerous bits of floated wood (black colour due to the abundance of wood), a few loamy beds, a few beds of clay gravels
- i – brown sand, with diverse anthropic elements (Gallo-Roman potsherds)
- j – grey clay, rich in ferric oxides towards the base
- k – clayey sand or sandy clay
- l – plough or humic horizon

comblé par des sables lités glauconieux, avec passées organiques, voire tourbeuses ; la fin du comblement est composée d'un limon plastique, en partie organique, avec éléments gréseux (sable cimenté par de l'oxyde de fer) provenant de la rive. La base du comblement est datée de $6\,210 \pm 35$ BP (Lyon-4932, SacA-10355).

Alluvions pléniglaciaires

En profondeur, nous retrouvons les alluvions litées pléniglaciaires (unités 4 et 5). L'argile d'inondation serait en contact direct avec l'unité 5 si ce n'était la présence du niveau « c ». Ce dépôt peu épais est composé de lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fin plastique, globalement plus sableux vers le bas. Nous observons une limite érosive (discordance) avec les alluvions sous-jacentes.

Nous interprétons les informations recueillies de la manière suivante (figure 143).

Phase 1

La morphologie générale est héritée du Pléniglaciaire : un large chenal d'une centaine de mètres incise légèrement les alluvions sableuses antérieures (« a »). En position de basse terrasse, le sommet des alluvions est affecté par des ravines et des remaniements fluviaux (« b »). Un dépôt issu d'une faible dynamique (« c ») tapisse le fond du chenal. Il est postérieur à l'unité 5. Ce témoin d'une baisse importante de la dynamique fluviale est attribué à l'extrême fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien.

Phase 2

Un chenal (« d ») large et profond d'environ 3 m incise une partie du chenal pléniglaciaire au cours de l'Holocène (date à $6\,210 \pm 35$ BP vers la base du comblement). Son remplissage est essentiellement sableux avec des passages organiques, passant en partie supérieure à un limon plastique organique. Nous n'avons pas observé de trace de chenal tardiglaciaire, soit que la stratigraphie du chenal soit plus complexe (chenaux emboîtés), soit que l'érosion atlantique ait totalement réincisé les dépôts du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. Un épisode de même type a été mis en évidence dans la vallée de la Deûle, à Houplin-Ancoisne où une érosion datant de l'Atlantique a totalement purgé le chenal holocène (Praud *et al.*, 2007a).

Phase 3

Un nouveau chenal holocène est actif au cours de l'Antiquité tardive (« e »), avec une date à $1\,465 \pm 30$ BP). Il est large (plus de 20 mètres) mais faiblement incisé (environ 1 m) dans le fond de l'ancien chenal pléniglaciaire. Il est totalement comblé par une alluvion constituée de sable à nombreux fragments de bois. Ce faciès, bien que beaucoup plus récent, est identique à la phase 4 de la figure 141.

Phase 4

L'ancien chenal pléniglaciaire, bien marqué dans la topographie, constitue le lit majeur du ruisseau de Coutiches. Il est rempli par un dépôt métrique d'argile d'inondations (« f ») qui scelle les deux chenaux holocènes. Le dépôt d'inondation est contemporain de la mise en place des colluvions sableuses (« g »). Le dépôt est vraisemblablement récent (*post quem* gallo-romain + charbon déclaré moderne).

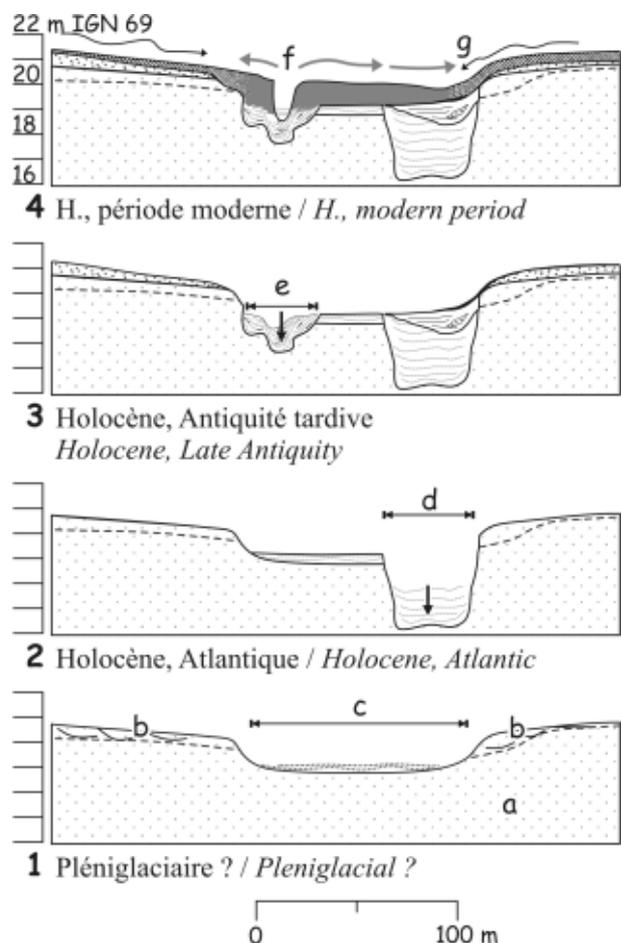


Figure 143 - Scarpe « gazoduc » : hypothèse de l'évolution du ruisseau de Coutiches

- a – alluvions pléniglaciaires (unité 5)
- b – remaniements en ravines (unité 6)
- c – dernier état du chenal pléniglaciaire (et dépôt de l'unité « c » de la figure 142)
- d – chenal atlantique, dépôt des unités 9 et 10
- e – chenal de l'Antiquité tardive, dépôt de sable avec bois
- f – argile d'inondation (époque moderne)
- g – colluvions sableuses

Figure 143 - Scarpe "pipeline": Hypothesis of the evolution of Coutiches stream

- a – pleniglacial alluviums (unit 5)
- b – reworked sediments in gullies (unit 6)
- c – final pleniglacial channel (and deposit of unit "c" of figure 142?)
- d – Atlantic channel, deposits of units 9 and 10
- e – channel dating of the Late Antiquity period, sand and wood deposits
- f – flood clay deposit (modern)
- g – sandy colluvias

4. Reconstitution de l'évolution de la plaine

Les données recueillies sur le gazoduc « Scarpe » sont des éléments clefs qui ont permis de reconstituer l'évolution paléogéographique de la plaine, commentée en détail dans la partie II.2-2.3.6. À partir du transect gazoduc seul, nous proposons de reconstituer l'évolution de la plaine depuis le Pléniglaciaire en 6 phases (figure 144).

phase 1

Au Pléniglaciaire, les cours d'eau provenant de la Pévèle sont très mobiles. Remaniant le substrat sableux, ils forment des cônes d'épandage au pied du talus bordier argileux.

phase 2

À la fin du Pléniglaciaire, le climat devient plus aride. Le vent reprend le sable à disposition dans les chenaux et forme de modestes dunes, en bordure des chenaux ou adossées au talus argileux.

phase 3

Au Tardiglaciaire, des petits chenaux incisent les lits laissés par les écoulements antérieurs. Les lits pléniglaciaires deviennent alors des lits majeurs. Une pédogenèse affecte les formations alluviales et éoliennes antérieures.

phase 4

À la fin du Tardiglaciaire, au Dryas récent, une nouvelle phase d'éolisation affecte le réseau. Cette fois, le sable forme des nappes à proximité immédiate des zones de déflation.

phase 5

Dans la première partie de l'Holocène, les cours d'eau occupent une partie des chenaux pléniglaciaires.

phase 6

Au cours de l'Holocène, la remontée de la nappe conduit à un ennoisement des points bas par des formations tourbeuses. Des dépôts argileux scellent le fond de vallée de ruisseaux affluents.

Ainsi, nous aboutissons au relief actuel, avec ses nombreuses microformes héritées de l'activité fluviale et éolienne weichselienne.

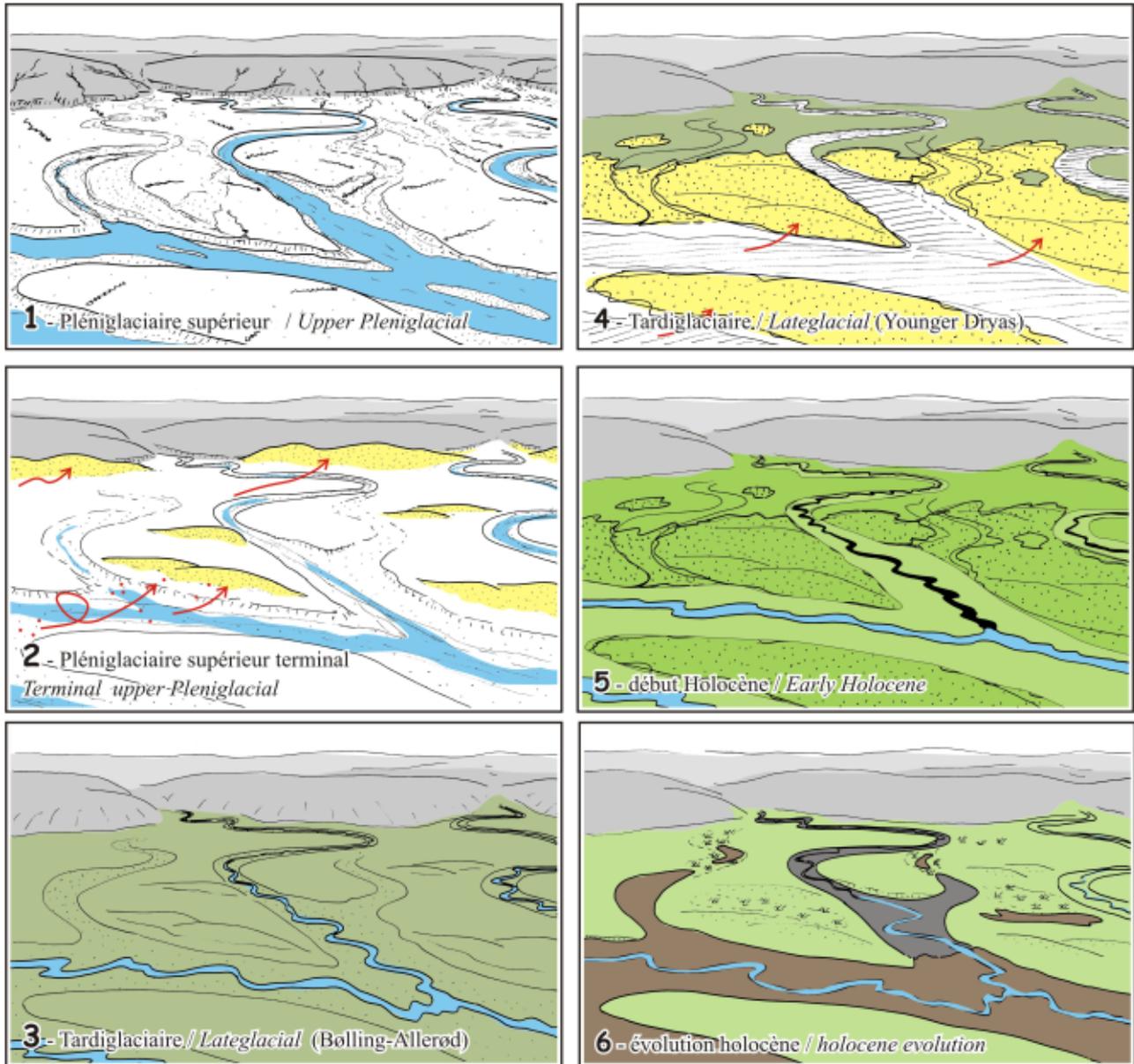


Figure 144 - Scarpe « gazoduc » : essai de reconstitution de la paléogéographie de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien
vue schématique vers le nord depuis l'axe de drainage principal

Figure 144 - Scarpe "pipeline": attempt at a palaeogeographic reconstruction attempt of the Scarpe plain, since the Weichselian Upper Pleniglacial
schematic view northward from the main drainage axis

I.15 - Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial »

1. Résumé

1.1 Contexte

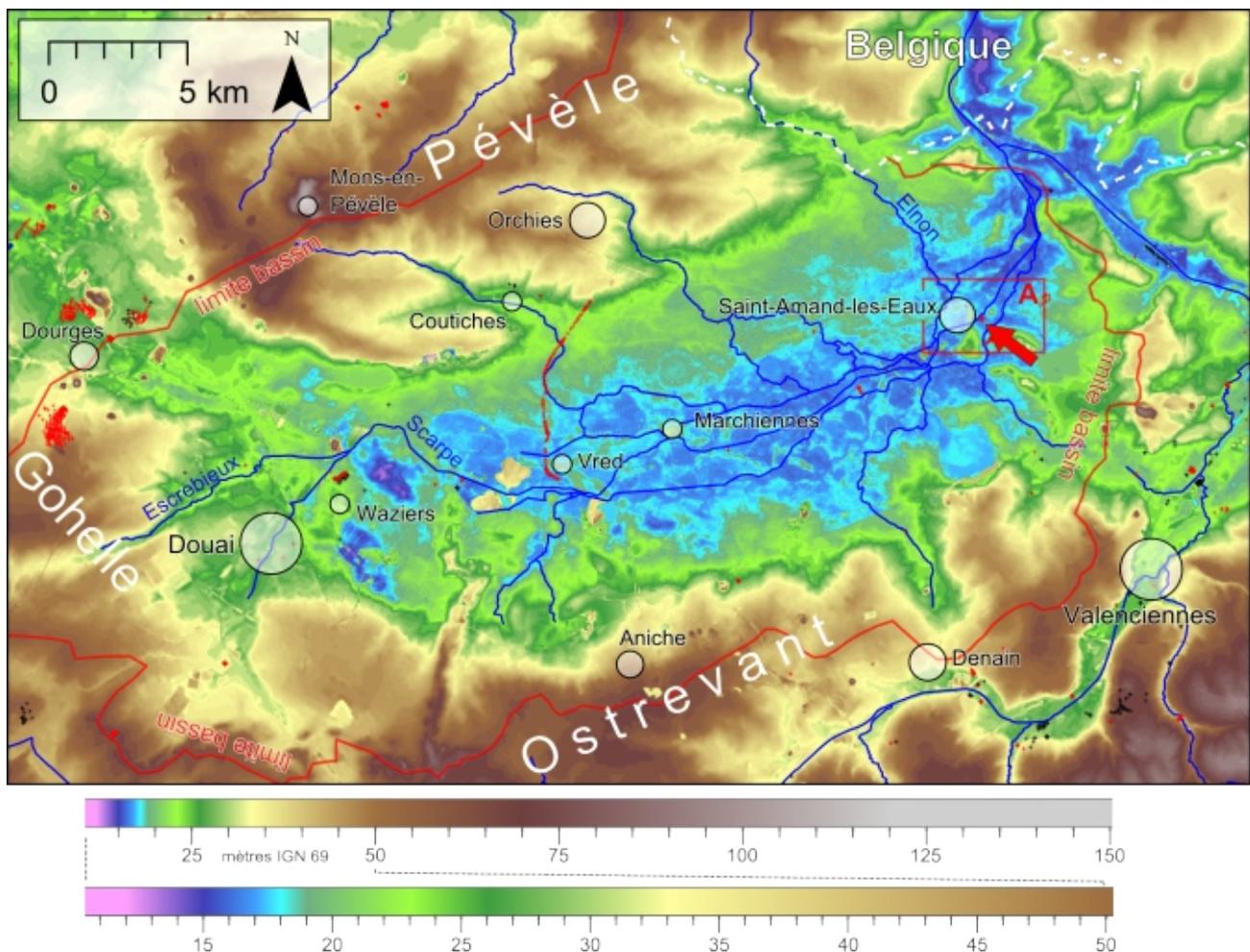
En 2005, des sondages ont été réalisés à Saint-Amand-les-Eaux, en rive droite du canal de la Scarpe, préalablement au creusement d'un port fluvial (figure 30, n° 14, figures 145 et 146) (Henton et Deschodt, 2005). La microtopographie et quelques sondages profonds en puits à la pelle mécanique (BDLD n° 1549 à 1556) ont permis de mettre en évidence un système morpho-sédimentaire hérité de l'activité fluviale du Pléniglaciaire supérieur et partiellement réoccupé par des écoulements à l'Holocène. Une partie des données a été publiée en complément du transect du gazoduc Scarpe (Deschodt *et al.*, 2012)

Figure 145 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : localisation dans le bassin de la Scarpe

MNT d'après BDalti25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL
croix rouges : observations personnelles
croix noires : observations de tiers
A – localisation de la figure 146

Figure 145 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": location in the Scarpe river catchment

DEM after BDalti 25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL)
red cross : personal observation
black cross : third-party observation
A – location of figure 146



1.2 Résultats

Nous interprétons la morphologie de détail comme le recoupement de deux chenaux pléni-glaciaires. Les dépôts associés sont des sables lités et un limon lité pour le modelé le plus récent. Ce dernier a été partiellement réoccupé par un écoulement dans la seconde partie de l'Holocène (dépôts de sable avec un bois flotté daté de 3 025 BP). Des sédiments fins ont fini de combler la forme au cours de la période historique (charbon de bois dans un horizon de sol de 1 430 BP).

The detailed morphology is interpreted as two overlapping pleni-glacial channels. The associated deposits are bedded sands and a bedded silt in the most recent landform. This latter has been partially reoccupied by flows in the second part of the Holocene (sand deposits and a piece of driftwood dated to 3025 BP). Fine sediment filled the landform during the historical period (charcoal in a soil horizon dated to 1430 BP).

1.3 Problématiques

- faciès fluviale du Pléni-glaciaire weichselien en fond de vallée (cf. partie II.2-4.3) ;
- héritage morphologique fluviale du Pléni-glaciaire weichselien (cf. partie II.2-4.3.2F.) ;
- activité fluviale intra-holocène (cf. partie II.3-2.).

Figure 146 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : localisation et morphologie de la région de Saint-Amand

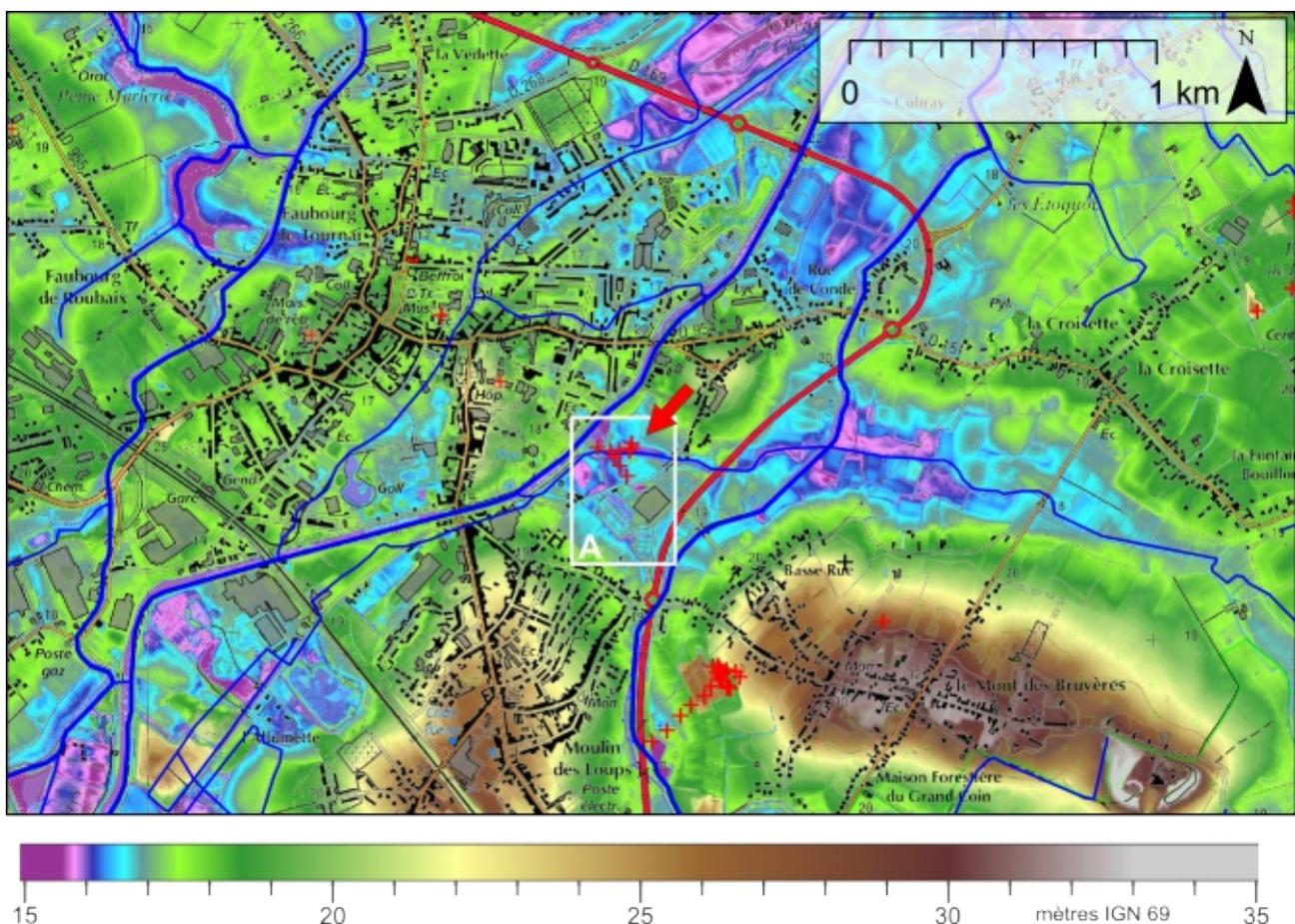
MNT d'après Lidar Scarpe (DREAL) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

A – localisation de la figure 147

Figure 146 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": location and morphology in the Saint-Amand area

DEM after Scarpe Lidar (DREAL); overlay of the IGN map 1/25000; hydrographic network after BDcarthage (IGN)

A – location of figure 147



2. Microtopographie

La zone sondée est contiguë au canal de la Scarpe. Aux environs de 16,5 m d'altitude, elle est dominée par des reliefs urbanisés (certains dépassant 25 m : « Moulin des Loups », « Mont des Bruyères ») (figure 146). La microtopographie se caractérise par de petits dénivelés marqués, souvent rectilignes, parfois d'ordre pluridécimétrique, voire métrique (entre environ 16 et 16,5 ou 17 m) (figures 147 et 148 et photos 77 à 82). Ces ruptures de pente enveloppent deux zones basses longilignes sous 16 m qui convergent à proximité du canal (figure 149). Le modelé situé au sud (figure 149, « A ») est estompé, mais reste perceptible sur le terrain.

La forme située au nord (figure 149, « B ») et d'axe général ouest-est est encore bien marquée dans le paysage. Sa limite sud est soulignée par un large fossé collecteur. Ces modelés sont interprétés comme des traces de chenaux du Pléniglaciaire weichselien.

Les zones hautes qui bordent le canal (figure 149, « C ») sont des remblais liés au canal.

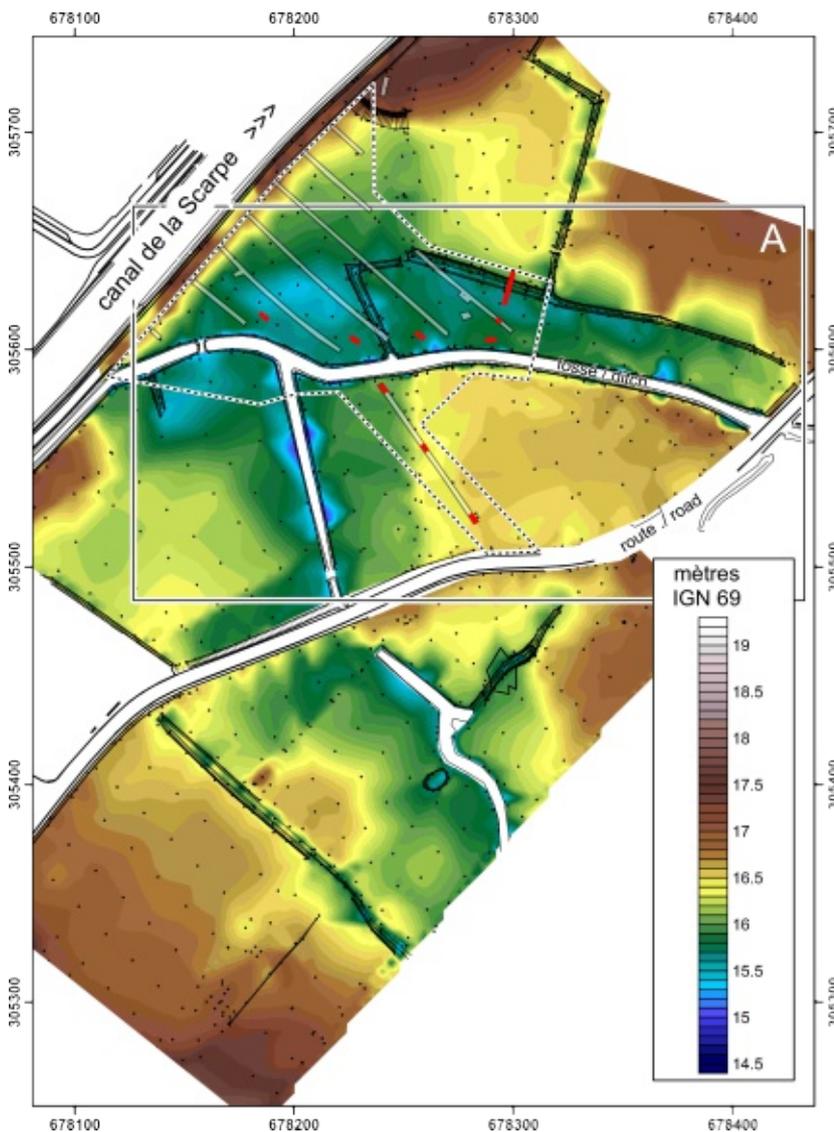


Figure 147 - St-Amand-les-Eaux
« Port fluvial » :
topographie de détail et
localisation des sondages
profonds

d'après les plans aménageurs
complétés par des levés Inrap ;
certains points topographiques
utilisés pour la construction de la
figure et situés dans les fossés
créent un « halo » de zone basse
A – localisation de la figure 148

Figure 147 - St-Amand-les-Eaux
"Fluvial port": detailed
topography and location
of test pits

after planners maps supplemented
by INRAP survey; some topographic
points used in this figure are in
ditches and create a "halo" of low
area

A – figure 148 location

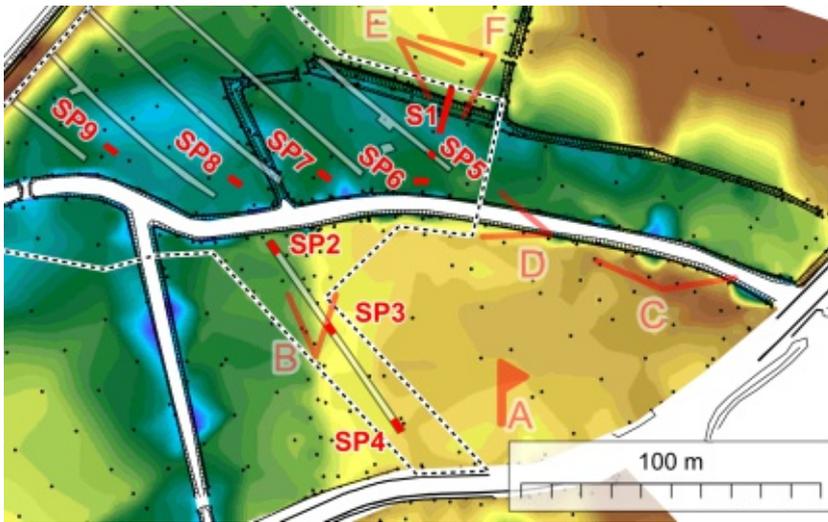


Figure 148 - St-Amand-les-Eaux
« Port fluvial » :
localisation des sondages
et des prises de vues

- A – prise de vue de la photo 77
- B – prise de vue de la photo 78
- C – prise de vue de la photo 79
- D – prise de vue de la photo 80
- E – prise de vue de la photo 81
- F – prise de vue de la photo 82

Figure 148 - St-Amand-les-Eaux
"Fluvial port": location of
the pits and of the photo
shooting places

- A – photo 77 shooting place
- B – photo 78 shooting place
- C – photo 79 shooting place
- D – photo 80 shooting place
- E – photo 81 shooting place
- F – photo 82 shooting place

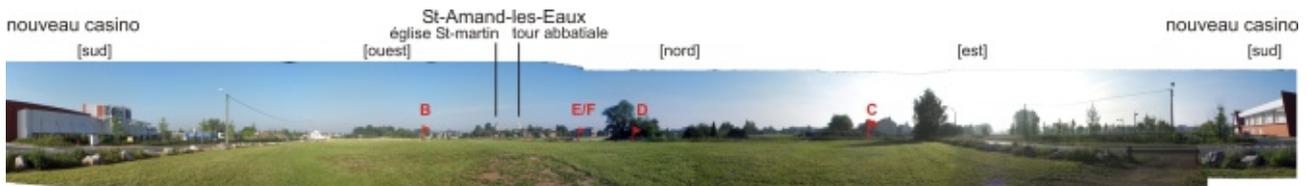


Photo 77 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : vue
panoramique 360°

- assemblage de plusieurs photos prises depuis le repère A
(localisation figure 148)
- B – prise de vue de la photo 78
 - C – prise de vue de la photo 79
 - D – prise de vue de la photo 80
 - E – prise de vue de la photo 81
 - F – prise de vue de la photo 82

Photo 77 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": 360° panoramic
view

- photo montage, from the A mark (location figure 148)
- B – photo 78 shooting place
 - C – photo 79 shooting place
 - D – photo 80 shooting place
 - E – photo 81 shooting place
 - F – photo 82 shooting place



Photo 78 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : topographie
de rive estompée d'un probable premier chenal
du Pléni-glaciaire weichselien

- bordure est de la forme « sud » vue depuis le repère « B »
(localisation sur la figure 148) ; la zone de végétation en
arrière plan correspond au fossé qui souligne la bordure sud
de la forme « nord » (voir photo 80)

Photo 78 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": blurred bank
topography of a probable first Weichselian
Pleniglacial channel

- border of the « south » form seen from point « B » (location
figure 148); the vegetated zone in the background
corresponds to the ditch marking the southern border of the
« north » form (see photo 80)



Photo 79 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien
 assemblage de plusieurs photos prises depuis le repère « C » sur la figure 148 ; le modelé à une quarantaine de mètres de largeur, depuis le premier plan (fossé collecteur non faucardé au pied de la rive sud) jusqu'à la maison en arrière plan (sise sur la rive nord)
 D – prise de vue de la photo 80
 E – prise de vue de la photo 81
 F – prise de vue de la photo 82

Photo 79 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": probable second Weichselian Pleniglacial channel
 photo montage from the point « C » mark on the figure 148; the landform is about 40 meters wide, from the foreground (unmowed collection ditch, at the foot of the south bank) to the house in the background (built on the north bank)
 D – photo 80 shooting place
 E – photo 81 shooting place
 F – photo 82 shooting place



Photo 80 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : rive sud du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien
 vue depuis le repère « D » (localisation sur la figure 148) ; le fossé collecteur faucardé souligne la rive ; le dénivelé de part et d'autre du fossé dépasse 1 mètre

Photo 80 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": south bank of the probable Weichselian Pleniglacial second channel
 seen from landmark « D » (location on figure 148); the collection ditch with cut bulrushes indicates the bank ; difference of elevation between the two sides of the ditch exceeds 1 meter

Photo 82 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : vue panoramique de la tranchée S1 en cours de creusement
 assemblage de plusieurs photos, depuis le repère « F » (localisation sur la figure 148)



Photo 81 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : début du creusement de la tranchée S1 à travers la rive nord du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien
 vue depuis le repère E (localisation sur la figure 148) ; dénivelé de l'ordre de 0,5 m

Photo 81 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": the beginning of the trench S1 through the north bank of the likely Weichselian Pleniglacial second channel
 seen from the landmark « E » (location on figure 148) ; the difference in elevation is about 0,5 m

Photo 82 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": panoramic view of trench S1 being dug
 photomontage, seen from « F » mark (location on figure 148)



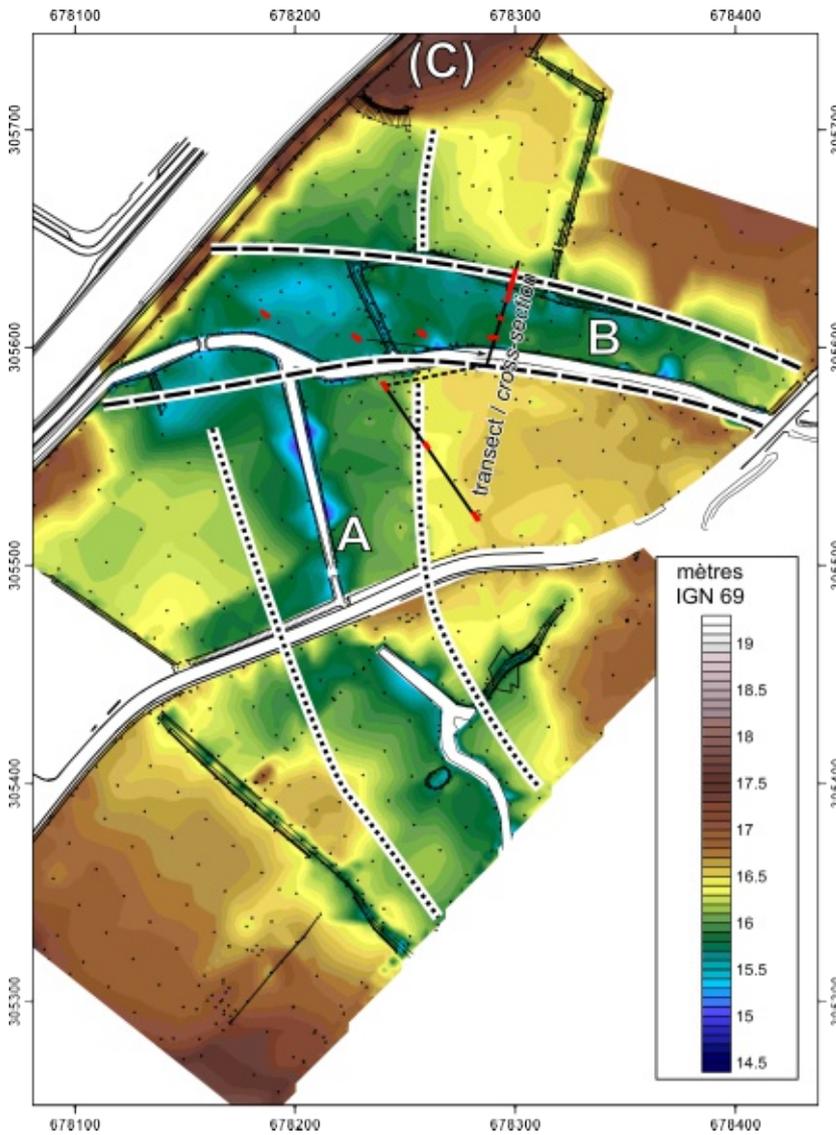


Figure 149 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : mise en évidence de deux modelés liés à de probables chenaux du Pléniglaciaire weichselien et localisation du transect

A – forme « sud », aux rives estompées (voir photo 78), probable premier chenal du Pléniglaciaire weichselien
 B – forme « nord », aux rives marquées (voir photos 79 à 82), probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien, partiellement réoccupé par des écoulements de l'Holocène
 C – remblais liés au canal de la Scarpe

Figure 149 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": highlighting of two landforms related to probable Weichselian Pleniglacial channels and location of the cross-section

A – « South » landform, blurred banks (see photo 78), probable first Weichselian Pleniglacial channel
 B – « North » landform, steep banks (see photos 79 to 82), probable second Weichselian Pleniglacial channel
 C – fill related to the Scarpe canal

Photo 83 - Scarpe « gazoduc » : vue générale de la tranchée S1
 notez le galbe du mollet d'un topographe joggeur

Photo 83 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": general view of the trench S1
 note the calf of a topographer jogger



prélèvements samples	n°labo	date BP	±	date CalBP	±	date AD 1 sigma
S1, unité 13, charbon de bois (charcoal)	Lyon-3760 (OxA)	1430	30	1331	50	595-637 ap. J.C.
SP8, unité 6, bois (wood)	Ly-13704	3025	35	3259	50	1359-1259 av. J.C

Table 25 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : datations radiocarbone
 radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec CalCurve, CalPal2007 HULU (Weninger et Jöris, 2008)

Table 25 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": radiocarbon dates

3. Stratigraphie

Au total, 9 observations ont été effectuées (figure 148). Le sondage S1 est une tranchée qui recoupe le bord du modelé « B » (interprété comme rive d'un chenal pléniglaciaire) : figure 150 et photos 82 et 83. Les sondages SP2 à SP9 sont des sondages en puits (figure 151).

L'ensemble des données a permis de construire un transect de la zone (figures 152 et 153). Trois grands types de dépôts sont observés.

(1) Formation litée sableuse

L'ensemble des sondages a rencontré du sable lité avec quelques lits limoneux (figure 152, unité 11 à 13 ; figure 153, figuré 1). Cette formation est rencontrée à l'affleurement, tant à l'intérieur du modelé « A » qu'à l'extérieur. Elle constitue également l'encaissant du modelé « B » sous un dépôt de limon lité. La formation est fortement marquée par une pédogenèse (dépôts ferriques qui masquent la structure).

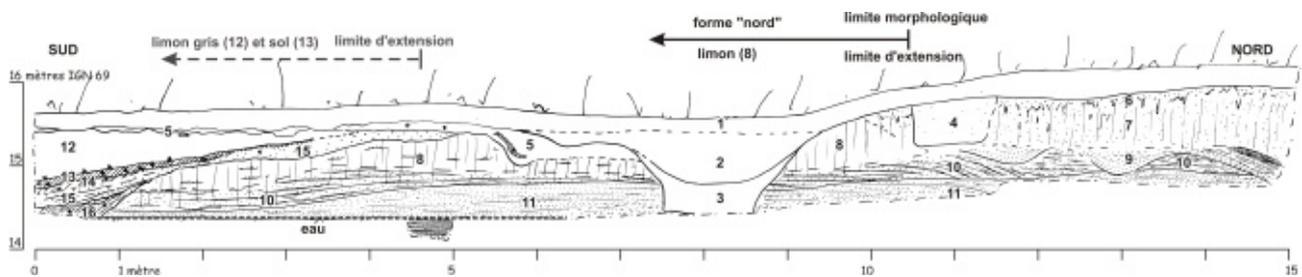


Figure 150 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : tranchée S1, coupe à travers la rive nord du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien

- 1 – horizon humifère superficiel
- 2 – limon sombre, humifère, compact, quelques fragments de brique (comblement lent du fossé)
- 3 – limon sableux meuble (comblement rapide du fossé)
- 4 – sable vert comblant une structure (tranchée de plantation d'une haie contemporaine du fossé ?)
- 5 – unité remaniée, sable clair avec quelques charbons de bois épars
- 6 – sable clair
- 7 – sable légèrement limoneux, pédogenisé, avec coloration rouille marquée
- 8 – limite entre 7 et 8 diffuse mais correspondant au dénivelé topographique ; limon compact, orangé rouille, pédogenisé, avec quelques lits sableux ; en séchant, cette unité durcit et des fentes de dessiccation apparaissent
- 9 – lamines de sable, ou alternance de sable et de limon plastique, comblant des petites ravines, structure en partie masquée par la pédogenèse et l'oxydation ferrique
- 10 – lits réguliers de sable et de limon plastique affectés par la pédogenèse ; le faciès semble intermédiaire entre 8 et 11
- 11 – lamines régulières de sable verdâtre avec parfois une lamine de sédiment fin limoneux
- 12 – limon plastique et compact, gris
- 13 – limon gris très sombre, presque noir, plastique, limite supérieure rapide, charbon de bois (prélèvement pour radiocarbone)
- 14 – limon sableux gris, zone de transition sous 13
- 15 – sable clair, avec des lits nettement perceptibles vers le bas
- 16 – limon sableux gris, meuble, quelques charbons de bois, en partie supérieure un « paquet » clair déformé provenant de la rive contemporaine (unité 10)

Figure 150 - "Fluvial port": trench S1, section through the north bank of the probable second Weichselian Pleniglacial channel

- 1 – humic top soil horizon
- 2 – dark silt, humic, compact, a few brick fragments (slow infilling of the ditch)
- 3 – sandy silt, loose (rapid infilling of the ditch)
- 4 – green sand, infilling of archaeological feature (plantation trench of a hedge contemporaneous with the ditch?)
- 5 – reworked unit, light sand with sparse charcoal
- 6 – light sand
- 7 – slightly silty sand, weathered with pronounced rust colour
- 8 – contact limit between 7 and 8 diffuse, but corresponds to the difference of elevations ; compact silt, rust coloured, with a few sandy beds; upon drying the unit hardens and dessiccation cracks appear
- 9 – sand laminae or alternating sand and plastic silt, filling shallow gullies; the structure is partly masked by pedogenesis and ferric oxydation
- 10 – regular beds of sand and plastic silt modified by pedogenesis; facies appear intermediate between 8 and 11
- 11 – regular laminae of green sand sometimes with a fine silty lamination
- 12 – plastic, compact grey silt
- 13 – very dark grey silt, almost black, plastic, sharp upper limit, charcoals (radiocarbone sample)
- 14 – grey sandy silt, transition zone below unit 13
- 15 – light sand, with clear beds near the base
- 16 – grey unconsolidated sandy silt, a few charcoal fragments, in the upper part a "chunk" of deformed light soil coloured soil coming from the contemporaneous bank (unit 10)

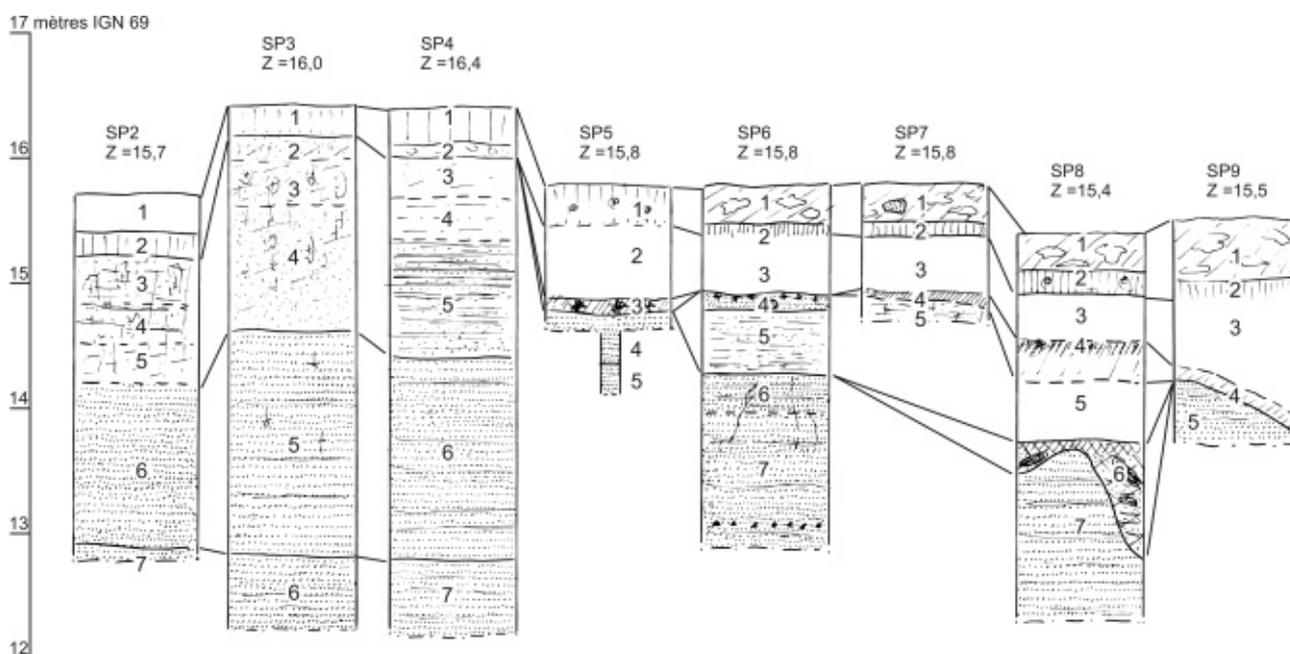
(2) Formation limoneuse litée

Une formation limoneuse litée est observée en association avec le modelé « B » (figure 150, unité 8 ; figure 152, unités 8 et 10 ; figure 153, figuré 2). Peu profond, il s'agit vraisemblablement de la fin du remplissage du chenal « B » dans des conditions moins dynamiques que celles du chenal « A ». Cette formation est marquée par la pédogenèse et les revêtements ferriques. Elle est en grande partie érodée et masquée par des formations sableuses et limoneuses holocènes.

(3) Formation fluviatile holocène de limon et sable

Une formation sableuse organique a été observée vers 13,5 m d'altitude (figure 151, SP8, unité 6). Sa base est nettement discordante avec

les dépôts sableux sous-jacents. Un bois a été daté de $3\,025 \pm 35$ BP (Ly-13704) (table 25). Cette formation témoigne d'un écoulement dynamique qui s'est exercé dans l'axe du modelé « B » (figure 149) mais sur une superficie restreinte à l'intérieur de la forme. Un dépôt limoneux plus étendu tend à combler le chenal « B » sans toutefois le colmater entièrement. Il comporte un horizon limoneux noir plastique à charbons de bois, entre 14,5 et 15 m d'altitude datés de $1\,430 \pm 35$ BP (Lyon-3760 OxA). La formation holocène récente ne s'étend pas à l'ensemble de l'ancien chenal. Comme en témoigne le sondage S1 (figure 150, photo 83), le modelé de rive est spatialement distinct et doit être associé à une phase antérieure. La fin du comblement est un limon gris, compact, homogène, résultat d'inondations du modelé « B ». Cet ensemble tranche nettement par sa texture et l'absence de revêtements ferriques avec les formations antérieures.



4. Commentaires

Nous proposons la reconstitution suivante (figure 153).

En contexte périglaciaire, vraisemblablement au Pléniglaciaire weichselien, cette partie de la plaine de la Scarpe est drainée par un chenal (figure 149, « A »). Les chenaux sont très mobiles, larges (quelques dizaines de mètres) et peu profonds. Ils sont associés à des dépôts essentiellement sableux. Le chenal « B »

recoupe le chenal « A » et est légèrement plus incisé. Il collecte vers le drainage central les eaux provenant de la bordure est de la plaine (sud du site thermal, figures 145 et 146). La fin d'activité du chenal « B » se caractérise par une texture plus fine, à dominante limoneuse. Le fait témoigne d'une baisse d'énergie par rapport aux dépôts encaissants et sous-jacents et, peut-être, d'apports limoneux dans la plaine (loess ?).

Figure 151 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : détail des sondages SP2 à SP9

- SP2**
 1 – remblai de limon jaune (creusement ou curage du fossé collecteur)
 2 – horizon humifère
 3 – sable limoneux jaune rouille, vaguement lité
 4 – id, enrichissement en manganèse donnant une coloration brune
 5 – limon et sable gris rouille, très humide
 6 – lits de sable verdâtre
 7 – sable gris, effondrement de parois
- SP3**
 1 – horizon humifère susceptible de supporter de jolies pâquerettes
 2 – sable légèrement limoneux, brun
 3 – id., gris à taches rouille
 4 – sable limoneux, taches orangées, de plus en plus clair vers le bas
 5 – sable vert, lité, quelques traces ferriques
 6 – sable bleu-gris sombre, effondrement des parois
- SP4**
 1 – horizon humifère
 2 – remblais
 3 – sable légèrement limoneux à taches brun rouille
 4 – limon sableux gris à taches rouilles
 5 – limon et sable lité, de plus en plus sableux vers le bas
 6 – sable vert finement lité
 7 – sable gris bleu sombre, effondrement des parois
- SP5**
 log pris sur une coupe d'une tranchée de sondage et complété par un sondage tarière
 1 – horizon humifère très sombre, gras, avec malacofaune
 2 – limon gris compact
 3 – horizon plastique sombre avec charbons de bois
 4 – sable verdâtre lité
 5 – sable bleuté finement lité
- SP6**
 1 – remblai (curage du fossé collecteur ?)
 2 – limon noir
 3 – limon gris plastique
 4 – sable très finement lité, très clair, presque blanc, avec quelques charbons de bois et un fragment de sable tertiaire grésifié
 5 – sable très limoneux lité, taches rouille éparses
 6 – sable vert, bleuté, lité, quelques lits limoneux, traces de racines
 7 – id., bleuté, un lit de graviers de grès, effondrement des parois
- SP7**
 1 – remblai
 2 – horizon humifère
 3 – limon gris compact
 4 – limon plastique gris
 5 – sable limoneux avec oxydation
- SP8**
 1 – remblai, blocs de sédiment brun organique et de sable verdâtre
 2 – horizon humifère avec quelques malacofaunes
 3 – limon gris clair, homogène, compact
 4 – horizon gris très sombre, quelques charbons de bois, de plus en plus clair vers le bas
 5 – limon plastique gris, venues d'eau
 6 – sable brun avec bois (prélèvement radiocarbone), avec un passage brun tourbeux en tête
 7 – lits de sable bleuté, quelques lits limoneux, nettement incisés par 6 (discordance)
- SP9**
 1 – remblais bruns (creusement ou curage du fossé collecteur)
 2 – horizon humifère
 3 – limon gris plastique
 4 – limon gris sombre, fort pendage
 5 – sable bleu, lité

Figure 151 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": SP2 to SP9 boring pits details

- SP2**
 1 – yellow silt fill (from digging or cleaning the collector ditch)
 2 – humic soil horizon
 3 – rust-coloured yellow sand, vaguely bedded
 4 – id, brown coloured due to manganese enrichment
 5 – very wet rust-coloured grey silt and sand
 6 – greenish bedded sand
 7 – grey sand, walls collapsed
- SP3**
 1 – humic soil horizon
 2 – brown lightly silty sand
 3 – id., grey with rust-coloured mottlings
 4 – silty sand, orange stains, lighter near the base
 5 – bedded green sand, a few ferric traces
 6 – blue-grey sand, wall collapse
- SP4**
 1 – humic soil horizon
 2 – fill
 3 – slightly silty sand with brown rust-coloured spots
 4 – sandy silt with grey to rust-coloured spots
 5 – bedded sand and silt, becoming more sandy near the bottom
 6 – finely bedded green sand
 7 – dark blue grey sand, wall collapse
- SP5**
 trench log supplemented by manual auger core
 1 – very dark humic horizon, sticky, with malacofauna
 2 – compact grey silt
 3 – dark plastic horizon with charcoal
 4 – bedded greenish sand
 5 – finely bedded blueish sand
- SP6**
 1 – fill (collector ditch cleaning?)
 2 – black silt
 3 – plastic grey silt
 4 – very finely bedded sand, very light, almost white, with a few charcoals and a piece of tertiary sandstone
 5 – bedded very silty sand, sparse rust-coloured spots
 6 – bluish green bedded sand, a few silty beds, root marks
 7 – id., bluish, a bed of sandstone gravels, wall collapse
- SP7**
 1 – fill
 2 – humic soil horizon
 3 – compact grey silt
 4 – plastic grey silt
 5 – silty sand with oxidation marks
- SP8**
 1 – embankment, lumps of organic brown sediment and greenish sand
 2 – humic soil horizon with a few malacofauna
 3 – light grey silt, homogeneous, compact
 4 – very dark grey soil horizon, a few charcoals, becoming lighter toward the bottom
 5 – grey plastic silt, water seepage
 6 – brown sand with woods fragments (radiocarbon sample), brown peaty zone at the top
 7 – blueish sand beds, a few silty beds, clearly eroded by unit 6 (discordance)
- SP9**
 1 – brown fill (collector ditch cleaning or digging)
 2 – humic soil horizon
 3 – plastic grey silt
 4 – dark grey silt, with steep dip
 5 – bedded blueish sand

L'ensemble de ces alluvions attribuées au Pléniglaciaire est affecté d'une pédogenèse caractérisée par l'importance des dépôts ferriques. Il pourrait s'agir de la pédogenèse des interstades du Tardiglaciaire.

Dans une phase tardive de l'Holocène (*post quem* environ 3 025 BP), des écoulements compétents empruntent de nouveau le tracé du chenal « B », encore bien marqué dans la plaine. Le chenal est par la suite en grande partie scellé par un limon homogène (limon d'inondation). Ces

limons contiennent un sol daté d'environ 1 430 BP. Aucune alluvion attribuable au Tardiglaciaire ou à une première partie de l'Holocène n'a été repérée, soit qu'elle n'ait jamais existée, soit que l'activité fluviale du Subboréal les ait érodées. Dans tous les cas, même si le gabarit des écoulements du Subboréal est modeste (avec un maximum de l'ordre d'un peu plus d'un mètre de profondeur incisé dans le fond du modelé B sur, peut-être, une dizaine de mètres de largeur), il s'agit indéniablement d'une phase d'activité majeure pour cette partie du réseau hydrographique de la plaine à l'échelle du Tardiglaciaire-Holocène.

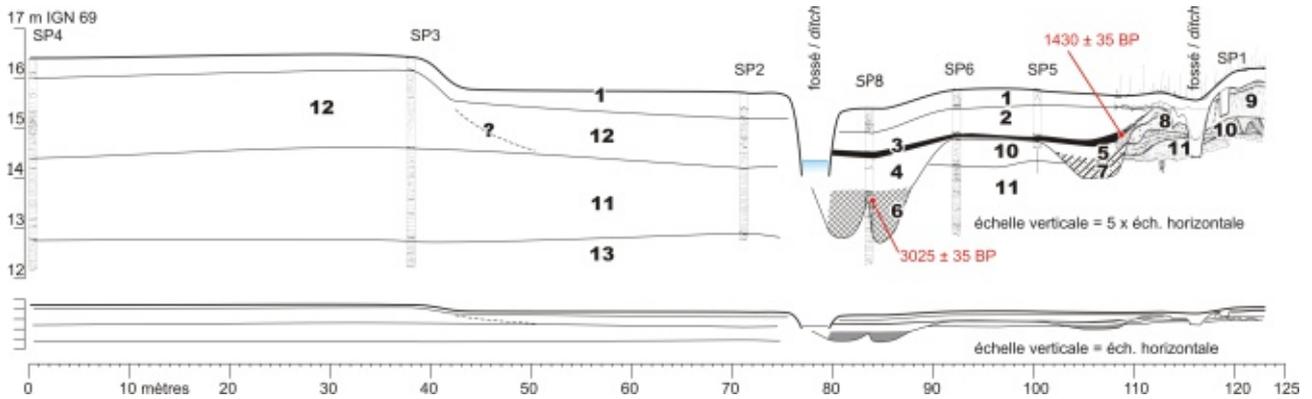


Figure 152 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : transect, synthèse lithostratigraphique

localisation : voir figure 149

- 1 – horizon humifère superficiel et remblais
- 2 – limon gris plastique compact
- 3 – horizon sombre plastique avec charbons de bois
- 4 – limon lité
- 5 – sable lité
- 6 – tourbe, sable lité et bois
- 7 – limon lité
- 8 – limon gris à lits sableux, pédogenisé
- 9 – sable pédogenisé
- 10 – sable et limon lité, pédogenisé
- 11 – sable vert lité
- 12 – sable pédogenisé
- 13 – sable gris sombre lité

Figure 152 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": cross-section, lithostratigraphic synthesis

location : see figure 149

- 1 – humic top soil horizon and fill
- 2 – compact grey plastic silt
- 3 – dark plastic horizon with charcoal
- 4 – bedded silt
- 5 – bedded sand
- 6 – bedded sand
- 7 – bedded silt
- 8 – grey silt with sandy beds, pedogenesis
- 9 – pedogenisized sand
- 10 – bedded sand and silt, pedogenesis
- 11 – green bedded sand
- 12 – pedogenisized sand
- 13 – bedded dark grey sand

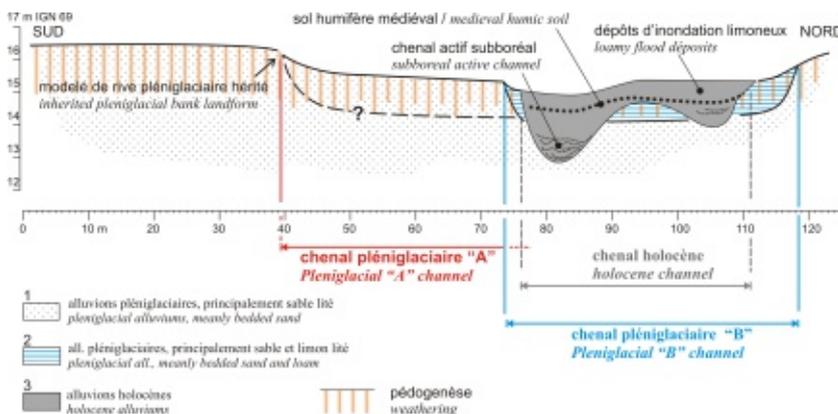


Figure 153 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : transect interprétatif, emboîtements de nappes fluviales pléniglaciaires et holocènes

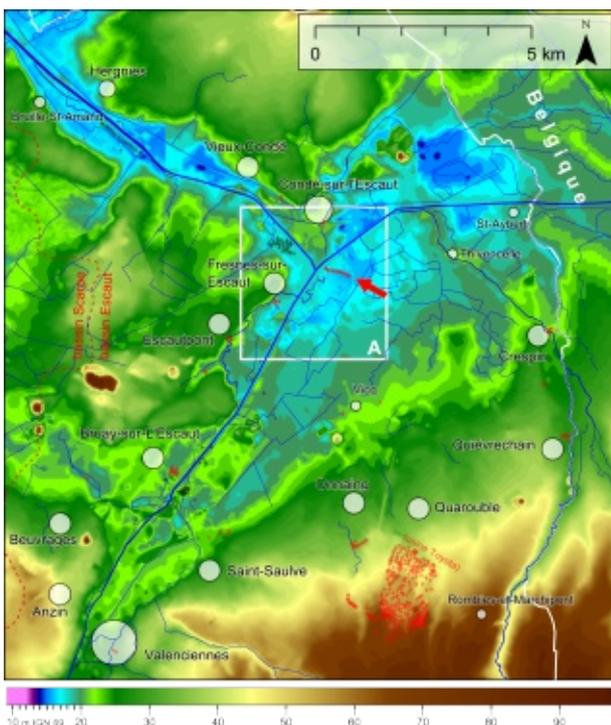
Figure 153 - St-Amand-les-Eaux "Fluvial port": interpretative cross-section, entrenched Pleistocene and Holocene nested fluvial layers

I.16 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence »

1. Résumé

1.1 Contexte

Un projet de zone industrielle a justifié en 2001 une opération de diagnostic archéologique dans la plaine de confluence Escaut-Haine, sur la commune de Fresnes-sur-Escaut (figure 30, n° 15). La zone se situe en rive droite de l'Escaut, à la confluence avec la Haine, à proximité de l'écluse de Fresnes-sur-Escaut et un peu au nord du lieu-dit « La Neuville » (figures 154 et 155). En rive droite de l'Escaut, de petits méandres sont les vestiges du cours de l'Escaut avant le rescindement du canal (photo 84). Il s'agit du lit mineur de l'Escaut tel que cartographié par Trudaine au 18^e siècle (figure 156). Vingt-six sondages à la tarière manuelle ont été réalisés au niveau de la confluence entre les canaux de l'Escaut et de la Haine (BDLD n° 427 à 453) (Deschodt, 2001b). La confluence naturelle se situe quelques centaines de mètres plus au nord, au niveau de Condé-sur-l'Escaut (comme son nom l'indique). Les principaux résultats ont été publiés (Deschodt, 2002).



1.2 Résultats

Un transect partiel de la plaine a été réalisé sur plus de 600 m. Sous des dépôts d'inondation argileux attribués au Subatlantique et au Subboréal (environ 1 m d'épaisseur), nous avons observé un dépôt étendu de tourbe et de travertin détritique de l'Atlantique (1 à 2 m) puis un limon gleyifié (environ 1 m d'épaisseur, Préboréal et Boréal ?). L'apport majeur est la mise en évidence à la base des dépôts holocènes d'un sable lité à végétaux épais (jusqu'à 3 m) du Préboréal initial (10 040 ± 50 BP).

A partial transect of the plain over 600 m long was carried out. Under clayey flood deposits (about 1 m thick) allocated to the Subatlantic and Subboreal, we observed an Atlantic extensive deposit of peat and calcareous tufa detritus (1 to 2 m thick) from the Atlantic, then a gleyed silt (about 1 m thick) from the Preboreal and Boreal?. The major contribution is the discovery of a thick (up to 3 m) bedded sandy deposit with vegetal remain at the bottom of the Holocene deposit, dated of the early Preboreal (10040 ± 50 BP).

Figure 154 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine

MNT d'après BDalti 25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL, complété par des données aménageur en rive droite de l'Escaut ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN avec ajout des méandres modernes de l'Escaut d'après les limites communales de la carte IGN
 croix rouges : observations personnelles
 croix noires : observations de tiers
 A – localisation de la figure 155

Figure 154 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": location in the Scheldt/Haine confluence plain

DEM after BDalti 25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL), supplemented by planners data : hydrographic network after BDcarthage (IGN) with the modern Scheldt meanders based of the municipal boundaries on the IGN map
 red crosses: personal observations
 black crosses: third-party observations
 A – location of the figure 155

1.3 Problématiques

- activité fluviale tout au début de l'Holocène ;
- envahissement tourbeux et travertineux Atlantique des fonds de vallées ;
- fin du développement tourbeux et travertineux, envahissement détritico minéral des fonds de vallées au Subatlantique.



Photo 84 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : actuel lit mineur abandonné de l'Escaut
localisation sur la figure 157

*Photo 84 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": current minor abandoned channel of the Scheldt river
for location see figure 157*



Photo 85 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : geste auguste du sondeur dans la peupleraie

Photo 85 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": the corer posing nobly in the poplar grove

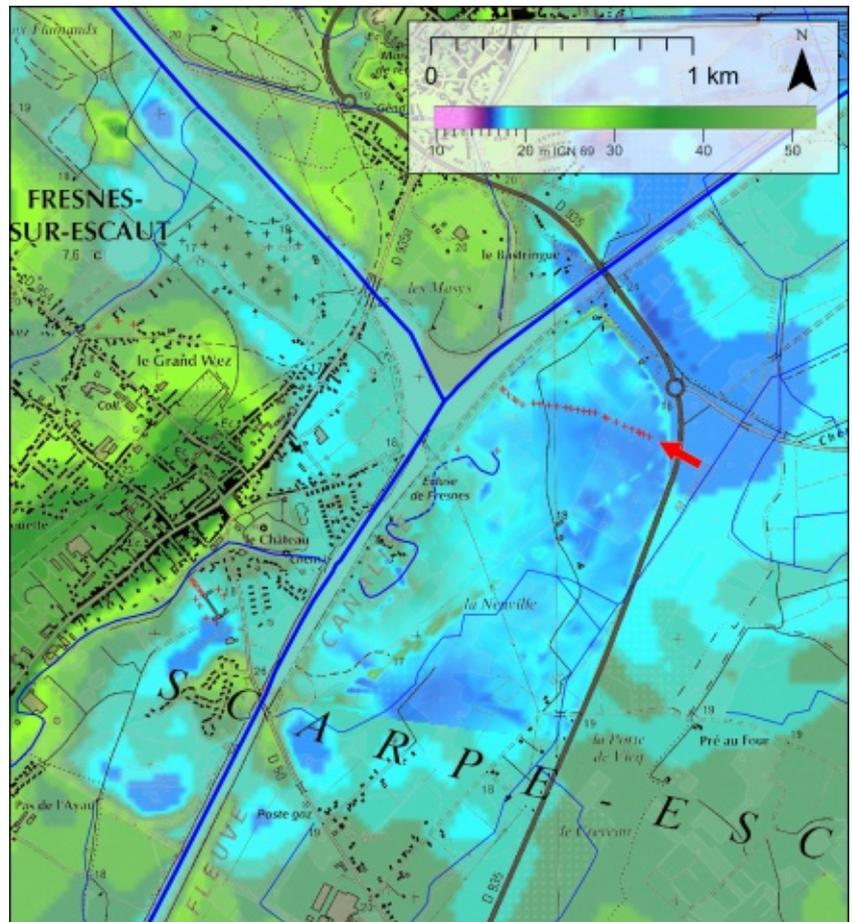
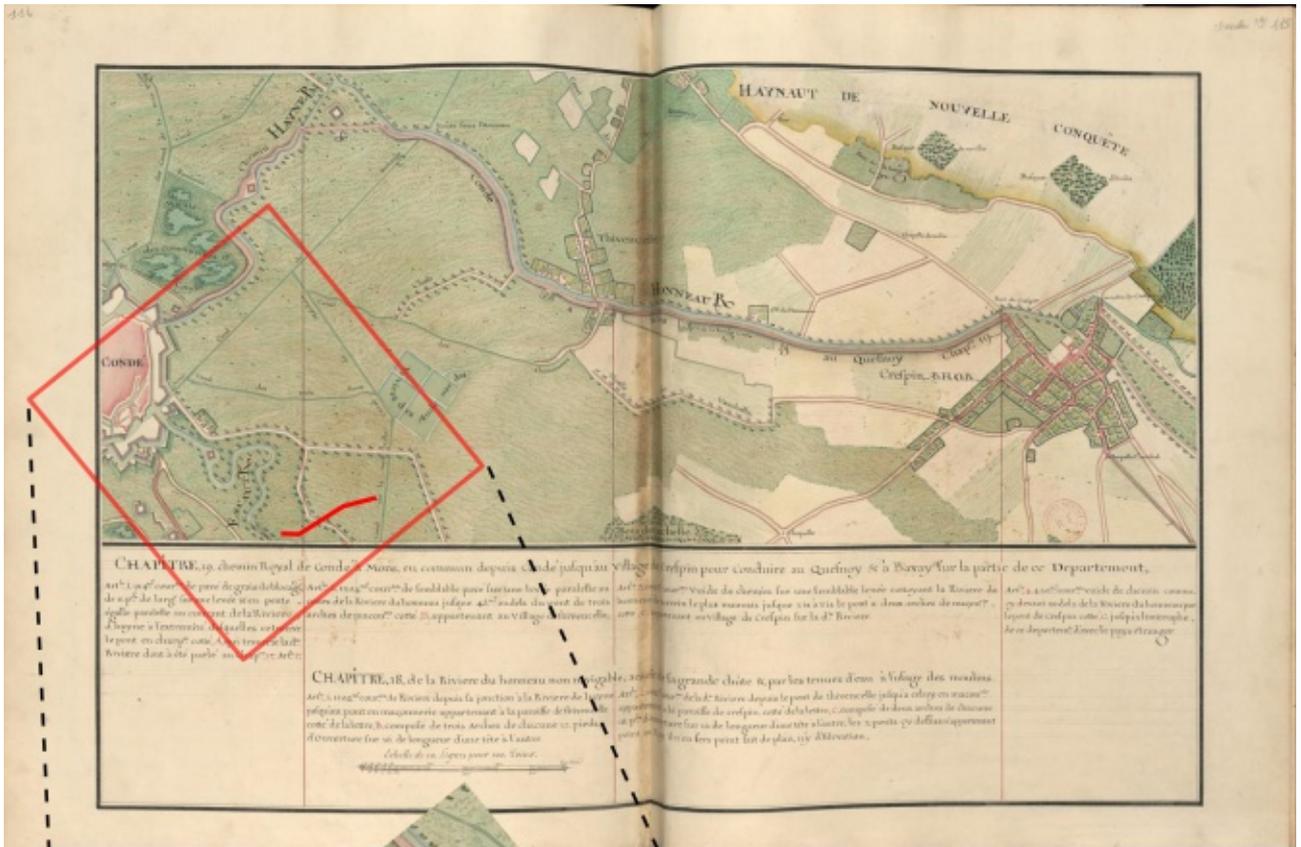


Figure 155 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation en rive droite du site de confluence

MNT d'après BDalti 25 (IGN), complété par des données aménageur ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

Figure 155 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": location on the right bank of the confluence

DEM after BDalti 25 (IGN), supplemented by planners data; overlay of 1/25000 IGN map; hydrographic network after BDcarthage (IGN)



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

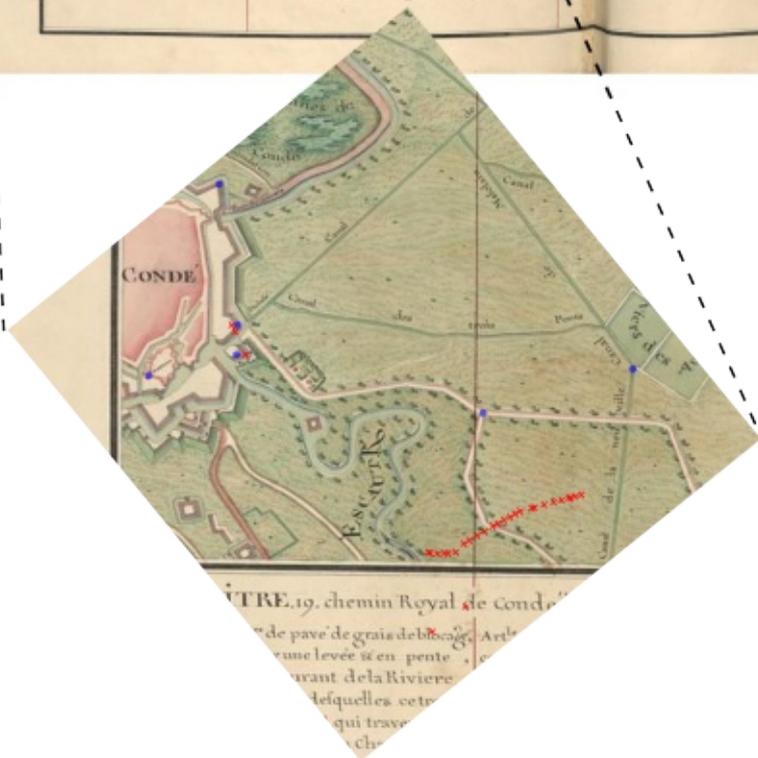


Figure 156 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation du transect sur l'atlas de Trudaine (1746)

fond de carte : Trudaine (1746)
 géoréférencement approximatif d'une partie de la carte (points bleus = repères)
 source : Gallica, Bibliothèque Nationale de France, département des Cartes et plans, GE DD-2138 (I), Identifiant : ark:/12148/btv1b5969606n (domaine public)

Figure 156 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": location of cross-section on Trudaine's Atlas (1746)

base map: Trudaine (1746)
 approximate georeferencing of a part of the map (blue dots = reference points)

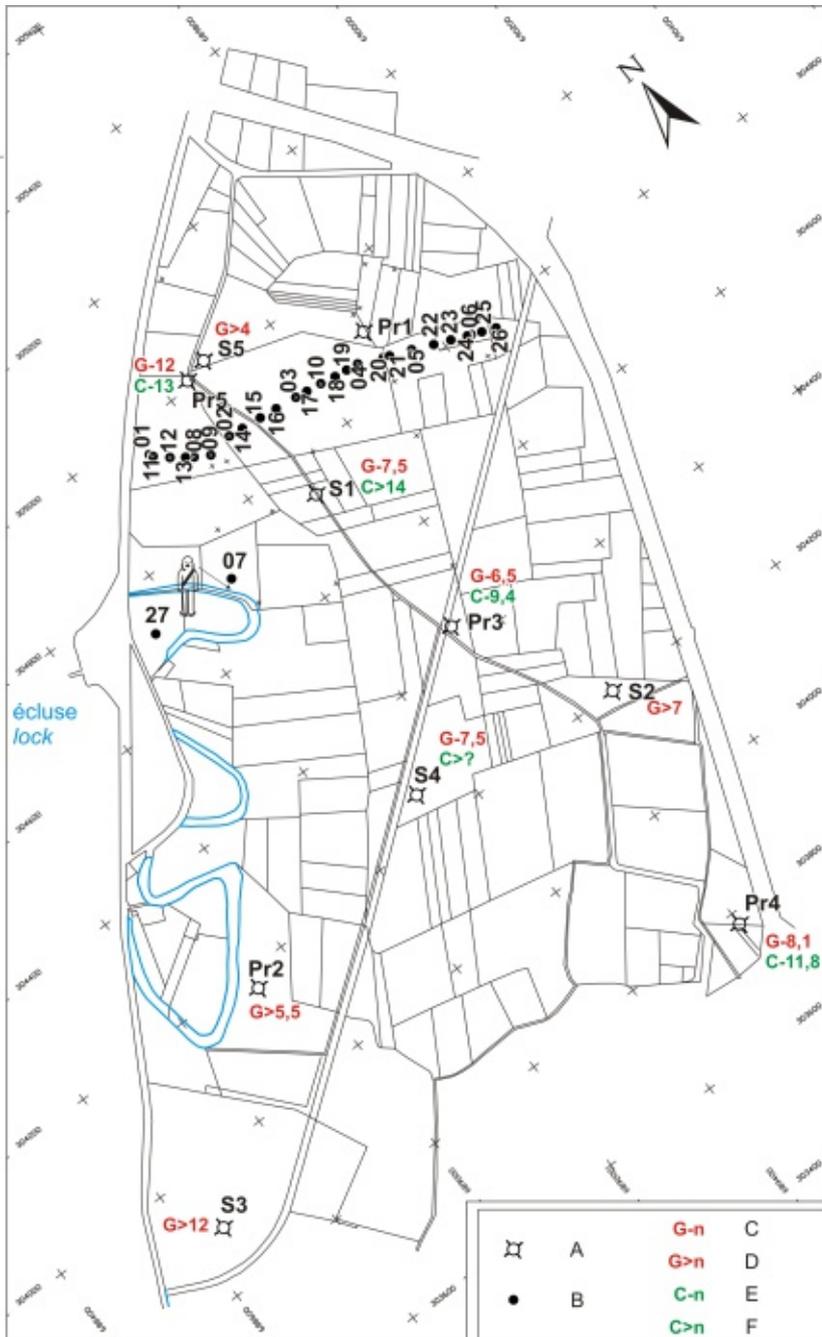


Figure 157 - Fresnes-sur-Escout « Confluence » : Localisation des sondages sur le plan cadastral

mise en évidence des traces de méandres modernes de l'Escaut
 A – sondages géotechniques (Bové, 1998 ; Lacherez, 1999 ; Bové, 1999)
 B – sondages à la tarière manuelle
 C – profondeur toit de la nappe graveleuse (en mètres)
 D – nappe graveleuse non atteinte (profondeur du sondage en mètres)
 E – profondeur de la craie (en mètres)
 F – craie non atteinte (profondeur du sondage en mètres)
 Chewbacca pointe le lieu de prise de vue de la photo 84

Figure 157 - Fresnes-sur-Escout "Confluence": cores locations on the cadastral plan

modern Scheldt river meanders tracks highlighted
 A – geotechnic cores
 B – manual auger cores
 C – depth in meters of the grevelly sheet top
 D – upper depth (in meters) of the gravelly layer
 E – depth in metersto the chalk substratum
 F – unattained chalk (depth of core in meters)
 Chewbacca points to the shooting place of the photo 84

prélèvements samples	n°labo	date BP	±	μ CalBP	m CalBP	±	date AD 1 sigma
S22, bois à la base de TT (wood, TT bottom)	Beta-15873	7250	80	8005	8079	80	6212-6056 av. J.C.
S26, débris végétal dans SL (vegetal remain, in SL)	Beta-15874	10040	50	11553	11545	130	9750-9451 av. J.C.

Table 26 - Fresnes-sur-Escout « Confluence » : datations radiocarbone
 radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

Table 26 - Fresnes-sur-Escout "Confluence": radiocarbon dates

2. Stratigraphie

En raison du caractère subaffleurant de la nappe et de l'étendue d'une argile d'inondation, une reconnaissance du sous-sol a été effectuée à la tarière manuelle à gouge, avec l'aide de Pierre Antoine (CNRS) et Pascal Mathys (INRAP) (photo 85). Des transects de la résistivité électrique des premiers mètres du sol ont été effectués à l'aide de l'EM31. Au final, un transect stratigraphique partiel de la plaine a pu être établi, complété par des sondages géotechniques (figures 157 et 158).

La stratigraphie varie très peu le long du transect. Elle peut être synthétisée en trois grandes unités sédimentaires (figures 158 et 159). Avec, de haut en bas :

• Dépôts fins en surface

Sous un horizon humifère peu épais (A), parfois labouré, un limon argileux ocre à taches rouille (ARG) passe de manière diffuse à un limon argileux noir (AN). L'épaisseur de l'ensemble, de l'ordre de 1 m, augmente à proximité du lit mineur historique (environ 2 m).

• Complexe tourbeux et travertineux

Sous les sédiments fins superficiels, un dépôt travertineux détritique (débris d'oncolithes) déposé en lits de gravier, de sable et de limon, est associé à un sédiment tourbeux (TT) (épaisseur variable, de 0,7 à 2 m) (photo 86). L'unité contient d'abondants mollusques aquatiques et de fréquents petits charbons de bois. Elle surmonte toujours une tourbe limoneuse litée (Tb) datée de $7\,250 \pm 80$ BP (table 26) (épaisseur assez constante, de l'ordre de 0,1 à 0,25 m).

• Dépôt fluviatile limoneux et sableux

La tourbe présente une limite nette (hiatus) avec un limon plastique noir (LPN), peu épais (environ 0,2 m), développé au-dessus d'un limon sableux gleyifié (LSG) (0,7 à 1,5 m d'épaisseur) avec de discrets litages sablonneux et horizons gris épisodiques. Une malacofaune est présente.

La limite inférieure de LSG est difficile à établir en sondage. L'unité passe à des lits fins et réguliers de sable et de sable limoneux (SL), gris verdâtre à gris brunâtre, épais (jusqu'à plus de trois mètres). Les lits les plus sombres sont limoneux et légèrement organiques, avec de petits débris végétaux (datation AMS sur bois, $10\,040 \pm 50$ BP, table 26). Des mollusques aquatiques sont présents et, épisodiquement, des restes de microfaune (dents de rongeur). Un cailloutis de silex, gélifractés et usés, parfois assez volumineux (plusieurs centimètres) est fréquent. En profondeur, un lit franchement tourbeux a été repéré (sondages 17 et 22, à environ 6 m sous la surface).

• Les formations sous-jacentes

Le sondage 22 (figure 158) a permis d'observer le passage de « SL » à une série de lits plus limoneux, bleutés, sans autre modification que la texture et la couleur. Les sondages géotechniques confirment la présence de nappes grossières (graveleuses et sablo-graveleuses) sur le *bed rock* crayeux. L'incision maximum se situe sous la cote de 5 m IGN 69 (environ 12 m d'alluvions quaternaires).



Photo 86 - Fresnes-sur-Escaut
« Confluence » : unité
« TT », succession de
travertin détritique et de
tourbe
sondage S2

Photo 86 - Fresnes-sur-Escaut
"Confluence": unit « TT »
unit, succession of detritic
calcareous tufa and peat
core S2

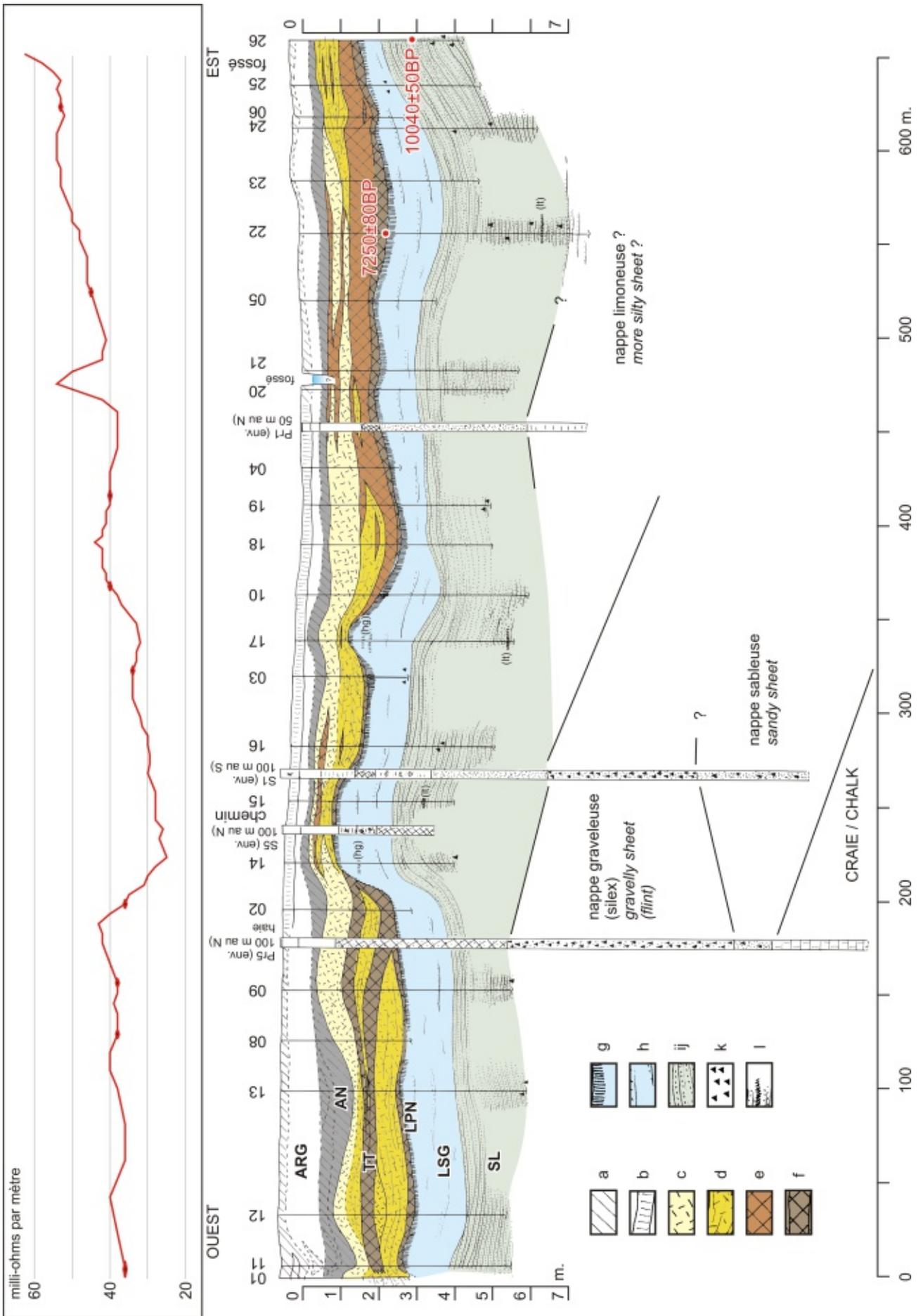


Figure 158 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : transect et projection des sondages géotechniques proches
 échelle verticale = 20 x échelle horizontale
 localisation sur la figure 157
 cartouche supérieur : mesure de résistivité le long du transect
 lithologie :
 a – horizon humifère
 b – labour
 c – tuf grossier
 d – tuf fin lité, limon tuffacé
 e – lits de limon tourbeux, plus ou moins tuffacé
 f – tourbe franche et limon tourbeux
 g – horizon noir plastique argileux
 h – limon gleyifié à lits sableux sporadiques
 ij – lits sableux
 k – cailloutis de silex
 lt – passées tourbeuses
 synthèse stratigraphique (voir figure 159) :
 A – horizon superficiel
 ARG – limon argileux
 AN – limon argileux noir
 TT – tufs et tourbes
 Tb – tourbe
 LPN – limon plastique noir
 LSG – limon sableux gleyifié (avec « hg » sporadique : horizon gris)
 SL – sable lité

Figure 158 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": cross-section and projection of nearby geotechnic cores
 vertical scale = 20 x horizontal scale
 for location: see figure 157
 upper inset: resistivity measurements along the cross-section
 lithology:
 a – humic horizon
 b – plough zone
 c – coarse calcareous tufa
 d – bedded fine calcareous tufa, tuffaceous silt
 e – peaty silt bed with more or less calcareous tufa
 f – peat and peaty silt
 g – clayey plastic black horizon
 h – gleyed silt with sporadic sandy beds
 ij – sandy beds
 k – flint gravels
 lt – peaty bed
 stratigraphic synthesis (see figure 159):
 A – top soil horizon
 ARG – clayey silt
 AN – black clayey silt
 TT – tufas and peats
 Tb – peat
 LPN – black plastic silt
 LSG – gleyed sandy silt (with sporadic grey horizon « hg »)
 SL – bedded sand



Photo 87 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : unités « LPN » et « LSG », limon gleyifié surmonté par un sol noir argileux
 sondage S22

Photo 87 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": « LPN » and « LSG » units, gleyed silt overlain by clayey black soil
 core S22



Photo 88 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : détail de l'unité « SL », sable lité à débris organiques daté du Préboréal initial

Photo 88 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": detail of unit « SL », bedded sand with organic remains dated to the early Preboreal

3. Commentaires

À Fresnes-sur-Escaut, un élément remarquable de la stratigraphie des alluvions est la présence, à la base de la séquence holocène, de lits sableux réguliers et étendus, à débris végétaux, datés de la transition Dryas récent-Préboréal ou plus probablement du début du Préboréal. La datation sur bois dans l'unité « SL » ($10\,040 \pm 50$ BP, soit en années calendaires : $11\,553 \pm 130$ Cal BP, cf. table 26) correspond à l'oscillation climatique rapide qui marque le début de l'Holocène dans les glaces des sondages arctiques (réchauffement sensible aux hautes latitudes vers $11\,645$ Cal BP, confirmé et stabilisé vers $11\,612$ Cal BP (Taylor *et al.*, 1997). L'unité « SL » observée, épaisse, étendue et régulièrement litée pourrait être le témoin d'une forte activité fluviale chenalisée sur le site de la confluence au tout début de l'Holocène. Le dépôt ultérieur « LSG » est plus fin et semble napper la topographie précédente. Discrètement lité, il pourrait s'agir d'un limon de plaine d'inondation provenant d'un ou de plusieurs chenaux non rencontrés sur le transect.

Le dépôt d'une tourbe (environ $7\,250$ BP) puis d'un sédiment lité tourbeux et travertineux (TT) implique au cours de l'Atlantique une remontée de la nappe et un ennoiment de la plaine. La synthèse publiée à partir de données proches par Ruchard *et al.* (1992) permet, malgré l'absence d'autre datation, de proposer un arrêt de la sédimentation tourbeuse et travertineuse à la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal. Un nouveau système chenalisé est dès lors en place. Des inondations sont vraisemblablement responsables du dépôt fin, limoneux à argileux, qui tapisse une large partie la plaine (Ruchard *et al.*, 1992 ; Deschodt, 2001a). Le transect permet d'ailleurs d'observer un épaissement et une remontée de la topographie vers l'ouest et le système chenalisé, également sensible sur la microtopographie (figure 155). Il s'agit d'un système de levés depuis le lit mineur historique.

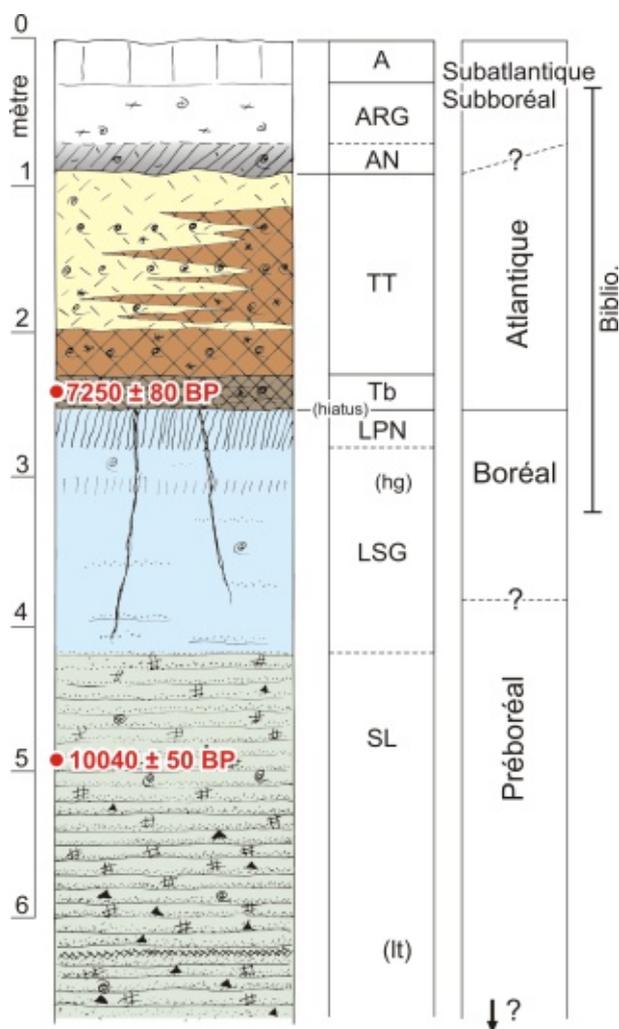


Figure 159 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : synthèse stratigraphique

A – horizon superficiel
 ARG – limon argileux
 AN – limon argileux noir
 TT – tufs et tourbes
 Tb – tourbe
 LPN – limon plastique noir
 LSG – limon sableux gleyifié
 SL – sable lité

« biblio. » – corrélation et attribution de chronozones d'après Ruchard *et al.* (1992)

Figure 159 - Fresnes-sur-Escaut "Confluence": stratigraphic synthesis

A – upper soil horizon
 ARG – clayey silt
 AN – black clayey silt
 TT – tufas and peats
 Tb – peat
 LPN – black plastic silt
 LSG – gleyed sandy silt (with sporadic grey horizon « hg »)
 SL – bedded sand
 "biblio." – correlation and attribution of chronozones after Ruchard, *et al.* (1992)

I.17 - Crespin

« Zone d'expansion des crues »

1. Résumé

1.1. Contexte

Un projet de création d'une zone d'expansion des crues a justifié la réalisation de sondages archéologiques en rive droite de l'Hogneau au niveau de la ville de Crespin (figure 30, n° 16, figures 160 à 162). À cet endroit, le cours d'eau pénètre dans la plaine de confluence. Assez curieusement, il délaisse un talweg occupé par le « courant du séminaire » que suit la frontière franco-belge pour traverser un léger interfluve sur lequel est sise la ville. Au-delà, il court rectiligne jusqu'à la Haine, entre deux digues. Ce tracé pourrait résulter d'une intervention anthropique depuis Crespin, sans que nous ayons d'arguments supplémentaires pour le prouver.

La zone d'intervention est séparée du lit mineur par une digue (photos 89 et 161). Dix sondages profonds à la pelle mécanique (BDLD 944 à 953) ont permis de construire un transect perpendiculaire au cours (figure 162).

1.2 Résultats

Un transect partiel (d'environ 100 m) du fond de la vallée de l'Hogneau a été construit. Une formation à graviers de silex puis de sable lité est attribuée au Pléniglaciaire supérieur. Plus tard, un chenal de deux mètres de profondeur est incisé et comblé par une alluvion limono-organique datée de la fin du Bølling ou du début de l'Allerød (12 067 ± 96 BP et 12 213 ± 96 BP), dans un contexte de sédimentation probablement rapide. Un sol se développe ensuite sur l'ensemble de la zone. Une phase de forte activité hydrologique (Subatlantique ?) est signalée par un dépôt peu épais mais étendu de sable de craie, plus ou moins limoneux, localement graveleux et érosif. Par la suite, entre le Subatlantique (3 349 ± 48 BP) et maintenant, deux mètres de dépôts d'inondations ont exhaussé la plaine. Ces alluvions d'abord argileuses puis limoneuses sont ponctuées de sols.

Le transect souligne le fort potentiel d'enregistrement de la zone, pour le Tardiglaciaire (avec un comblement en chenal épais, bien préservé et probablement rapide) comme pour les variations hydrologiques de la deuxième partie de l'Holocène.

A partial transect about 100 m long was made in the bottom of the Hogneau river valley. A formation of flint gravel then bedded attributed to the Upper Pleniglacial was followed by two meter deep incision channel infilled with an organic silty alluvium dated from the late Bølling or early Allerød (12067 ± 96 BP and 12213 ± 96 BP), in a context of probable rapid sedimentation. A soil then developed over the entire zone. A phase of strong hydrological activity (Subatlantic?) is marked by a thin deposit of more or less silty chalky sand, locally gravelly and erosive. Subsequently, from the Subatlantic (3349 ± 48 BP) up to the present, the plain has been raised up by two meters of flood deposits, clayey at first then silty, interspersed with soil horizons

The transect highlights the high potential of the area for preservation of the Lateglacial record (with a thick, well preserved, and probably rapidly deposited channel infilling) as well as for hydrological changes in the second part of the Holocene.

1.3 Problématiques

- dépôts et faciès du Pléniglaciaire (cf. III.2-2.4.2B.) ;
- activité fluviale du Tardiglaciaire (cf. III.3-1.) ;
- phase de forte hydrologie intra-Holocène ? (cf. partie III.3-2.) ;
- envahissement détritique et constitution de plaines d'inondations dans la deuxième partie de l'Holocène (cf. III.3-2.) ;

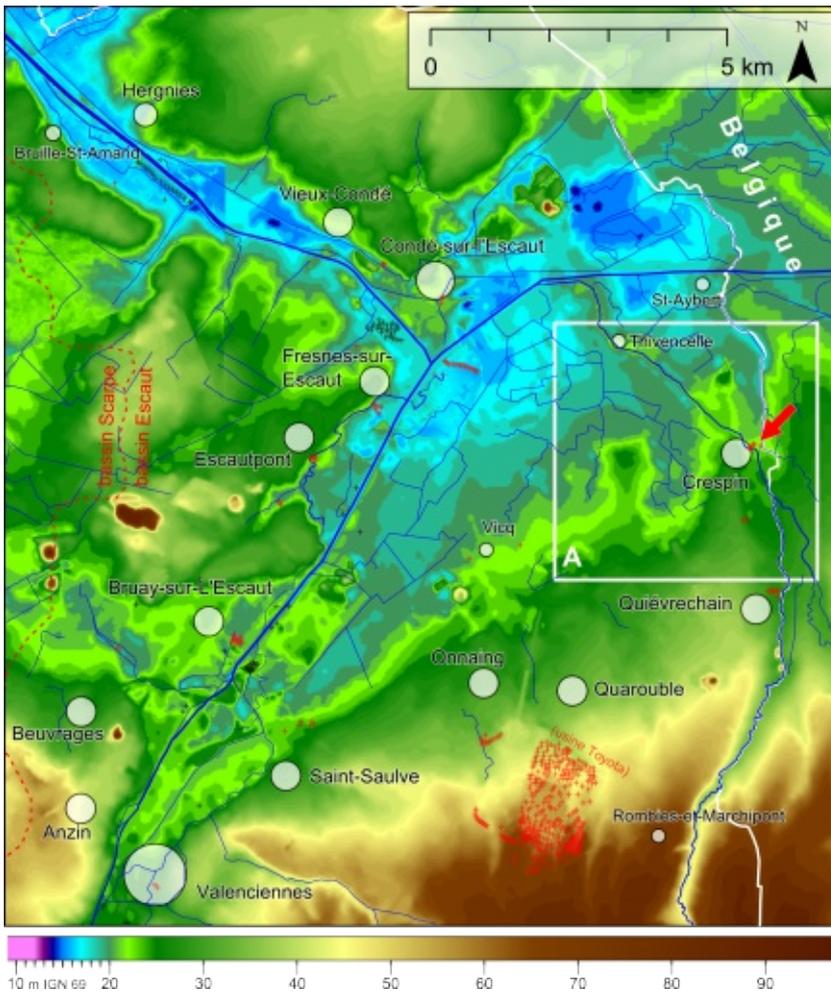


Figure 160 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine

MNT d'après BDalti 25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL, complété par des données aménageur en rive droite de l'Escaut ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN avec ajout des méandres modernes de l'Escaut d'après les limites communales de la carte IGN
 croix rouges : observations personnelles
 croix noires : observations de tiers
 A – localisation de la figure 161

Figure 160 - Crespin "Zone d'expansion des crues": location in Scheldt/Haine rivers confluence plain

DEM after BDalti 25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL), supplemented by planners data : hydrographic network after BDcarthage (IGN) with addition of modern Scheldt meanders after municipal boundaries on the IGN map
 red cross : personal observations
 black cross : third-party observations
 A – location of figure 161

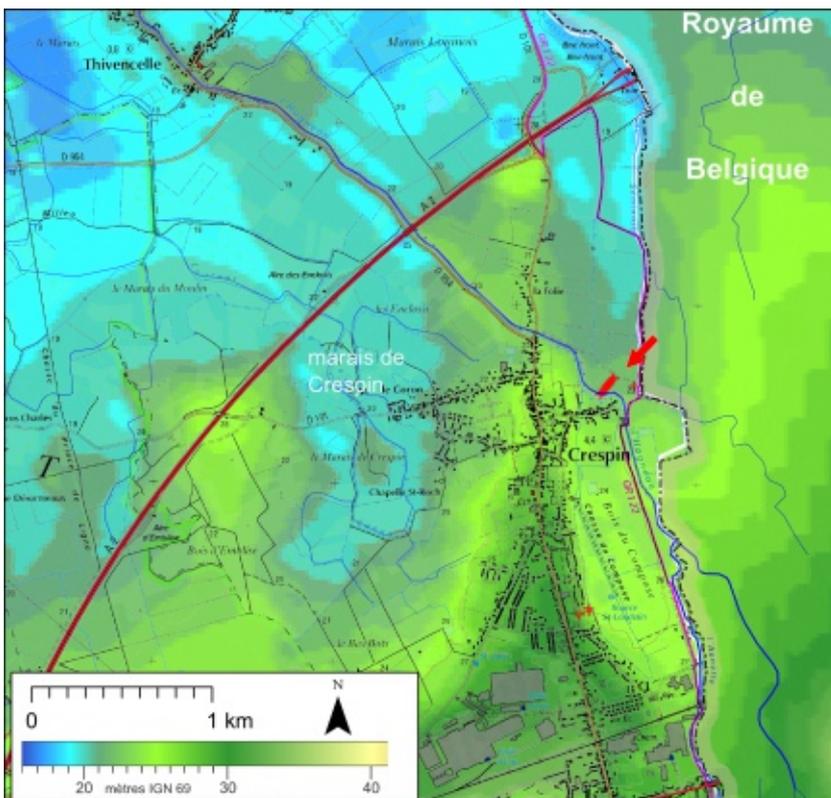


Figure 161 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : localisation du transect en rive droite de l'Hogneau

MNT d'après BD alti25 (IGN) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

Figure 161 - Crespin "Zone d'expansion des crues": location of the cross-section on the right bank of the river Hogneau river

DEM after BD alti25 (IGN), supplemented by planners data; overlay of the IGN map 1/25000; hydrographic network after BDcarthage (IGN)



Photo 89 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : vue de l'Hogneau depuis la rive droite vers l'est
vue panoramique, montage de plusieurs photos ;
localisation B sur la figure 162

Photo 89 - Crespin "Zone d'expansion des crues": view of the Hogneau river from the right bank towards the east
panoramic view, photo montage;
location B on figure 162

Figure 162 - Crespin « Zone d'expansion des crues » :
localisation des sondages et des photos
panoramiques sur l'extrait de la carte IGN

- A – lieu de prise de vue de la photo 90
- B – lieu de prise de vue de la photo 89

Figure 162 - Crespin "Zone d'expansion des crues": location
of pits and shooting places of panoramic photo on
the IGN map extract

- A – shooting place of photo 90
- B – shooting place of photo 89

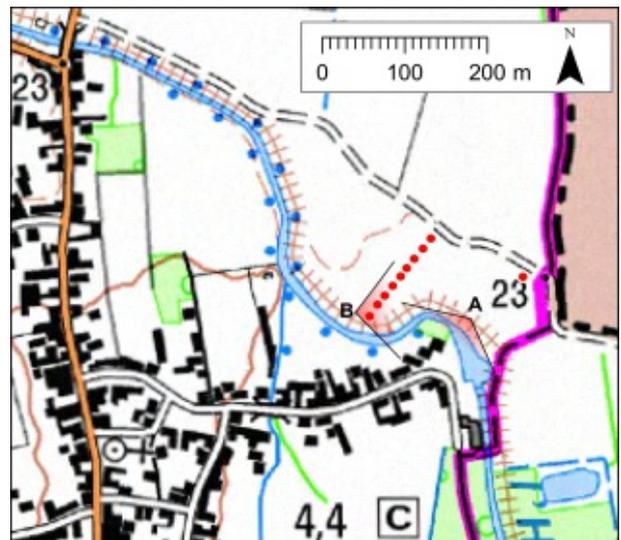


Photo 90 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : vue de l'Hogneau et de la zone sondée depuis la rive droite vers le sud-ouest
vue panoramique, montage de plusieurs photos ;
localisation A sur la figure 162

Photo 90 - Crespin "Zone d'expansion des crues": view of the Hogneau river and of the tested area, from the right bank towards the south-west
panoramic view, photo montage; location A on figure 162

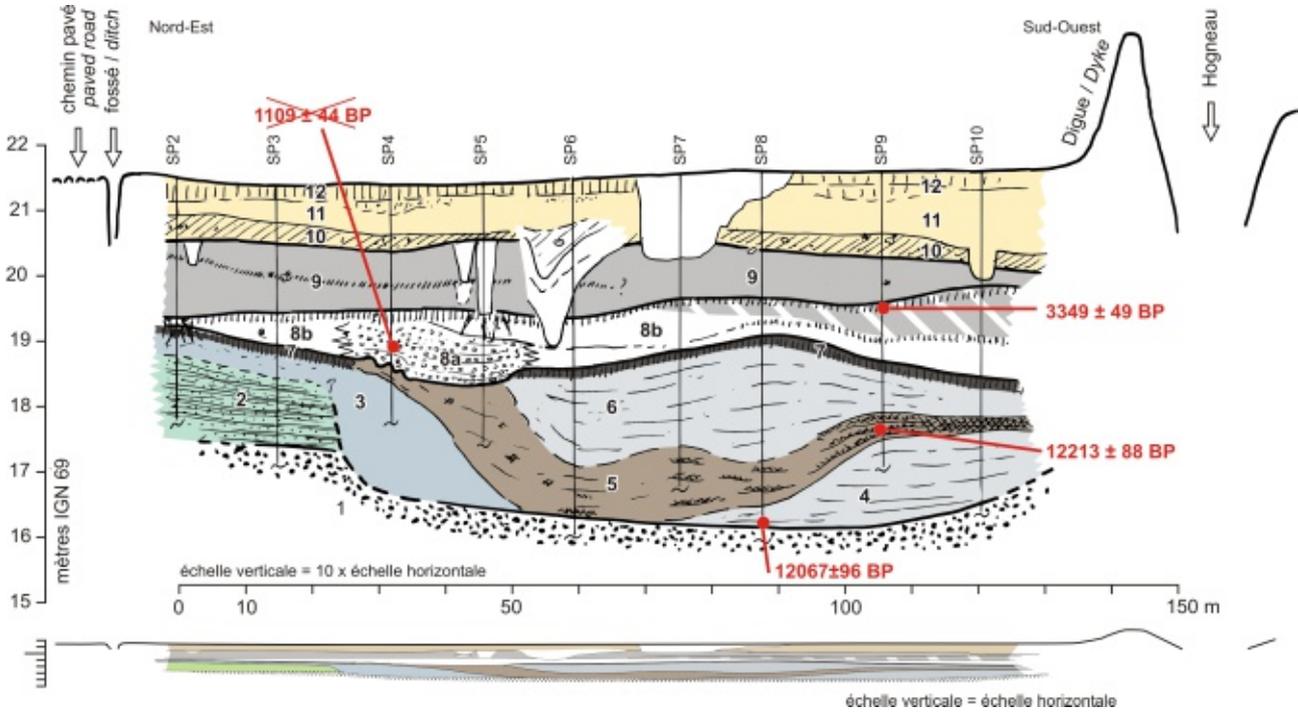


Figure 163 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : transect

- 1 – graviers de silex
- 2 – sable et limon lité, calcaire
- 3 – limon gleyifié
- 4 – limon lité, un peu plus clair que 5, avec passages tourbeux
- 5 – limon sombre, avec une composante organique, malacofaune, bois flottés, passe vers l'Hogneau à des lits tourbeux de mieux en mieux marqués
- 6 – limon sablonneux calcaire, finement lité
- 7 – horizon de sol argileux très sombre, non calcaire
- 8a – sable de craie lité, très clair, presque blanc, avec quelques graviers de craie et oncolithes brisés ; quelques lits plus limoneux, malacofaune abondante
- 8b – id. 8a, de texture plus fine (limon sablonneux), blanc ou bleuté, se confond vers l'Hogneau avec 9
- 9 – argile limoneuse grise, plus ou moins gleyifiée, plus ou moins riche en oxyde de fer et manganèse, avec des horizons plus sombres avec charbons de bois et épisodiquement fragments d'os
- 10 – limon argileux gris sombre avec charbons de bois, céramique médiévale, structures archéologiques
- 11 – limon brun-jaune, moins compact et argileux que sous-jacent
- 12 – horizon humifère

Figure 163 - Cross-section of Crespin "Zone d'expansion des crues"

- 1 – flint gravels
- 2 – calcareous bedded sand and silt
- 3 – gleyied silt
- 4 – bedded silt, a bit lighter than 5, with peaty lenses
- 5 – dark silt with an organic component, malacofauna, drift wood, peaty bed becoming more marked towards the Hogneau river
- 6 – calcareous finely bedded sandy silt
- 7 – non calcareous very dark clayey soil horizon
- 8a – bedded chalk sand, very light, almost white, with few chalk gravels and broken oncolites, a few more silty beds ; abundant malacofauna
- 8b – id. 8a, but finer (sandy silt), white or bluish, confused with 9 towards Hogneau river
- 9 – grey silty clay, more or less gleyed, with darker horizons with charcoals and occasional bone fragments
- 10 – dark grey clayey silt with charcoal and medieval ceramics, features
- 11 – brown-yellow silt, less compact and clayey than underlying layers
- 12 – humic horizon

2. Lithostratigraphie et datations

À l'issue des sondages, nous pouvons construire un transect partiel (figure 163) qui bénéficie de quelques datations radiocarbone (table 27). Les terrains peuvent être décrits de bas en haut de la manière suivante.

- 1 – cailloutis de silex, quelques centimètres, usés (mais non arrondis), venue d'eau
- 2 – sable verdâtre, clair, avec lits limoneux très calcaires (photos 91 et 92)
- 3 – limon gleyifié, décarbonaté en partie supérieure (photo 91) ; le gley rencontré dans le SP4 est associé à la même unité, mais sans certitude
- 4 – limon lité, un peu plus clair que 5, avec passages tourbeux ($12\ 067 \pm 96$ BP)
- 5 – limon sombre, avec une composante organique, présence de malacofaune, de bois flottés ; vers l'Hogneau, l'unité passe à un limon sablonneux gris, lité, avec débris organiques (photos 93) puis à des lits tourbeux plus francs (SP 9 et 10, photo 94) ($12\ 213 \pm 88$ BP)
- 6 – limon sablonneux calcaire, finement lité ; passage progressif à 5 dans les SP6 à 8
- 7 – horizon de sol argileux très sombre, non calcaire (photos 91 et 94)
- 8 – unité très calcaire et très claire, nous distinguons : (8a), lité, constitué surtout de sable de craie avec quelques graviers de craie et oncolithes brisés ; quelques lits plus limoneux, malacofaune abondante ; ce faciès n'a été rencontré que dans deux sondages (SP4 et 5), avec une limite inférieure nettement érosive (photo 95), une date à $1\ 109 \pm 44$ BP a été rejetée ; venue d'eau ; (8b) de texture plus fine (limon sablonneux), claire ou bleutée, avec malacofaune (photos 91 et 94) ; l'unité est généralement très calcaire mais parfois partiellement décarbonatée sous les sols
- 9 – argile limoneuse grise, plus ou moins gleyifiée, plus ou moins riche en oxyde de fer et manganèse, avec des horizons plus sombres avec charbons de bois et épisodiquement fragments d'os, une structure fugace a été repérée à partir d'un de ces sols (SP5) ; le caractère imperméable de l'unité induit des venues d'eau continues (les terrains sous-jacents, à l'exception de 8a, sont plus

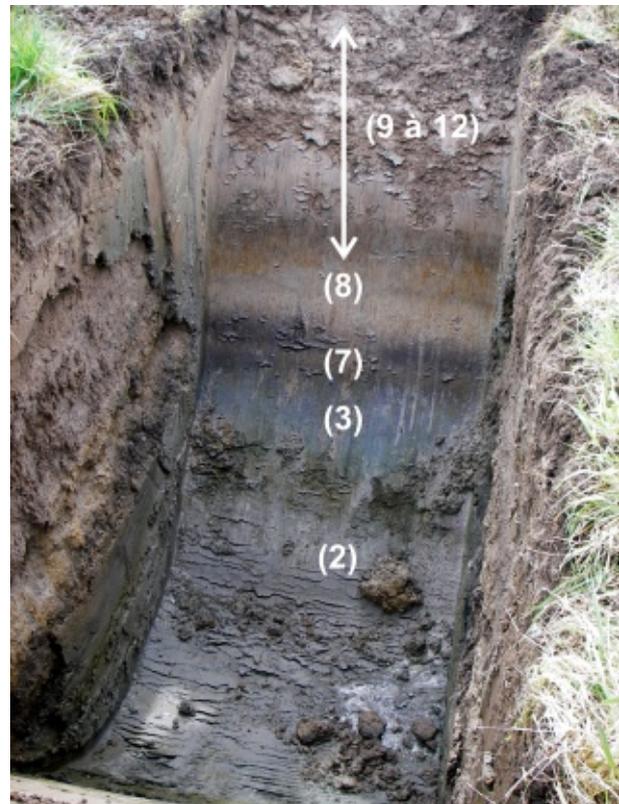


Photo 91 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sondage SP2 en cours de creusement
voir légende figure 163

Photo 91 - Crespin "Zone d'expansion des crues": pit SP2 during excavation
see key figure 163

secs et ce jusqu'à la nappe graveleuse ; vers l'Hogneau, sédiment un peu plus limoneux, gleyifié, marqué en tiré sur la figure, confusion possible avec 8b (photo 94)

- 10 – limon argileux gris sombre (photos 94 et 96), avec charbons de bois et éléments divers assez abondants : terre cuite (tuile médiévale ou moderne ?), céramique médiévale, faune ; plusieurs structures, dont une imposante sont lisibles sous ou sur cette unité
- 11 – limon brun-jaune, moins compact et argileux que sous-jacent (photo 96), quelques fragments de terres cuites (briques ?) épars ; parfois une passée un peu sableuse en tête de l'unité
- 12 – horizon humifère, probablement ancien labour



Photo 92 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : unité 2 issue de SP2 vue dans le godet de la pelle mécanique

sable et limon lité, très calcaire, attribués au Pléniglaciaire weichselien

Photo 92 - Crespin "Zone d'expansion des crues": unit 2 coming from pit SP2 seen in the bucket of the excavator

very calcareous bedded sand and silt attributed to the Weichselian Pleniglacial



Photo 93 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : détail de l'unité 5, limon à restes végétaux datés du Bølling-Allerød

provient du sondage SP4

Photo 93 - Crespin "Zone d'expansion des crues": unit 5 detail, silt with vegetal remains dated to Bølling-Allerød

from the pit SP4

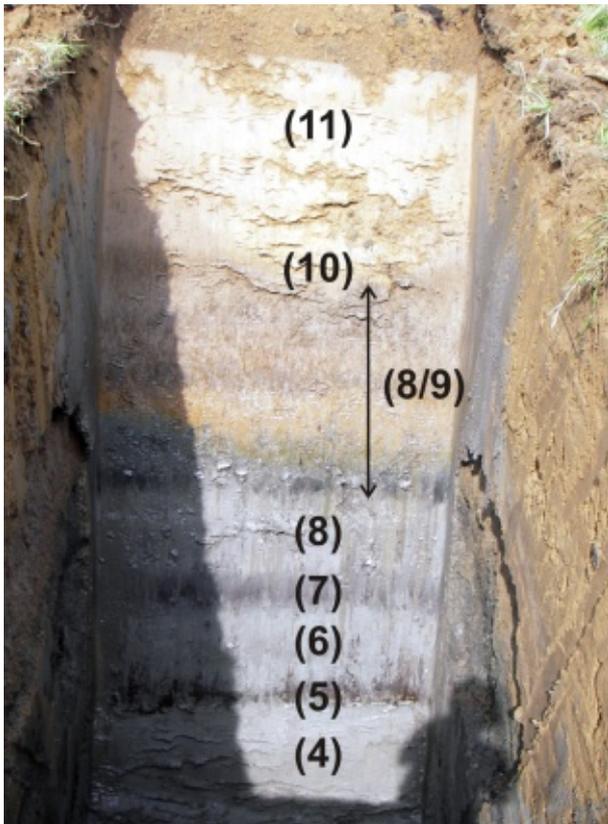


Photo 94 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sondage SP10 en cours de creusement

voir légende figure 163

Photo 94 - Crespin "Zone d'expansion des crues": pit SP10 during excavation

see key figure 92

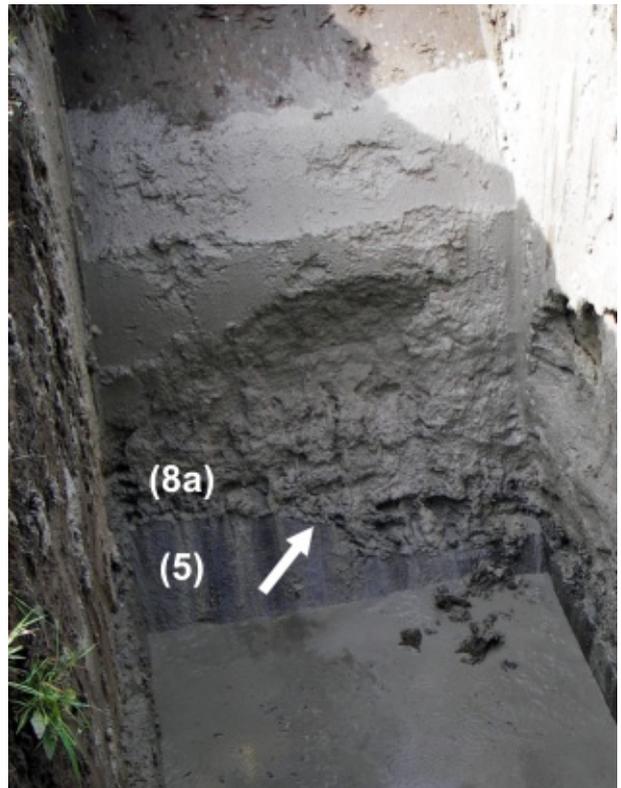


Photo 95 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sable de craie légèrement graveleux (8a) avec base érosive sur (5)

sondage SP4

Photo 95 - Crespin "Zone d'expansion des crues": lightly gravely chalk sand (8a) with erosive lower limit pit SP4

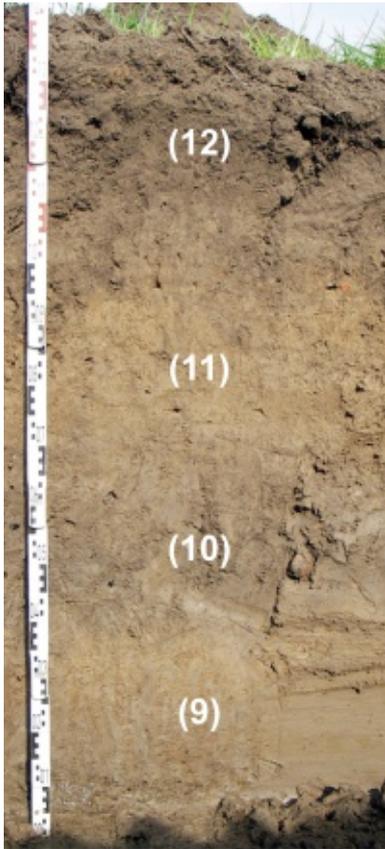


Photo 96 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : partie supérieure de la stratigraphie

limon d'inondation (11) sur un petit sol (post quem médiéval) (10) ; les dépôts d'inondation sous-jacents sont nettement plus argileux

Photo 96 - Crespin "Zone d'expansion des crues": stratigraphy of upper part flood silt (11) over a minor soil horizon (10) (medieval post quem); underlying flood depositis are clearly more clayey

Table 27 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : datations radiocarbone
radiocarbone : calibration effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

Table 27 - Crespin "Zone d'expansion des crues": radiocarbon dates

prélèvements samples	n° labo	date BP	±	date CalBP	±	date AD/BC 1 sigma
SP9-2 m, unité 9, charbon dans un niveau de sol / unit 9, charcoal in a soil horizon	Erl-13549	3349	48	3585	64	1730-1547 av. J.-C.
SP9-3,7 à 4 m, unité 5, tourbe / unit 5, peat	Erl-13548	12213	88	14146	181	12313-12016 av. J.-C.
SP8-5,1 à 5,5 m, unité 4, débris végétaux / unit 4, vegetal remains	Erl-13547	12067	96	13929	123	12078-11837 av. J.-C.
SP4-2,1 à 2,7 m, unité 8, charbon de bois, date rejetée (voir le texte) / unit 8, charcoal, rejected date (see text)	Erl-13546	1109	44	-	-	-

OxCal v4.2.3 Bronk Ramsey (2013), r:5 IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al 2013)

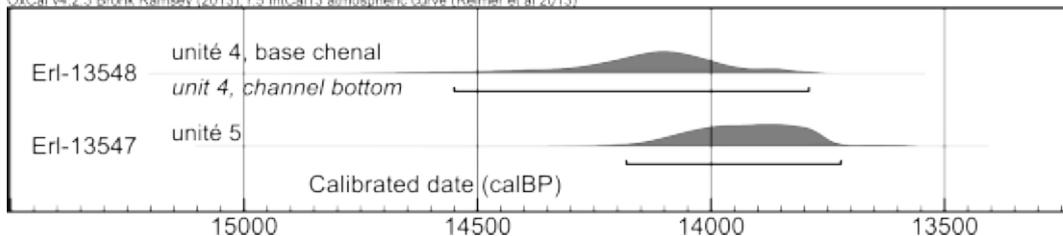


Figure 164 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : représentation graphique des datations radiocarbone du Tardiglaciaire

Figure 164 - Crespin "Zone d'expansion des crues": graphic display of Lateglacial radiocarbon dates

3. Commentaires

Les dépôts de silex (1) et de sable lité (2) sont attribuables au Pléniglaciaire supérieur.

Un chenal entaille cette nappe ancienne, comblé par un sédiment limono-organique, localement tourbeux (unités 3 à 6). Deux datations radiocarbone (table 27 et figure 163), indiquent un comblement de la toute fin du Bølling ou au début de l'Allerød, aux environs de 1,4 ka Cal BP. La faible plage de recouvrement des dates et le dénivelé entre les deux échantillons (plus d'un mètre) suggèrent un dépôt rapide ou éventuellement une stratigraphie puis complexe que celle appréhendée. La position d'un des échantillons à la base du comblement suggère un chenal actif à l'époque. Nous n'avons aucune évidence d'un dépôt relatif à un début du Bølling, de la deuxième partie de l'Allerød ou même du Dryas récent. Le lit de la fin du Tardiglaciaire a vraisemblablement migré latéralement dans un contexte de style méandriforme.

Un sol sub-horizontal (7) recouvre ensuite l'ensemble des dépôts. Il représente un hiatus sédimentaire.

Le sol est subitement recouvert d'un dépôt extrêmement calcaire (8), signal d'une reprise de l'activité fluviatile sur une vaste surface depuis, probablement, le débordement d'un lit mineur non observé sur la zone. Le niveau est limono-sableux passant à un endroit à un sable limoneux avec quelques graviers de craie et d'oncolithes brisés. Le faciès grossier correspond également à une légère mais nette érosion du sol sous-jacent. Une date relativement récente (médiévale) sur charbon de bois a été rejetée en raison de : (a) la présence d'une date plus

ancienne sus-jacente (niveau 9) et plus fiable (charbon dans un sol), (b) de la présence de rejets médiévaux assez abondants dans les niveaux supérieurs et (c) du mode de collecte (fouille dans le niveau en déblais). Le charbon prélevé peut venir d'un niveau supérieur et être tombé pendant le creusement du puits à la pelle mécanique. Le niveau 8 n'est pas daté. Toutefois, nous envisageons, avec prudence, un dépôt dans la deuxième partie de l'Holocène. En effet, la présence d'oncolithes brisés pourrait être due à un remaniement de formations travertineuses de l'Atlantique telles que celles rencontrées dans le lit majeur de l'Escaut (Sommé, 2006 ; Ruchard *et al.*, 1992) (voir aussi partie I.16-). D'autre part, le dépôt de l'unité 8 précède la formation d'un sol (base de l'unité 9), datée sur charbon du Subboréal, 3 349 ± 48 BP, soit environ le milieu du deuxième millénaire avant J.-C. Par la suite, des dépôts d'inondation exhausseront la plaine. Le fait témoigne d'un nouveau régime hydrologique (qui perdure encore de nos jours, justifiant le projet d'aménagement).

Les dépôts d'inondation successifs ont exhaussé la plaine d'environ 2 m entre le deuxième millénaire avant J.-C, et aujourd'hui. Le dernier mètre contient du matériel médiéval (unités 11 à 12) et vraisemblablement moderne. La texture des dépôts supérieurs est également plus grossière, limoneuse, et provient vraisemblablement de l'érosion des versants loessiques en amont. Un bruit de fond composé de nombreux charbons de bois, de débris anthropiques mais aussi de quelques structures indique une occupation proche et une activité humaine sur la zone, et ce, depuis la base de l'unité 9.

I.18 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux »

1. Résumé

1.1 Contexte

Deux diagnostics archéologiques ont été réalisés en 2007 à Saint-Saulve (figure 30, n° 17), à la jonction entre le versant et le fond de vallée, de part et d'autre de la RD75 (figures 165 et 166). Six sondages profonds en puits ont été réalisés sur les deux zones (BDLD n° 877 à 880 à l'est, « rue des Maraîchers / rue des Fostiaux », BDLD n° 881 et 882 à l'ouest, « rue Victor Hornez / rue des Fostiaux »). Ils ont fait l'objet d'une

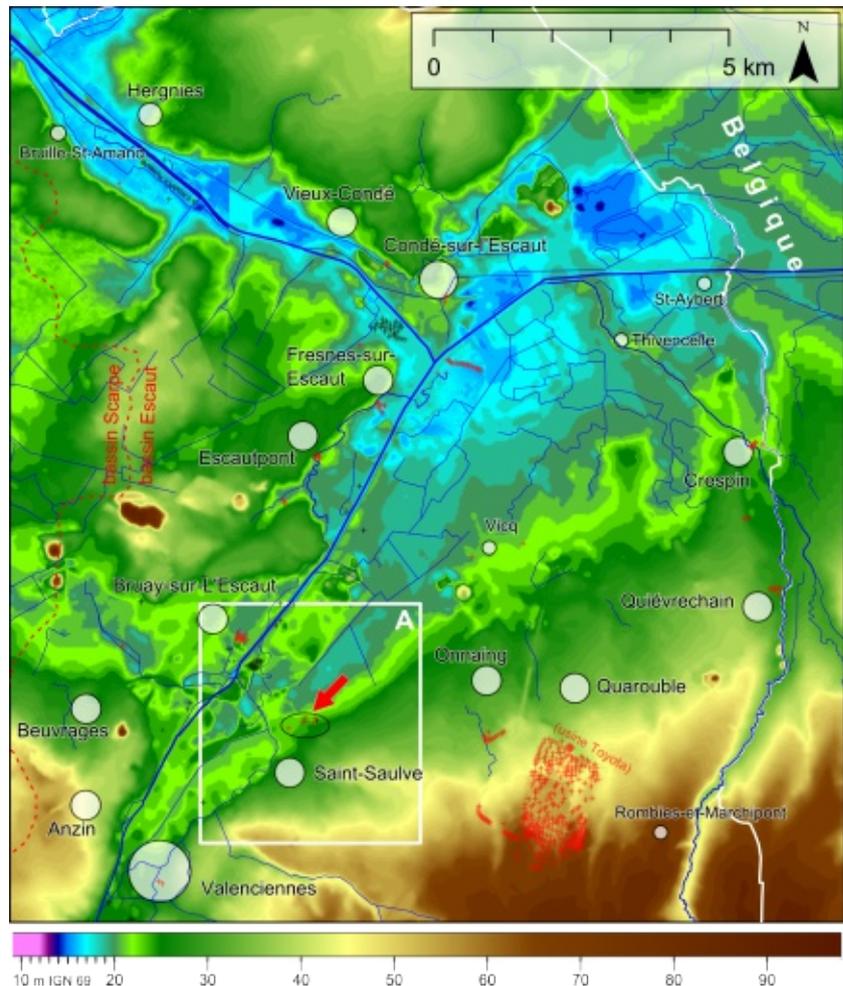
contribution commune aux deux rapports (Oudry 2007 ; Sellier et Deschodt 2007). Les zones sondées ont pour caractéristiques de se situer à l'extrémité basse d'un long versant, à sa jonction avec le fond de vallée (figure 166 et photo 97). Le point le plus bas de l'observation et à faible distance est à peine plus élevé que le « Vieil Escaut », lit historique du fleuve.

Figure 165 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine

MNT d'après BDalti 25 de l'IGN et Lidar Scarpe de la DREAL, complété par des données aménageur en rive droite de l'Escaut ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN avec ajout des méandres modernes de l'Escaut d'après les limites communales de la carte IGN
croix rouges : observations personnelles
croix noires : observations de tiers
A – localisation de la figure 166

Figure 165 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": location in Scheldt/Haine rivers confluence plain

DEM after BDalti 25 (IGN) and Scarpe Lidar (DREAL), supplemented by planners data: hydrographic network after BDcarthage (IGN) with adding of modern Scheldt meanders added based on the municipal boundaries on the IGN map
red crosses: personal observations
black crosses: third-party observations
A – location of the figure 166



1.2 Résultats

Les sondages de Saint-Saulve, situés en limite d'un long versant loessique et du fond de vallée de l'Escaut ont permis d'observer :

- la transition rapide entre un loess et un sablon limoneux lité,
- un dépôt de sable sur loess,
- une large ravine sur versant postérieure au dépôt de loess.

The borepits in Saint-Saulve, at the limit between a long loessic slope and the Scheldt river valley bottom allow observation of :

- *a rapid transition between a loess and a bedded fine silty sand,*
- *a sand deposit overlaying the loess,*
- *a large gully on the slope, subsequent to the loess deposit.*



Photo 97 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : vue de la vallée de l'Escaut depuis le versant de Saint-Saulve (RD75)
vue panoramique, montage de plusieurs photos ; localisation A sur la figure 166
versant en pente douce, le fond de vallée débute au-delà des habitations

Photo 97 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": view of the Scheldt river valley from the Saint-Saulve slope (road RD75)

*panoramic view, photo montage;
location A on figure 166
gentle slope, the valley bottom
begins behind the houses*

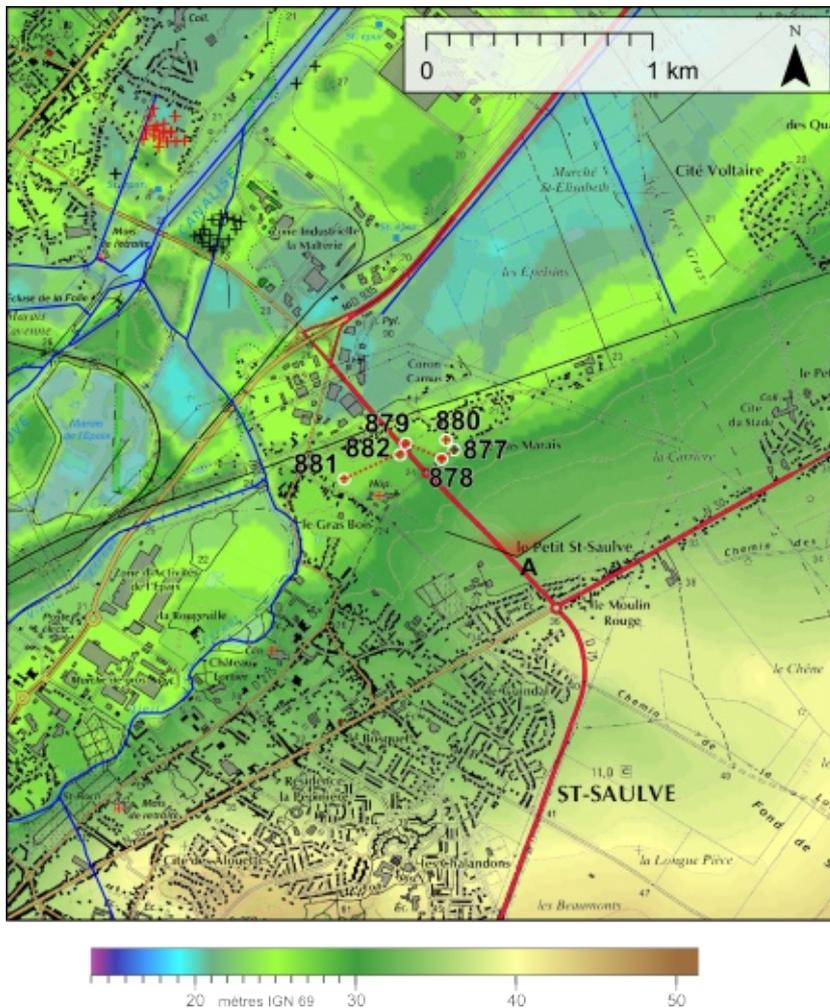


Figure 166 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : localisation du transect en rive droite de l'Hogueau

MNT d'après BDalti 25 (IGN) ;
surimposition de la carte IGN
1/25 000 ; réseau hydrographique
d'après BDcarthage de l'IGN
A – lieu de prise de vue de la
photo 97

Figure 166 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": location of the cross-section on the right bank of the Hogueau river

*DEM after BDalti 25 (IGN),
supplemented by planners data;
overlay of the IGN map
1/25000;
hydrographic network after
BDcarthage (IGN)
A – photo 97 shooting place*

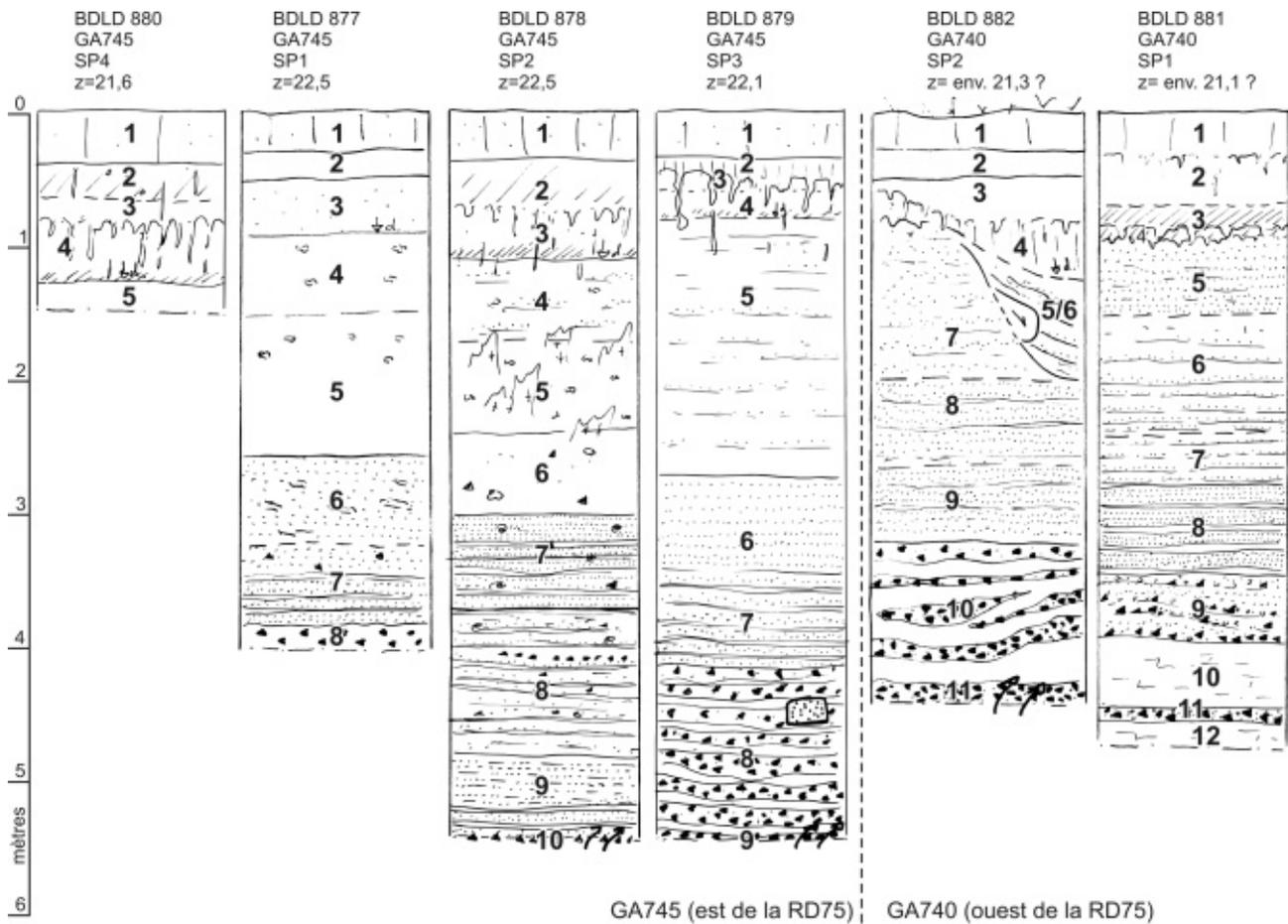


Figure 167 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : détail des sondages en puits

Figure 167 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": detail of borepits

BDLD 880

- 1 – labour,
- 2 – limon brun légèrement orangé, quelques éléments anthropiques (tessons de céramique),
- 3 – limon brun, plus compact et coloration mieux marquée, quelques cailloutis épars
- 4 – limon sableux gris, bandes d'illuviation plus sombres à la base
- 5 – limon sablonneux très calcaire

BDLD 877 (observation J. Lantoine)

- 1 – labour sableux
- 2 – limon brun sableux
- 3 – sable limoneux jaune-brun
- 4 – limon fin beige clair, calcaire (poupées)
- 5 – limon beige fin légèrement plus foncé et plus calcaire (petites granules et poupées), traces d'oxydes ; passe à un limon jaune plus sableux
- 6 – sables jaunes avec paquets de limon beige, petit cailloutis de silex dans le sable
- 7 – redevient plus limoneux, beige, avec passées de sable jaune
- 8 – nappe (gros cailloutis et galets de silex géolifracés)

BDLD 878

- 1 – labour sableux
- 2 – limon brun sombre, légèrement orangé, sableux
- 3 – sable clair non calcaire avec, à la base, un horizon plus sombre, brun (bande d'illuviation)
- 4 – limon loessique sablonneux, carbonaté, discrètement lité (photo 100)
- 5 – passe à un loess avec poupées calcaires, marbrures rouilles
- 6 – un peu plus sombre, avec des polygones avec carbonatations secondaires intenses, coloration rouille importante, poupées anguleuses, quelques silex
- 7 – 20 cm de sable lité puis alternance de sable et limon lité, avec malacofaune brisée, silex épisodiques
- 8 – limon avec structuration cryogénique avec revêtement ferrugineux, finement lité, sableux, présence de silex, légèrement usés dans la masse limoneuse, petite malacofaune ; bandes de silex hétérométriques
- 9 – limite nette, sable fin très clair, un peu limoneux, puis lits épais de limon et de sable grossier (photo 99)
- 10 – nappe de gravier de silex, venue d'eau abondante

BDLD 879

- 1 – labour sableux
- 2 – limon brun sombre
- 3 – limon sablonneux brun
- 4 – sablon limoneux clair non calcaire, bande d'illuviation plus sombre à la base
- 5 – litages de limon et de sable, très calcaires, carbonatation secondaire intense (surtout de 0,9 à 1,2 m), coloration ferrugineuse à partir de 1,3 m, 6 – sable gris et rouille lité
- 7 – lits de limon et sable, coloration un peu plus terne que sus-jacent
- 8 – alternance de bandes épaisses (environ 10 cm) de limon brun orangé non calcaire et de sable clair avec cailloutis de silex, présence d'un bloc massif de grès
- 9 – probable unité de cailloutis de silex et venue d'eau abondante

BDLD 882, cf. figure 169

BDLD 881

- NB. : l'effondrement des parois en fin de sondage rend bien lisible la structure litée (photo 101)
- 1 – limon très sablonneux et très sombre, nombreux éléments anthropiques (fragments de briques, houille...)
 - 2 – limon sablonneux brun jaunâtre légèrement orangé, petits éléments anthropiques (craie, fragments de briques) très abondants par endroits (épandage ?)
 - 3 – limon sablonneux plus compact, légèrement plastique, brun légèrement orangé, non calcaire ; présence de charbons de bois et de petits fragments de craie
 - 4 – sable un peu limoneux, gris sombre, légèrement calcaire
 - 5 – sable limoneux très calcaire, jaunâtre clair avec traces d'hydromorphie grises et rouilles
 - 6 – limon sablonneux, structuration cryogénique, coloration verdâtre – rouille, passe très vite à une alternance de limon et sable
 - 7 – id 6 (lits de sable et limon) mais coloration bleu gris (gley)
 - 8 – sable lité, puis alternance de lits épais (jusqu'à environ 10 cm) de limon et sable
 - 9 – lits de sable, de gravier de craie, de silex
 - 10 – limon compact, non calcaire, structuration cryogénique ; beige avec zone gleyifiée bleutée
 - 11 – lit de silex avec un peu de graviers de craie
 - 12 – limon calcaire ; arrêt sur effondrement de la paroi

1.3 Problématiques

- contact fond de vallée / versant à la fin du Pléniglaciaire (cf. partie II.2-4.1.2) ;
- activité éolienne et dépôt de loess (cf. II.2-4.3.2) ;
- activité fluviale sur versant postérieure au dépôt de loess.

Photo 98 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL 882, apparition d'une nappe graveleuse en fin de sondage
figure 167, unité 1

Photo 98 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": BDL 882, gravely sheet in the bottom of the pit
figure 167, unit 1

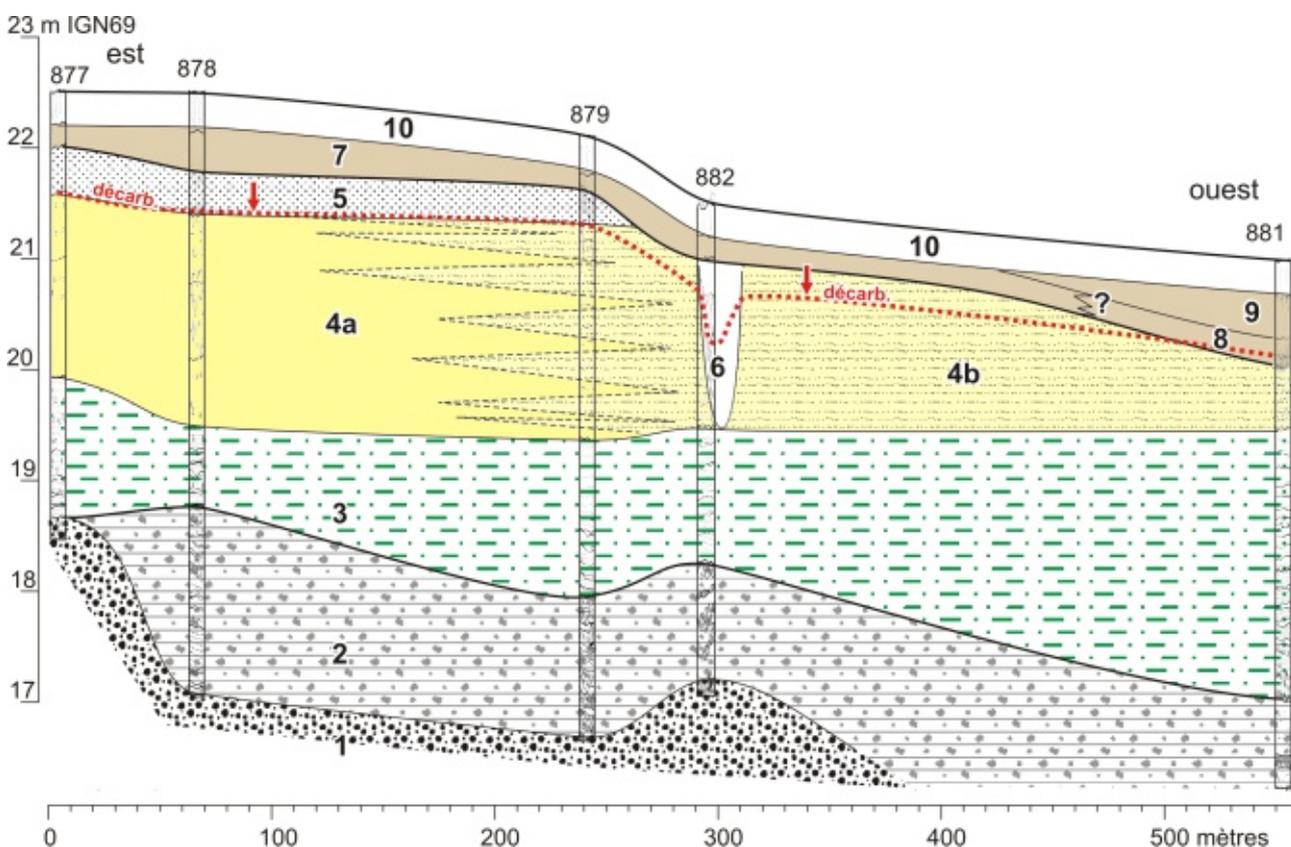


Figure 168 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : transect interprétatif

- 1 – nappe fluviale (graviers de silex)
- 2 – nappe fluviale (graviers de silex et limon non calcaire)
- 3 – lits de limon et de sable, calcaire
- 4a – limon loessique, légèrement sablonneux et très discrètement lité, calcaire
- 4b – sablon limoneux lité, calcaire
- 5 – sable fin homogène
- 6 – ravine ? BDL 882, voir figure 169, comblé par un remaniement de 4
- 7 – limon brun à éléments anthropiques (colluvia ?)
- 8 – sable et limon sableux humifère (horizon humifère enfoui)
- 9 – sable et limon sableux humifère (horizon humifère enfoui)
- 10 – labour

Figure 168 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": interpretative cross-section

- 1 – fluvial sheet (flint gravels)
- 2 – fluvial sheet (flint gravels and non calcareous silt)
- 3 – beds of silt and sand, calcareous
- 4a – loessic silt, slightly sandy and discretely bedded, calcareous
- 4b – bedded silty fine sand, calcareous
- 5 – homogeneous fine sand
- 6 – gully ? BDL 882, see figure 169, filled by reworked unit 4
- 7 – brown silt with anthropic elements (colluvia?)
- 8 – humic sand and sandy silt (buried humic horizon?)
- 9 – sandy silt (flood deposit?)
- 10 – plough zone

2. Lithostratigraphie

2.1 Transect interprétatif

Les sondages sont détaillés sur la figure 167. Ils peuvent être synthétisés selon le transect figure 168. Entre environ 18,5 et 17,5 m de profondeur, les dépôts sont grossiers, composés de silex (unité 1) (photo 98) ou de lits épais de silex en alternance avec du limon non calcaire et à structure cryogénique (unité 2).

Au-dessus, un dépôt lité de sable et limon calcaire (unité 3) se développe jusqu'à une altitude relativement constante vers 19,5 m d'altitude (photo 167).

L'ensemble est recouvert par un dépôt loessique (unité 4). Son faciès évolue rapidement d'est en ouest : d'un loess très calcaire (unité 4a) qui présente des passages sablonneux et de discrets litages, nous passons rapidement mais de

manière diffuse vers le bas du versant à une formation à dominante sableuse marquée (unité 4b) (photos 100 et 101). Le transect (qui ne suit pas la plus grande pente) rend partiellement compte de la rapidité de la transition.

Sur la partie haute uniquement, le limon loessique est surmonté par quelques décimètres d'un sable (5) traversé par la limite de décarbonatation et des traits d'illuviation.

Encore au-dessus, l'ensemble de la zone sondée est recouvert de colluvions (7) et du labour (10). Au point le plus bas, des dépôts humifères (8 et 9) se développent rapidement (partie supérieure sur la photo 101). Ils correspondent probablement à un ancien horizon superficiel recouvert par des dépôts d'inondations.



Photo 99 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux »: BDL D 878, limon et sable lité au-dessus d'une nappe fluviatile graveleuse

figure 166, unité de détail 9 ; transect figure 167, unité 3

Photo 99 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": BDL D 878, unit 9, bedded silt and sand overlaying gravely fluvial sheet

figure 166, detail of unit 9; cross-section figure 167, unit 3



Photo 100 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL D 879, passage du loess à un sablon limoneux lité

Photo 100 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": BDL D 879, facies shift from loess to fine silty sand



Photo 101 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL 881, l'effondrement des parois permet une lecture claire de la structure litée

Photo 101 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": BDL 881, the wall collapse allows a clear view of the bedded structure



Photo 102 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : détail du bord de la ravine

localisation sur la figure 170
notez la texture plus sableuse et la coloration un peu plus sombre du remplissage

Photo 102 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": detail of the gully edge

location on figure 170
note the sandy texture and slightly darker colour of the infill

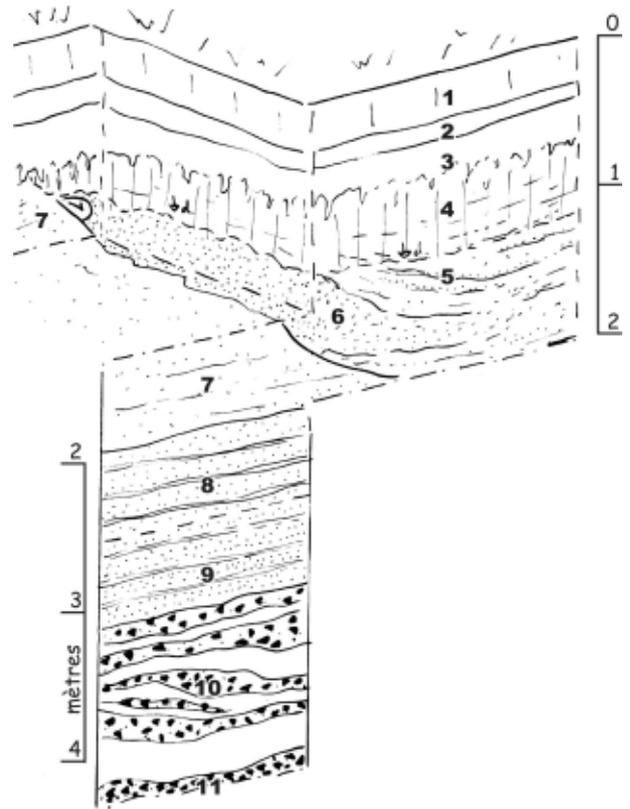


Figure 169 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : ravine sur versant postérieure au dépôt de loess

vue en perspective de l'observation BDL 882

1 – labour

2 – limon brun légèrement jaunâtre, quelques éléments anthropiques (terre cuite)

3 – limon brun plus sombre, très compact, non calcaire

4 – limon sablonneux brunâtre non calcaire, discrètement lité (décarbonatations des unités 5 et 6) et sablon limoneux, très clair, jaunâtre, très calcaire

5 – limon sablonneux calcaire, lité, proche de l'unité 7, avec quelques lits de sable brunâtre

6 – sable calcaire

7 – limon sablonneux à sablon limoneux, très calcaire ; en plusieurs endroit, l'unité 7 présente un effondrement vers la ravine

8 – sable moyen calcaire, quelques lits limoneux

9 – id., coloration rouille, quelques silex à la base

10 – alternance de limon non calcaire et de lits de silex

11 – graviers de silex, venue d'eau

Figure 169 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": gully on slope posterior to the loess deposit

perspectiv view of the observation BDL 882

1 – plough zone

2 – lightly yellowish brown silt, a few anthropic elements (terracotta)

3 – darker brown silt, very compact, non calcareous

4 – non calcareous brownish sandy silt, discreetly bedded (decarbonatation of units 5 and 6) and fine silty sand, very light, yellowish, very calcareous

5 – calcareous sandy silt, bedded, very similar to unit 7 but with few brownish sandy beds

6 – calcareous sand

7 – sandy silt to fine silty sand, very calcareous; in some places, the unit 7 shows collapse toward the gully

8 – calcareous medium grained sand, a few silty beds

9 – id, rust coloured, a few flints at the base

10 – alternation of non calcareous silt and flint beds

11 – flint gravels, seepage

2.2 L'observation 882

L'observation BDL 882 présente des éléments qui méritent d'être détaillés séparément (figures 169 et 170, photo 102). Une ravine y a été détectée. Elle est très large (plus de deux mètres) et profonde (environ deux mètres au sol actuel). Remplie de la formation loessique remaniée, elle est difficile à distinguer. Le remplissage est

toutefois un peu plus sableux (photo 102), localement plus brunâtre et quelques lits sont mieux marqués. Peut-être en raison du caractère un peu plus grossier, la décarbonatation et la pédogenèse y pénètrent un peu plus profondément que sur les bords.

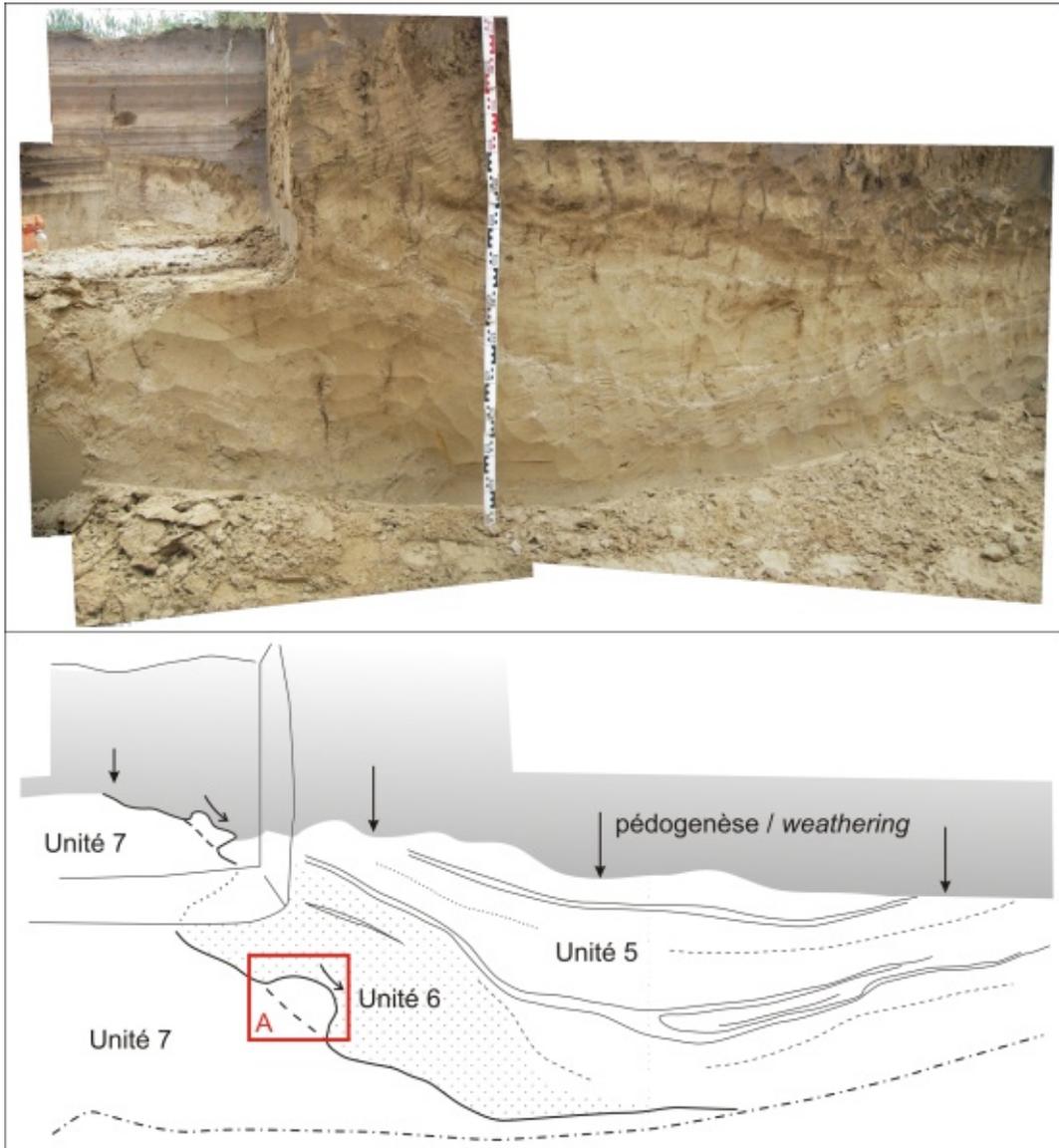


Figure 170 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : ravine, assemblage photo commenté
unités 5 à 7 – voir légende figure 169
A – localisation de la photo 102

Figure 170 - Saint-Saulve "rue des Fostiaux": photo motage with commentary
units 5 to 7 – see key figure 169
A – location of photo 102

3. Commentaires

Les quelques sondages de Saint-Saulve sont intéressants à plus d'un titre.

1/ Ils offrent un exemple de transition entre les dépôts sablo-limoneux lités de fond de vallée et un versant loessique. Nul doute en effet que le versant photographié (photo 97) est déjà loessique. Loess qui a d'ailleurs été observé un peu plus haut sur le versant (figure 165, usine Toyota et zone environnante) (Deschodt *et al.* 1998 ; Deschodt 1999 ; Neaud 2007).

2/ Un dépôt sableux se dépose par dessus le limon. Cette stratigraphie rappelle celle observée à Vicq sur le même versant, plus en amont. Sans certitude, il peut s'agir d'un épandage du Pléni-glaciaire ou du Tardiglaciaire.

3/ Une ravine a été repérée. Elle est vaste et difficile à détecter, car elle est comblée du substrat encaissant. Elle témoigne d'écoulements importants et concentrés sur le versant. Son remplissage est rapide et son fonctionnement a vraisemblablement été limité dans le temps. Aucun élément particulier n'a été observé dans le comblement. Sa postériorité au dépôt loessique est le seul élément chronologique en notre possession. Toutefois, l'absence de sédiment limoneux pédogenisé et de tout débris organique exclut une formation récente (intra-Holocène) de la ravine.

I.19 - Valenciennes « le Vignoble »

1. Résumé

1.1 Contexte

En amont de la ville de Valenciennes, la vallée de l'Escaut est incisée dans une région de plateau (figure 171). Une fouille archéologique a été entreprise sur l'emplacement d'un futur bassin de rétention d'eau dans les faubourgs de la ville, au pied d'un versant exposé au sud, à proximité d'une ancienne gravière (l'Étang du Vignoble) (BDLD n° 883) (Henton, 2009). L'observation se situe au débouché d'un talweg (figure 172). Les données, notamment palynologiques, font l'objet d'un article soumis (Boulen *et al.*, soumis).

1.2 Résultats

Les observations sont situées à la périphérie d'un petit cône de déjection pléistocène au débouché d'un talweg élémentaire sur le versant. La zone légèrement plus basse à la jonction entre le cône et le versant est comblée par un limon colluvié attribué au début de l'Holocène puis par 1,5 m de tourbe formée durant l'Atlantique. L'enregistrement tourbeux bénéficie de sept dates radiocarbones, comprises entre $7\,310 \pm 59$ BP (soit environ 6 100 av. J.-C.) et $5\,422 \pm 43$ BP (soit environ 4 300 av. J.-C.), et d'une étude palynologique qui constitue l'apport principal de l'opération. La zone est relativement stable jusqu'au moins le Haut Moyen Âge. Elle est par la suite ensevelie sous une épaisse couche de colluvions labourées.

Au cours de l'Atlantique, le diagramme pollinique présente un enregistrement récurrent de rudérales, parfois associé à un recul des essences forestières. Cependant, l'analyse permet d'exclure une causalité anthropique automatique. En revanche, sur la même zone, la séquence pollinique met en évidence un retour répété à des conditions hydriques de plus en plus marquées qui sont associées à un recul de la chênaie. La dernière de ces phases humides, la plus importante, débute au sommet de la tourbe, au 5^e millénaire av. J.-C., et fait suite aux premiers indices d'agriculture néolithique.

The observations took place on the periphery of a small Pleistocene alluvial fan at the outlet of an elementary talweg on the slope. The small dip area at the slope/alluvial fan junction is infilled by a silt colluvium attributed to the early Holocene, and then by about 1,5 m of peat from the Atlantic. The peaty record is dated by seven radiocarbon dates to between 7310 ± 59 BP (around 6100 BC) and 5422 ± 43 BP (around 4300 BC) and a palynological study which represents the man contribution of the operation. The area is relatively stable at least up to the High Middle Age. It was subsequently buried under a thick layer of ploughed colluvia.

Palynological data show a recurrent record of ruderal species during the Atlantic, occasionally associated with a regression of forest trees. The analysis permits exclusion of necessarily anthropic causality, but on the other hand the pollen sequence indicates repeated episodes of wet conditions, more and more pronounced through time, associated with a regression in oak cover. The last and strongest of these wet phases began at the upper surface of the peat, during the 5th millennium BC, following the first indications of neolithic agriculture.

1.3 Problématiques

- évolution d'un contact versant/fond de vallée au cours de l'Holocène ;
- évolution holocène des fonds de vallées, tourbification et arrêt de la tourbification (cf. partie 2.3-2.2.2) ;
- érosion limoneuse récente sur versant (cf. partie 2.3.-2.4) ;
- enregistrement pollinique de l'Atlantique, néolithisation.

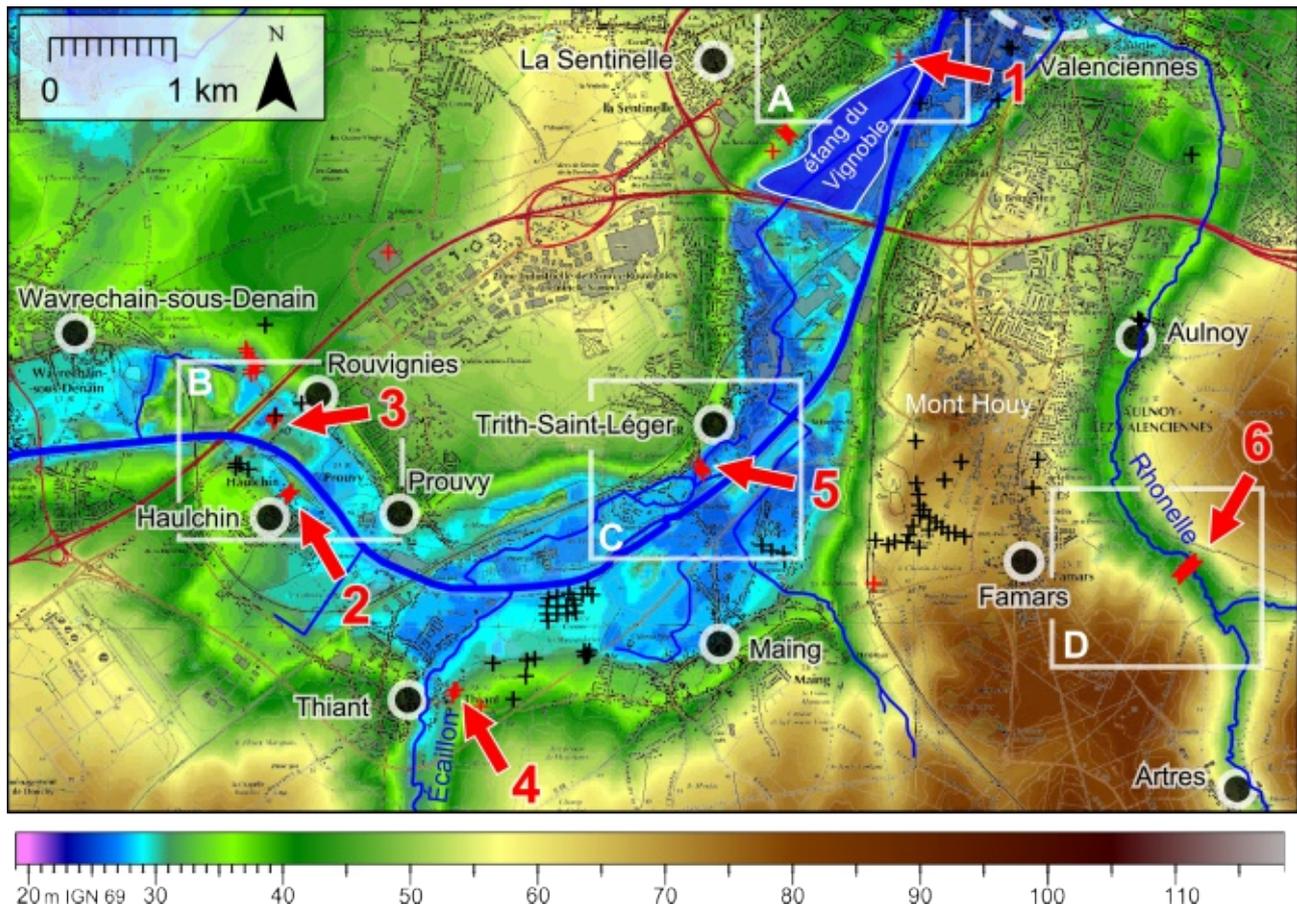


Figure 171 - La vallée de l'Escaut en amont de Valenciennes

MNT d'après BDalti 25 (IGN) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

croix rouges : observations personnelles

croix noires : observations de tiers

1 – observations de Valenciennes « le Vignoble »

(BDLD n° 883) (cette partie) (Henton, 2009)

2 – observations d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 »

(BDLD n° 911 à 914) (partie I.20-) (Henton et Deschodt, 2010)

3 – observations de Rouvignies « le Marais »

(BDLD n° 891 à 897) (partie I.21-) (Leriche et Deschodt, 2009)

4 – observations de Thiant « rue Roger Salengro »

(BDLD n° 325 à 329) (Feray et Deschodt, 2007)

5 – observations de Thrieth-Saint-Léger « Îlot des Fontaines »

(BDLD n° 915 à 919) (cf. figures 186 et 187) (Henton et al., 2010)

6 – observations de Famars « zone d'expansion des crues »

BDLD n° 954 à 969) (partie I.22-) (Clotuche et Deschodt, 2008)

A – localisation de la figure 172

B – localisation de la figure 184

C – localisation de la figure 186

D – localisation de la figure 193

Figure 171 - The Scheldt river valley upstream from Valenciennes

DEM after BDalti 25 (IGN); IGN map 1/25000 overlay; hydrographic network after BDcarthage (IGN)

red cross : personal observations

black cross : third-party observations

1 – Valenciennes « le Vignoble » observations

(BDLD n° 883) (this part) (Henton, 2009)

2 – Haulchin « rue du 19 mars 1962 » observations

(BDLD n° 911 to 914) (part I.20-) (Henton et Deschodt, 2010)

3 – Rouvignies « le Marais » observations

(BDLD n° 891 to 897) (part I.21-) (Leriche et Deschodt, 2009)

4 – Thiant « rue Roger Salengro » observations

(BDLD n° 325 to 329) (Feray et Deschodt, 2007)

5 – Thrieth-Saint-Léger « Îlot des Fontaines » observations

(BDLD n° 915 to 919) (figures 186 et 187)

(Henton et al., 2010)

6 – Famars « zone d'expansion des crues » observations

(BDLD n° 954 to 969) (part I.22-)

(Clotuche et Deschodt, 2008)

A – figure 172 location

B – figure 184 location

C – figure 186 location

D – figure 193 location

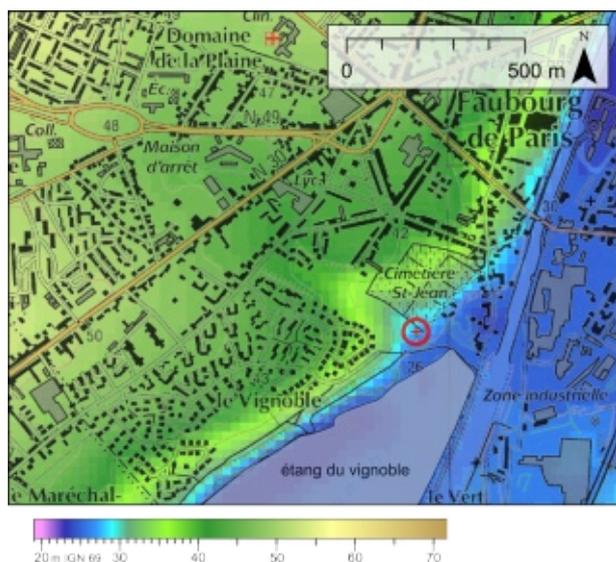


Figure 172 - Valenciennes « le Vignoble » : localisation des observations

MNT d'après BDalti 25 (IGN) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN

Figure 172 - Valenciennes "le Vignoble": location of observations

DEM after BDalti 25 (IGN); overlay of the IGN map 1/25000; hydrographic network after BDcarthage (IGN)



Photo 103 - Valenciennes « le Vignoble » : vue générale de l'excavation et emplacement des coupes

PM = emplacement du puits réalisé à la pelle mécanique

Photo 103 - Valenciennes "le Vignoble": overview of the excavation and location of the cross-section

PM = location of the excavator borepit

2. Stratigraphie et datations

Un décaissement à la pelle mécanique, sur une profondeur maximale de près de 4 m, a permis le levé de coupes en paliers complétées par une tranchée en fond de décapage (figure 173 et tables 28 et 29, photos 103 à 105).

Les trois coupes permettent d'esquisser la synthèse stratigraphique suivante (figure 174), avec de bas en haut :

A — Craie fragmentée (couche 1)

La craie apparaît rapidement sur le versant, sous une faible couverture limoneuse. Elle n'a été observée qu'en bordure du bassin avec une plongée rapide vers l'est.

B — Limon homogène gleyifié (couche 2)

La craie est recouverte d'un limon peu épais, homogène, gleyifié.

C — Limon lité sablo-graveleux (couches 3 à 7)

À proximité de l'axe du talweg, nous observons des formations fluviatiles litées, hétérogènes.

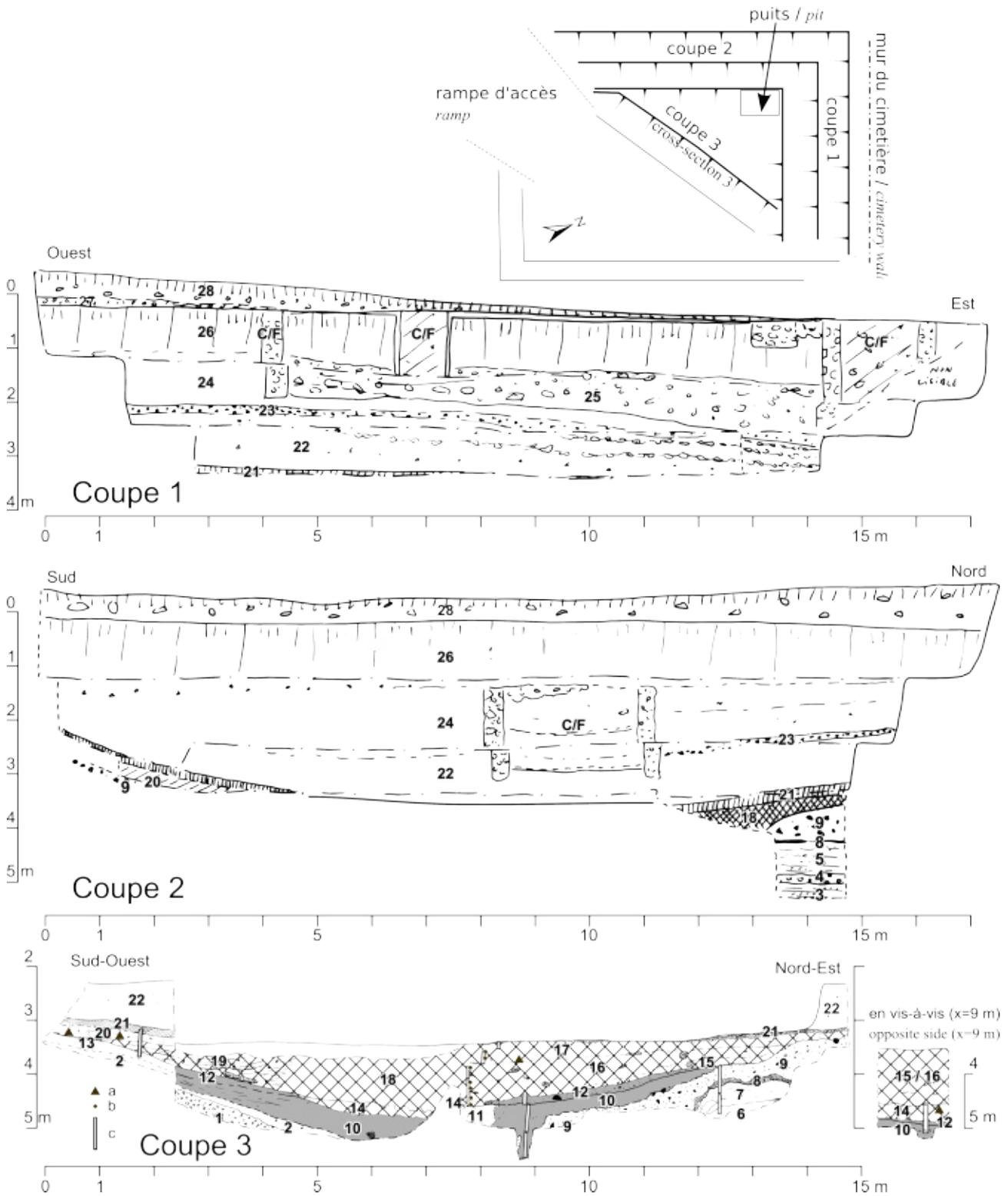


Figure 173 - Valenciennes « le Vignoble » : coupes
 a – industrie lithique
 b – datations radiocarbone
 c – prélèvements palynologiques
 descriptions de détail des unités : voir tables 28 et 29

Figure 173 - Valenciennes "le Vignoble": cross-sections
 detailed description of the units: see tables 28 and 29
 a – lithic industry
 b – radiocarbon dates
 c – palynologic samples

Synthèse <i>synthesis</i>	interprétation	C1	C2	C3	détail / <i>details</i>	
A - Craie fragmentée / <i>chalk fragments</i>				1	craie fragmentée / <i>fragmented chalk</i>	
B - Limon homogène gleyifié <i>homogeneous gleyified loam</i>	Pléistocène, formation de versant <i>Pleistocene, slope formation</i>			2	limon verdâtre plastique / <i>plastic greenish loam</i>	
C - Limon lité sablo- graveleux <i>bedded sandy and gravelly loam</i>	Pléistocène, alluvions de fond de vallée et/ou cône de déjection <i>Pleistocene, bottom balley alluvium and/or alluvial fan</i>			3	limon et sable lité, bleuté / <i>bluish bedded sand and loam</i>	
				4	sable, gravier de craie, silex / <i>sand, chalk gravels, flints</i>	
				5	lits de limon et sable, gley (bleu) sauf en tête où passage très clair, calcaire / <i>sand and loam beds, gley (blue) except at top where calcareous very light part</i>	
				6	limon jaune orangé sableux avec lits calcaires / <i>orangey yellow sandy loam with calcareous beds</i>	
				7	limon blanc, lité, très calcaire / <i>white loam, bedded, very calcareous</i>	
D - Sol noir <i>black soil</i>	pédogenèse interstadaire Tardiglaciaire, Allerød ? <i>lateglacial interstadial pedogenesis, Allerød ?</i>			8	8	limon plastique gris noir / <i>grey black plastic loam</i>
E - Silex (matrice limoneuse) <i>flint (silty matrix)</i>	dépôt grossier au pied du versant, fluviatile de versant Dryas récent ? <i>coarse deposit at slope foot, slope fluviatil, Younger Dryas ?</i>			9	9	limon gris sombre verdâtre, très sableux, plastique, très chargé en silex, certains de tailles pluri-centimétriques, hétérogène ; passages sableux dans la coupe 2 / <i>greenish dark grey loam, very sandy, plastic, with numerous flints, which are few centimeters sized, heterogeneous ; sandy beds in cross-section 2</i>
F - Sable et limon plastique <i>sand and plastic loam</i>	colluvion en pied de versant, début Holocène <i>slope foot colluviums, early Holocene</i>			10	limon gris sombre, plastique / <i>plastic dark grey loam</i>	
				11	id. 9, un peu moins riche en éléments grossiers / <i>idem 9, less coarse elements</i>	
				12	sable clair bleuté, quelques éléments de gravier de craie et de silex / <i>bluish light sand, few chalk and flint gravels</i>	
				13	limon clair (transition latérale de 12 ?) / <i>light loam (12 lateral transition ?)</i>	
G - Tourbe / <i>peat</i>	Envahissement tourbeux provenant du fond de vallée + écoulements sporadiques provenant du versant, Atlantique <i>Peat infilling coming from the valley bottom + sporadic flows coming from the slope, Atlantic</i>			14	limon tourbeux gris brun, plastique ; plus épais vers l'Escaut et limite inférieure très irrégulière (figures de charge ou piétinement ?) ; présence de silex taillé <i>brown grey peaty loam, plastic ; thicker towards the Schelde and irregular bottom limit (loadcast or tramping ?) ; knapped flints</i>	
				15	tourbe limoneuse, agrégats provenant des unités sous- jacentes / <i>loamy pead, agregats coming from underlying units</i>	
				16	tourbe franche fibreuse un peu rousse, légèrement sableuse (quelques lits sableux) vers le nord, avec bois, noisettes / <i>reddish fibrous pead with some moss, lightly sandy (few sandy beds) northwards, with wood, nuts</i>	
				17	tourbe fibreuse très compacte / <i>very compact fibrous peat</i>	
				18	18	tourbe fibreuse, indifférenciée / <i>fibrous peat</i>
				19	19	passé à tourbe calcaire, finement litée, avec malacofaune / <i>calcareous peat, fine beds, malacofauna</i>

Table 28 - Valenciennes « le Vignoble » : détail de la stratigraphie (partie 1 sur 2)

Table 28 - Valenciennes "le Vignoble": details of the stratigraphy (part 1 of 2)

H - Limon gris / <i>grey loam</i>	colluvions, Atlantique ou postérieur <i>colluviums, Atlantic or later</i>		20	20	limon gris, charbon de bois, industrie lithique / <i>grey loam, charcoal, knapped flints</i>
I - Sol noir / <i>black soil</i>	sol de marais subatlantique / <i>subatlantic swamp soil</i>		21	21	limon plastique noir, peu compact, « mou », limite inférieure diffuse ; présence de tessons de céramiques du Haut Moyen Age / <i>black plastic loam, loosely, soft, diffuse bottom limit ; Early Middle Ages ceramics</i>
J - Limon, silex, structures / <i>loam, flints, structures</i>	colluvions et remaniements anthropiques récents <i>colluviums and recent anthropic reworking</i>		22	22	limon brun peu compact, humide, tendance à l'éboulement, avec cailloutis de silex épars ; plusieurs lignes bien distinctes de « mottes » remaniées de limon poudreux très clair avec lamines plus sombres. Interprétation : labour de croûtes de battance, contexte agricole et colluvial en bas de pente / <i>loosely brow loam, damp, collapse tendency, scarce flint gravels ; severals bands of reworked dark and light dusty loam laminae blocks. Interpretation : slaking crusts ploughing, foot slope colluvium in an agricultural context</i>
			23	23	limon brun très chargé en cailloutis (silex) ; cailloutis très dense vers l'est / <i>brown loam rich in gravels (flint) ; very dense gravels eastwards</i>
			24	24	limon brun gris, nombreux cailloutis et inclusions divers (fragments brique, craie...) / <i>grey brown loam, numerous pebbles and various inclusions (brick fragments, chalk gravels...)</i>
			25		brique, craie, remblai / <i>brick, chalk, embankment</i>
			26	26	limon brun sombre, humifère, avec nombreux éléments anthropiques / <i>dark brown loam, humic, with numerous antropic elements</i>
			27		schiste minier, scories... / <i>pelite, scoria</i>
			28	28	horizon humifère développé sur des remblais (briques...) / <i>humic horizon upon embankment (bricks...)</i>
	C/ F	C/ F		caves, fosses et fondations modernes ou contemporaines, briques, béton... / <i>cellars, pits and modern or contemporary fondations, brick, concrete</i>	

Table 29 - Valenciennes « le Vignoble » : détail de la stratigraphie (partie 2 sur 2)

Table 29 - Valenciennes "le Vignoble": details of the stratigraphy (part 2 of 2)

D - Sol noir (couche 8)

Un horizon limoneux plastique, très sombre se développe au sommet de l'unité C et en épouse la topographie irrégulière.

Ces dernières sont développées dans l'axe du talweg descendant du versant. Les échantillons prélevés dans cette unité pour analyse palynologique se sont révélés stériles.

E — Silex, matrice limoneuse (couche 9)

L'unité (D) est recouverte d'une formation grossière de gélifracts de silex à matrice limoneuse.

G — Tourbe (couches 14 à 19)

Une tourbe fibreuse, avec quelques bois et noisettes, se développe sur l'unité (F) ; le contact F/G présente un très fort pendage vers la vallée. La tourbe est non calcaire mais quelques lits tourbeux très calcaires, avec malacofaune, s'intercalent en limite ouest. Quelques silex taillés ont été observés en partie supérieure de la tourbe. Un tronc de chêne, long de 12,80 m et d'un diamètre maximal de 0,88 m, était conservé en position horizontale dans les niveaux hauts de la tourbe. L'arbre était positionné perpendiculairement à la zone humide du talweg (photo 106).

F — Sable et limon plastique (couches 10 à 13)

Sable et limon plastique comblent la zone basse comprise entre (vers sud) la plongée de la craie (A) et sa faible couverture limoneuse (B) et (vers le nord) les unités (C) à (E).

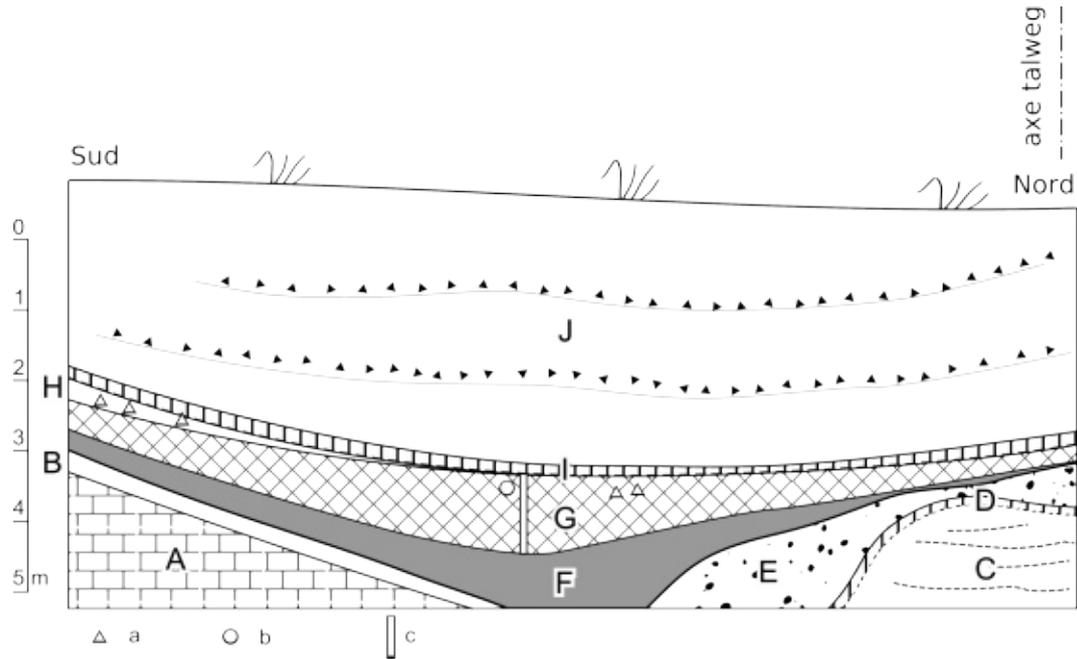


Figure 174 - Valenciennes « le Vignoble » : synthèse stratigraphique

- a – industrie lithique
- b – prélèvement dendrochronologique
- c – prélèvements palynologiques
- A – craie fragmentée
- B – limon homogène gleyifié
- C – limon lité sablo-graveleux
- D – sol noir
- E – silex (matrice limoneuse)
- F – sable et limon plastique
- G – tourbe
- H – limon gris
- I – sol noir
- J – limon, silex, structures
- a – industrie lithique
- b – prélèvement dendrochronologique
- c – prélèvements palynologiques

Figure 174 - Valenciennes "le Vignoble": stratigraphic synthesis

- a – lithic industry
- b – dendrochronologic samples
- c – palynologic samples
- A – chalk fragments
- B – homogeneous gleyed loam
- C – bedded sandy and gravelly loam
- D – black soil
- E – flints (silty matrix)
- F – sand and plastic loam
- G – peat
- H – grey loam
- I – black soil
- J – loam, flints, archaeological features
- a – lithic industry
- b – dendrochronology samples
- c – pollen samples

Le dépôt de tourbe bénéficie d'une étude palynologique détaillée (cf. *infra*), d'une étude dendrochronologique et de huit datations radiocarbone (figure 175 et table 30). Sept d'entre elles ont été réalisées sur la tourbe, et une datation a été effectuée sur les cernes externes du chêne daté par ailleurs par dendrochronologie (Le Digol *et al.*, 2009). La confrontation des datations permet de conclure à la chute de l'arbre dans la zone humide au cours de l'Atlantique et son enfouissement progressif avec la croissance de la tourbière. Une série de 268 cernes consécutifs a été acquise. En l'absence de référentiels locaux sur la période donnée par les résultats radiocarbone, la séquence a été testée sur les référentiels néolithiques allemands. Les résultats des calculs, qui sont visuellement et statistique-

ment acceptables, positionnent le dernier cerne mesuré (sans aubier = *terminus post quem*) en 4 930 avant J.-C (intervalle 1 sigma de la datation radiocarbone calibrée : 4 985 à 4 829 av. J.-C.).

L'ensemble des datations radiocarbone (figure 175 et table 30) est cohérent. Les formations organiques observées (unité G) se développent sur environ 1,5 millénaire (entre environ 6 300 et 4 000 av. J.-C.). Le bilan sédimentaire est de l'ordre de 11 cm par siècle depuis la base des niveaux organiques jusqu'au milieu de la couche 16, elle chute ensuite à environ 4 cm par siècle puis à moins de 2 cm par siècle (milieu de la couche 17).

H — Limon gris (couche 20)

Un limon gris peu épais scelle le bord de la tourbe. Discrètement litée, l'unité contient du charbon de bois et des éclats de silex taillés.

I — Sol noir (couche 21)

L'ensemble de la zone est scellé par un horizon limoneux plastique, très sombre, contenant quelques tessons de céramique du Haut Moyen Âge et des fragments de tuiles gallo-romaines.



Photo 104 - Valenciennes « le Vignoble » : creusement de la coupe 3

Photo 104 - Valenciennes "le Vignoble": excavation of cross-section 3

Photo 106 - Valenciennes « le Vignoble » : tronc dans la partie supérieure de la tourbe daté du début du 5^e millénaire avant J.C. (voir table 30)

Photo 106 - Valenciennes "le Vignoble": tree trunk in the upper part of the peat dated from the beginning of the 5th millenium B.C. (see table 30)

J — Limon, silex, structures (couches 22 à 28)

Le talweg est comblé par plusieurs mètres de limon, avec des passages de cailloutis de silex, et des remblais récents. La base de l'unité montre plusieurs générations de limon poudreux laminé et remanié en blocs (labours de colluvions limoneuses/croûtes de battance) (photo 107).



Photo 105 - Valenciennes « le Vignoble » : coupe 3 et prélèvements palynologiques

Photo 105 - Valenciennes "le Vignoble": cross-section 3 and palynological samples



prélèvements samples	n° labo	date BP	±	date CalBP	±	date AD 1 sigma
D1 – tourbe / peat	Erl-11736	7310	59	8053	63	6229 - 6103 av. J.-C.
D2 – tourbe / peat	Erl-11735	7043	63	7872	63	5985 - 5859 av. J.-C.
D3 – tourbe / peat	Erl-11734	6901	49	7744	50	5844 - 5744 av. J.-C.
D4 – tourbe / peat	Erl-11733	6297	43	7226	40	5316 - 5236 av. J.-C.
D5 – tourbe / peat	Erl-11732	6247	43	7161	77	5288 - 5134 av. J.-C.
D6 – tourbe / peat	Erl-11731	6076	43	6943	57	5050 - 4936 av. J.-C.
D7 – tronc, cernes externes / trunk, external rings	Erl-11729	6026	42	6873	58	4981 - 4865 av. J.-C.
D8 – tourbe / peat	Erl-11730	5422	43	6240	37	4327 - 4253 av. J.-C.

Table 30 - Valenciennes « le Vignoble » : datations radiocarbones

Table 30 - Valenciennes "le Vignoble": radiocarbon dates

radiocarbones : calibration 1 sigma, effectuée avec CalCurve, CalPal2007 HULU (Weninger et Jöris, 2008)

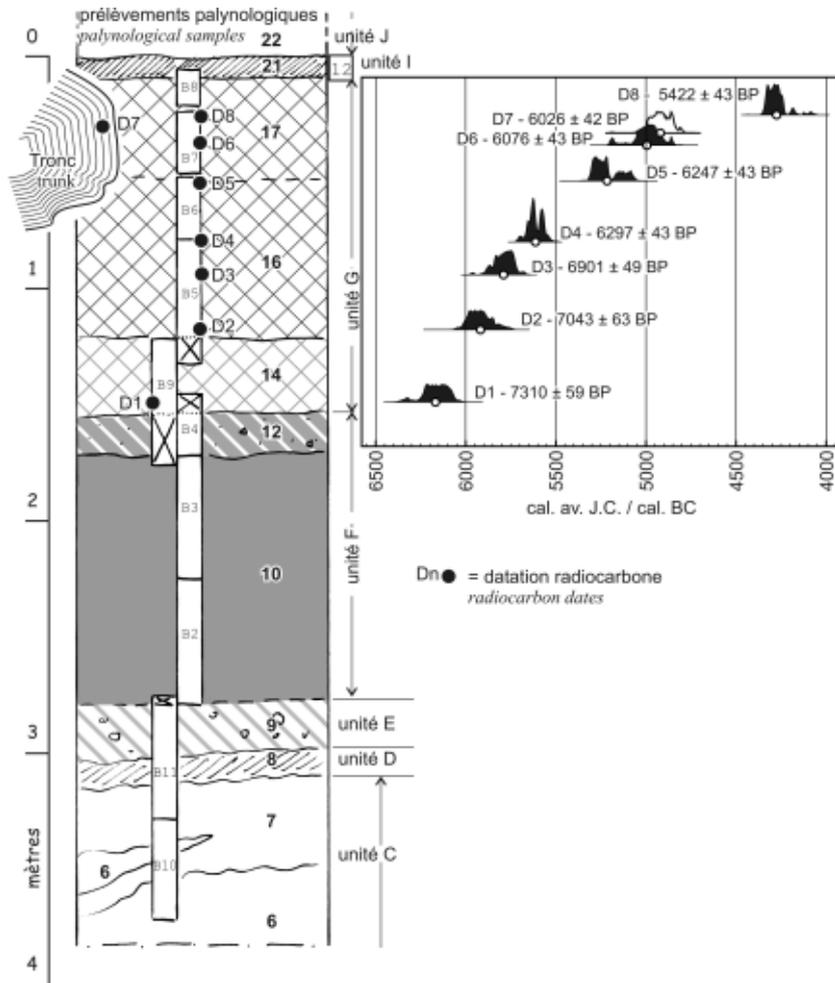


Figure 175 - Valenciennes « le Vignoble » : log synthétique des prélèvements palynologiques et dates radiocarbones

Figure 175 - Valenciennes "le Vignoble": synthetic log with palynological samples and radiocarbon dates calibration curve from Reimer et al. 2004, IntCal 04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration

courbe de calibration d'après (Reimer et al., 2004), IntCal 04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration
localisation détaillée des prélèvements

3.1 Hypothèse d'évolution de la zone

La stratigraphie et les éléments de datation permettent de proposer le scénario d'évolution suivant (figures 176 à 178).

Phase 1 – Pléniglaciaire : cône de déjection au pied du versant (unité C)

La zone observée se situe sur la bordure d'un cône de déjection provenant du versant. Le cône débouche dans le fond de vallée pléniglaciaire, avec éventuellement des phénomènes d'interstratification entre les deux ensembles morpho-sédimentaires.

Phase 2 – Interstade tardiglaciaire : développement d'un sol (unité D)

Un petit sol, présent seulement au nord, épouse la topographie du talweg. Sa position, au-dessus des dépôts grossiers attribués au Pléniglaciaire, et son faciès (horizon plastique sombre) permettent de proposer une corrélation avec un sol interstadaire du Tardiglaciaire daté par malacologie, à Bruay-sur-l'Escaut, plus en aval dans la même vallée (Locht *et al.*, 2005). Une corrélation avec le sol Allerød fréquemment observé dans les fonds de vallée du Bassin parisien peut être proposée (Pastre *et al.*, 2002b). Le sol est observé au nord tandis qu'en rive sud, la craie fragmentée du versant affleure immédiatement. La topographie qui a permis l'enregistrement des dépôts postérieurs semble donc être déjà constituée.

Phase 3 – Dryas récent : déstabilisation du versant (unité E)

Le petit sol attribué à un interstade du Tardiglaciaire est recouvert par des dépôts grossiers. Les apports grossiers sont localisés exclusivement dans la partie nord de l'observation et donc dans l'axe du talweg observé sur le versant (figure 172). Il s'agit vraisemblablement de dépôts liés à une phase d'activité fluviale sur le versant. Ceci pourrait concorder avec l'importante déstabilisation des versants au cours de la péjoration froide du Dryas récent observé fréquemment dans un contexte de plateau crayeux (Pastre *et al.*, 2002b) (*cf.* aussi partie II.3-1.2.5C).

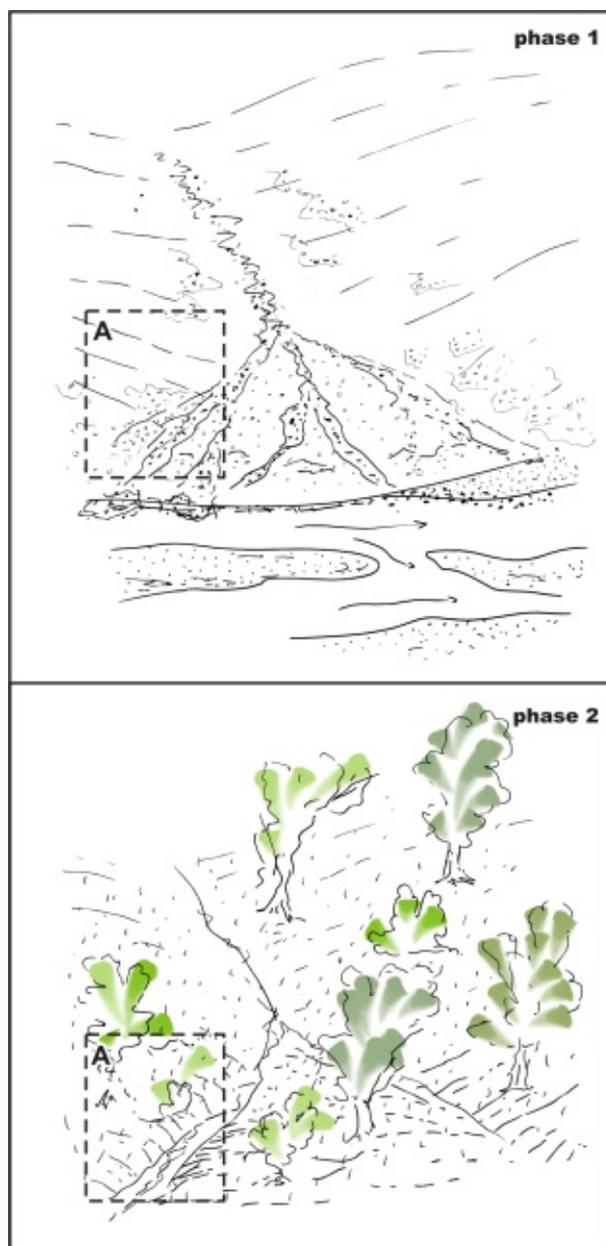


Figure 176 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 1 et 2

A – zone observée sur le site du vignoble, limite des figures 177 et 178

phase 1 – dépôt de l'unité C, cône de déjection/fond de vallée, Pléniglaciaire

phase 2 – formation de l'unité D, sol interstadaire tardiglaciaire

Figure 176 - Valenciennes "le Vignoble": hypothesis of evolution, phases 1 and 2

A – study zone, figures 177 and 178

phase 1 – unit C deposit, alluvial fan/valley bottom, Pleniglacial

phase 2 – unit D formation, Lateglacial interstadial soil

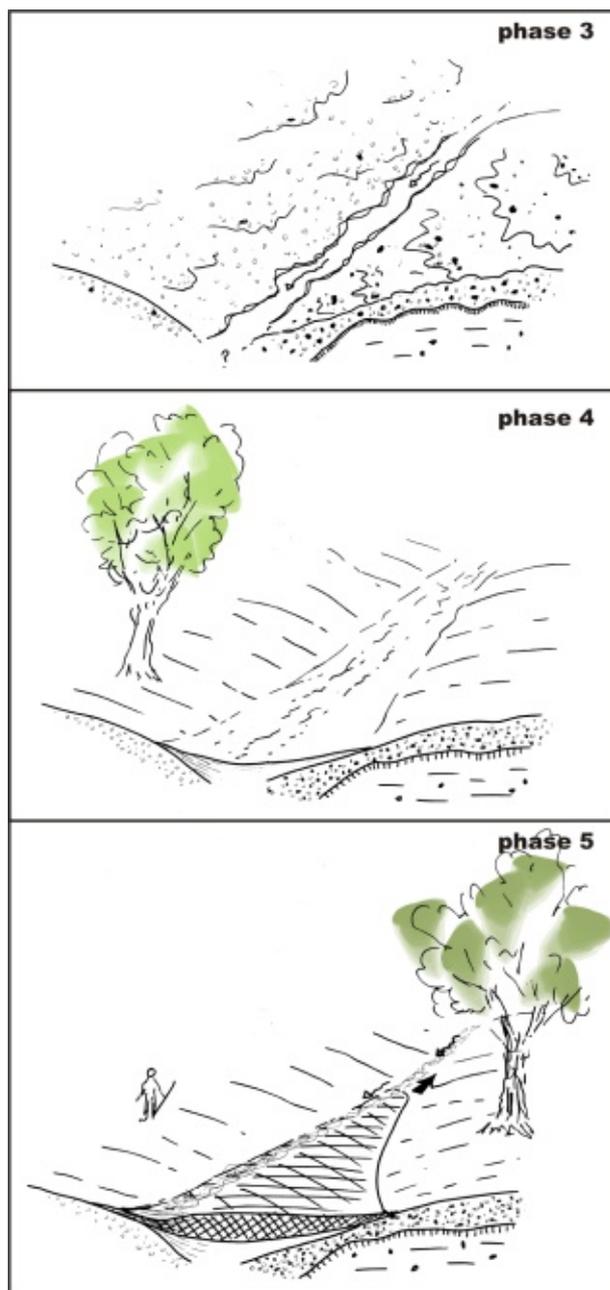


Figure 177 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 3 à 5

phase 3 – dépôt de l'unité E, érosion, apport de silex depuis le versant, Dryas récent

phase 4 – dépôt de l'unité F, colluvions en provenance du versant, première partie de l'Holocène

phase 5 – développement de l'unité G, remontée de la nappe et envahissement du talweg par une tourbière provenant du fond de vallée, écoulements sporadiques depuis le versant, Atlantique

Figure 177 - Valenciennes "le Vignoble": hypothesis of evolution, phases 3 to 5

phase 3 – unit E deposit, flints deposited from the slope, Younger Dryas

phase 4 – unit F deposit, colluvia from the slope, early Holocene

phase 5 – development of unit G, rising water table and infilling of talweg by peat coming from the valley bottom, sporadic flows coming from the slope, Atlantic

Phase 4 – Première partie de l'Holocène : accumulation colluviale (unité F)

Une accumulation limono-argileuse grise constitue le bilan de la première partie de l'Holocène. L'absence de pollen conservé (pourtant dans un sédiment limoneux sous la nappe, *a priori* propice à leur conservation) et la très forte pente observée au sommet de l'unité confortent l'interprétation d'une mise en place colluviale.

Phase 5 – Atlantique ancien : remontée rapide de la nappe et ennoïement par la tourbe (partie inférieure de l'unité G = couches 14 à 16, 18 et 19)

Le limon fin gris est surmonté par une tourbe fibreuse avec bois. La présence de tourbe implique le développement d'un milieu anaérobie (remontée de la nappe). Le fond de vallée atteint donc la zone observée et la sédimentation organique remonte dans le petit talweg de manière relativement rapide. Le fait concorde avec le fort développement de tourbières atlantiques dans le fond de la vallée de l'Escaut. Quelques éléments d'industrie lithique épars témoignent de passages humains. Toutefois, nous n'avons pas observé de vestiges structurés.

Un écoulement provenant du versant continue à s'exprimer par des lits limoneux calcaires interstratifiés avec les tourbes. Il s'agit de la couche 19 (tourbe + lits limoneux) qui forme une variation latérale du faciès tourbeux. Il s'agit probablement d'écoulements sporadiques dans le talweg lors d'épisodes pluvieux. Le faciès, peu développé en épaisseur, semble couvrir toute la période de formation de la tourbe et se limite à la jonction avec le versant.

Phase 6 – Atlantique récent : remontée lente de la nappe et premiers indices d'agriculture (partie supérieure de l'unité G)

Dans les derniers décimètres de la tourbe, le taux de sédimentation devient beaucoup plus faible. C'est dans ce contexte qu'un chêne multiséculaire tombe dans la tourbière après 4 930 av. J.-C. La partie sommitale de la tourbe enregistre les premiers indices d'agriculture, à partir d'environ 5 422 ± 43 années BP (5 031-4 800 ans av. J.-C.).

Nous ne possédons pas de terminus *post quem* pour la fin du développement de la tourbière si ce n'est un dépôt colluvial en rive droite (phase 7) et la présence de matériel céramique du Haut Moyen Âge associé au sol qui scelle l'ensemble (phase 8). Toutefois, il est probable que, comme ailleurs dans la vallée (Ruchard *et al.*, 1992), la tourbification n'ait plus lieu au cours du Subboréal-Subatlantique.

Phase 7 – Colluvions avec matériel archéologique (unité H)

En rive droite, une unité peu épaisse, limoneuse, scelle la tourbe. Elle a livré des éléments d'industrie lithique, un peu de faune, quelques tessons (Néolithique moyen ?) et des charbons de bois. En l'absence de calage chronologique précis, il est délicat de savoir si le dépôt est rapide ou lent. Dans les deux cas, il est interprété comme un apport colluvial depuis le versant. Le fait concorde avec le développement de l'agriculture et la dénudation du sol.

Phase 8 – Petit sol de marais et stabilité morphologique (unité I)

Un horizon de sol argileux et noir scelle la tourbière. La sédimentation est fine, argileuse, mais avec un bilan sédimentaire pratiquement nul pendant une longue période comme l'indique la présence de matériel céramique du Haut Moyen Âge. Nous interprétons le niveau comme sol développé en contexte humide mais sans apport notable de sédiment depuis le cours d'eau ou le versant. Il s'agit vraisemblablement d'un sol de marais développé dans un contexte de stabilité morphologique.

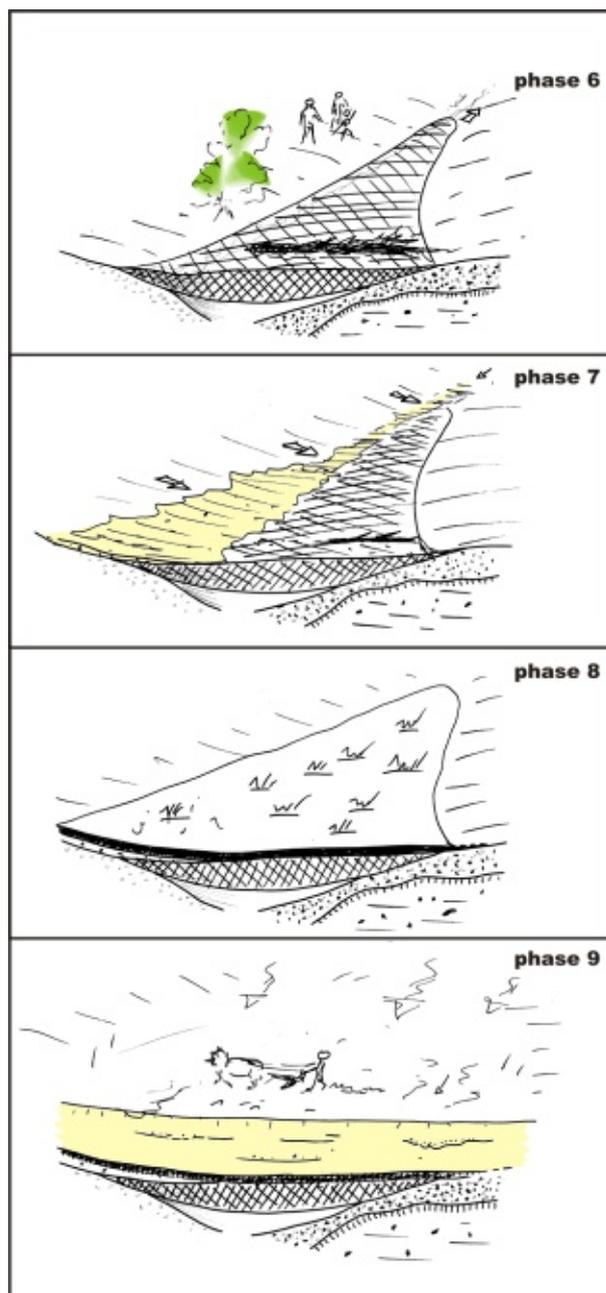


Figure 178 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 6 à 9

- phase 6 – fin du dépôt de l'unité G, ralentissement du développement de la tourbe
- phase 7 – dépôt de l'unité H, colluvions
- phase 8 – dépôt de l'unité I, formation d'un sol de marais, tessons du Haut Moyen Âge
- phase 9 – dépôt de l'unité J, mise en culture et colluvions

Figure 178 - Valenciennes "le Vignoble": hypothesis of evolution, phases 6 to 9

- phase 6 – end of the unit G deposit, slowing of peat development
- phase 7 – unit H deposit, colluvia
- phase 8 – unit I deposit, formation of marsh soil, Early Middle Age potsherds
- phase 9 – unit J deposit, cultivation and colluvia

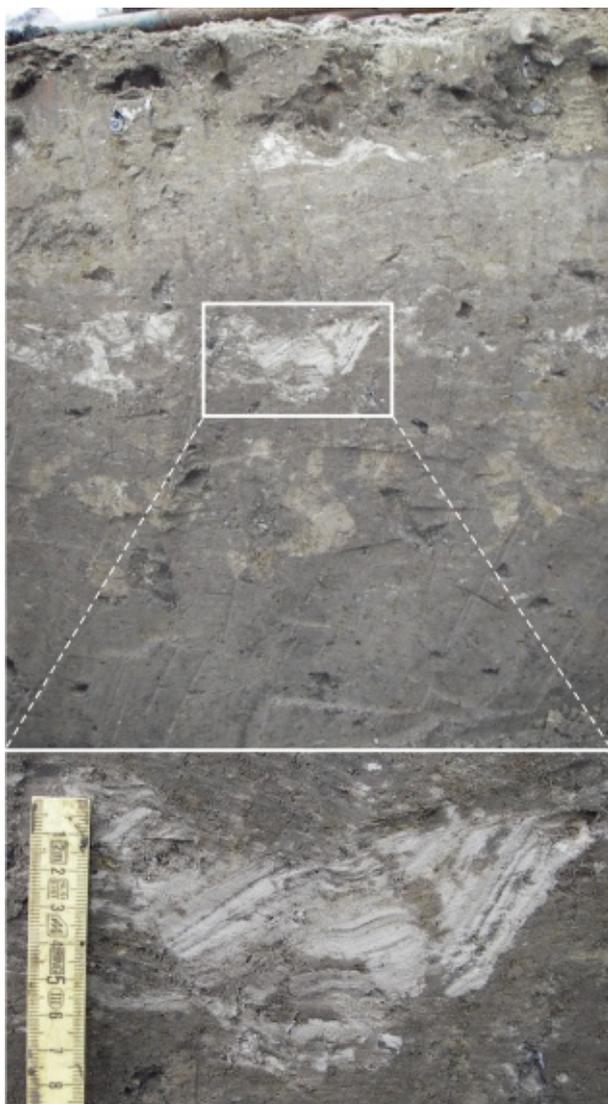


Photo 107 - Valenciennes « le Vignoble » : plusieurs générations de croûtes de battance labourées
figure 105, coupe 1, unité 22

*Photo 107 - Valenciennes "le Vignoble": several generations of ploughed pans
figure 105, section 1, unit 22*



Photo 108 - Valenciennes « le Vignoble » : prélèvement palynologique

Photo 108 - Valenciennes "le Vignoble": palynological sampling

Phase 9 – Abondantes colluvions historiques, labours (unité J)

Postérieurement au dépôt avec du matériel du Haut Moyen Âge, une épaisse couche de colluvions limoneuses, avec passées de cailloutis, scelle le talweg. Elle résulte de la mise en culture du versant et recèle des indices de labour. Cet apport massif, de l'ordre de trois mètres, ennoie le talweg et tend à l'estomper. Deux fondations de bâtiments et une petite terrasse artificielle, maintenue par un muret de soutènement, témoignent enfin des derniers aménagements de la zone après la fermeture du talweg. Ces derniers, datables de la fin 16^e-17^e siècles, pourraient être associés à la culture de la vigne, à l'origine de la toponymie du site.

4. Étude palynologique (M. Boulen)

4.1 Échantillonnage, protocole, richesse pollinique

Les différentes barres prélevées représentent une stratigraphie qui se développe sur près de 3,5 m (figure 175 et photo 108), dont la partie supérieure est constituée de sédiments organiques sur 1,5 m. Chacune de ces barres a fait l'objet de prélèvements palynologiques à raison d'un échantillon tous les 5 cm, soit un potentiel de 72 niveaux. En fonction de la présence ou non de pollen dans les différentes couches, un total de 50 niveaux a été étudié.

Pour qu'un échantillon donné soit interprétable, il faut qu'un minimum de 200 à 300 grains de pollen ait été décompté pour une vingtaine de taxons identifiés. Au-delà du seuil de 300 pollens, nous pouvons considérer que l'on ne gagne plus d'informations (Reille, 1990). Cependant, la lecture a systématiquement été poursuivie jusqu'à obtenir 200 grains, abstraction faite du ou des taxons prédominants.

Seuls les résultats polliniques des échantillons positifs sont représentés dans la figure 179. Pour chacun, la somme de base utilisée pour le calcul des pourcentages prend en compte le total du pollen des arbres et arbustes (AP = *arborean pollen*) et des herbacées (NAP = *non arborean pollen*). Le rapport AP/NAP représente donc la part des pollens d'arbres et arbustes sur ceux de la strate herbacée. Les spores sont sorties de la somme de base.

Par ailleurs, les courbes des principaux taxons ou groupements ont également été construites avec *Tilia* exclu de la somme de base (figure 180).

Enfin, pour aider à l'interprétation des diverses variations dans les courbes polliniques, et de l'impact des unes sur les autres, une figure synthétique est proposée (figure 181).

Nous avons ici choisi d'y faire apparaître :

- La courbe des essences forestières cumulées qui prend en compte *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* et *Fraxinus* (respectivement le chêne, le tilleul, l'orme et le frêne),
- Les indices de l'hydrométrie, avec, d'une part, les taxons qui constituent une prairie humide, soit les hygrophytes : cypéracées et *Equisetum* — prèles — (Bonnier et De Layens, 2008) associées aux poacées, et, d'autre part, le cortège des plantes aquatiques (énumérées précédemment),
- Les indices anthropiques, à savoir les céréales ainsi que les adventices et les rudérales (Behre, 1981 ; Brun, 2007, 2009). Il nous semblait important ici de dissocier ces dernières en deux sous-groupes : les taxons qui sont reconnus comme tels (rudérales 1) et ceux dont certaines espèces seulement sont des rudérales (rudérales 2). Dans le premier groupe, nous enregistrons ici les urticacées et *Rumex* (oseille), tandis que pour le second, nous distinguons *Plantago sp.* (plantains), *Polygonum sp.* (renouées), les polygonacées, les chénopodiacées, les brassicacées, les apiacées et les caryophyllacées.

Ainsi, chaque phase où des rudérales sont présentes a été inventoriée (phases R1 à R8).

Suivant les couches rencontrées, la richesse sporo-pollinique est tout à fait variable.

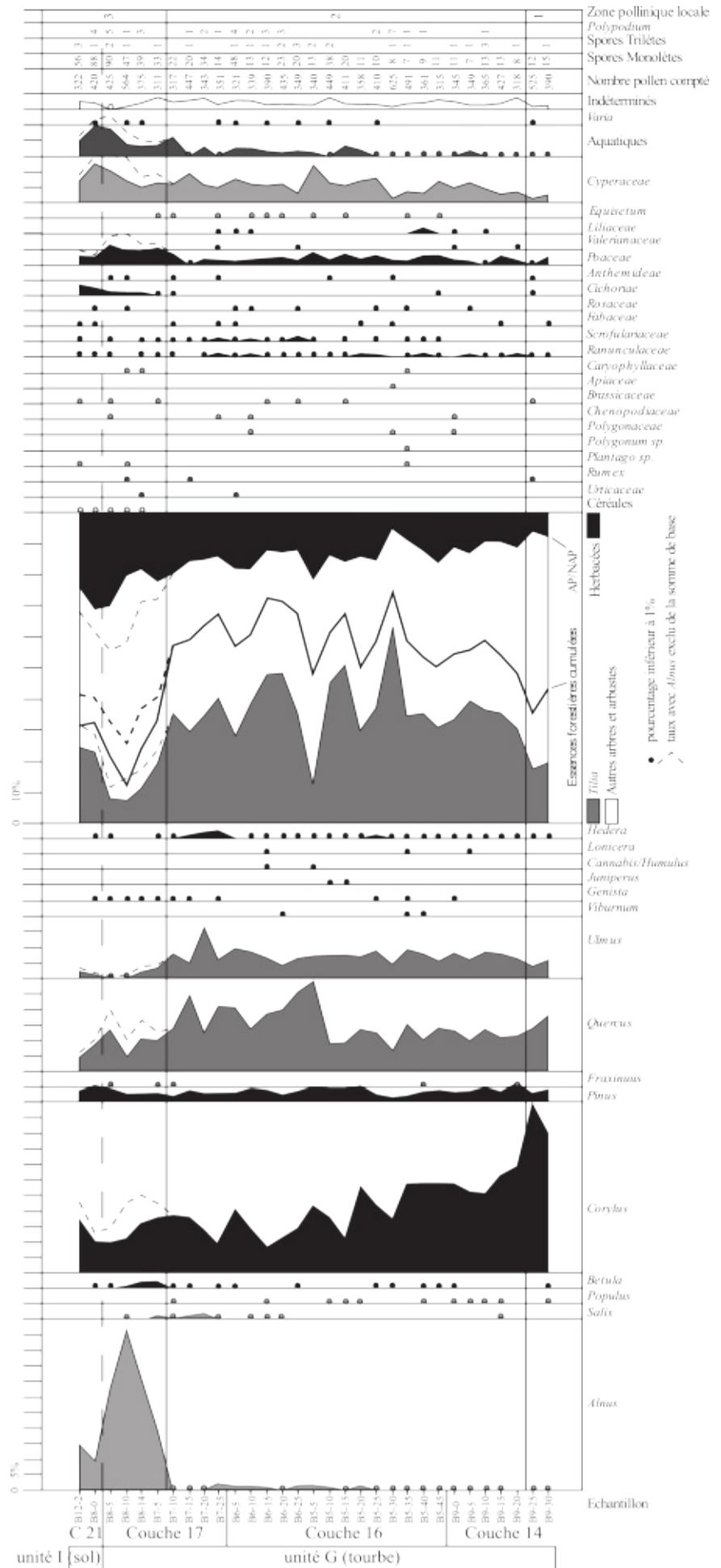
Les couches organiques (14, 16, 17 et 21, soit unités G et I) sont riches en pollen (figure 182). En moyenne, 419 grains de pollen ont été comptés par échantillon. En revanche, la diversité taxonomique n'est pas très élevée même si elle est statistiquement suffisante (21 taxons en moyenne). La végétation enregistrée semble assez peu diversifiée. L'hypothèse d'un problème de conservation peut être rejetée, car les valeurs des concentrations absolues (soit le nombre de grains de pollen par gramme de sédiment, qui rend directement compte de la richesse en pollen) sont très élevées (27 939 en moyenne) ; par ailleurs, les taxons habituellement surreprésentés en cas de conservation différentielle (Havinga, 1984) sont, au contraire, ici fort discrets. Ces

Figure 179 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme pollinique

Figure 179 - Valenciennes "le Vignoble": Palynological diagram



illustration hors texte
quand ça veut pas, ça veut pas



échantillons peuvent donc être considérés comme fiables.

En revanche, sur l'ensemble des couches inférieures (couches 6 à 12, soit unités C à F), plus minérales, les niveaux doivent être considérés comme stériles en pollen (entre 0 et 25 grains de pollen répertoriés par quart de lame).

Seule la partie supérieure de la séquence stratigraphique enregistre donc l'évolution de la végétation. Elle correspond aux dépôts les plus organiques et se développe sur 1,5 m de hauteur.

4.2 Description

Cette séquence (figure 179), qui comporte des caractéristiques assez homogènes sur l'ensemble, se divise en trois zones, du fait de variations dans les assemblages polliniques.

La strate arborée est particulièrement bien représentée dans ce diagramme (le rapport AP/NAP atteint en moyenne 85 %). Au sein de celle-ci, les essences forestières telles que *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*, et quelques *Fraxinus* (respectivement le tilleul, le chêne, l'orme et le frêne) occupent une place importante (leurs taux cumulés sont à 52 % en moyenne, mais peuvent atteindre près de 75 %). Vient ensuite *Corylus* (le noisetier), avec une moyenne de 21,3 %. D'autres taxons héliophiles sont également présents, mais avec des taux qui ne dépassent que rarement les 1 %. *Pinus* (le pin) présente une courbe régulière, autour de 3,6 %.

Parmi les ligneux hygrophiles, *Salix* et *Populus* (le saule et le peuplier) restent discrets tout au long du diagramme, tandis que la courbe de *Alnus* (l'aulne), continue mais faible sur une grande part de la séquence, va très nettement se développer dans la partie supérieure.

La strate herbacée est dominée par les cypéracées (6 % en moyenne), les poacées (2,5 % en moyenne) et les aquatiques (2,2 %).

Les indices polliniques de présence de l'homme sont très ténus : les céréales ne seront attestées que dans la partie supérieure, tandis que les rudérales sont enregistrées sur l'ensemble de la séquence, mais de manière très sporadique et sans jamais dépasser 1 %.

Zone 1 (échantillons B9-30 et 25)

La zone 1 se développe sur les deux seuls niveaux inférieurs, soit la base de la couche 14.

Le rapport AP/NAP, de 93,3 % en moyenne, est très élevé. Nous y observons un taux maximum de *Corylus* (49,3 %), secondé de quelques autres ligneux héliophiles tels *Betula* (le bouleau) et *Hedera* (le lierre), dont les taux sont inférieurs à 1 %.

On enregistre très peu d'hygrophytes (*Alnus* et *Populus*, taux inférieurs à 1 %), tandis que les essences forestières totalisent déjà 39,3 %. Elles présentent des taux relativement équilibrés entre *Quercus* et *Tilia* (respectivement 15,9 et 18,5 %), *Ulmus* étant plus discret avec 4,5 %.

La strate herbacée, très peu diversifiée, est dominée par les poacées et les cypéracées (1,4 et 1,8 %). Des aquatiques sont présentes de manière sporadique. Notons la présence de rudérales (*Rumex* et brassicacées) niveau B9-25.

Zone 2 (échantillons B9-20 à B7-10)

La seconde zone se développe sur la majeure partie du diagramme.

Le rapport AP/NAP atteint maintenant de fortes valeurs, avec 86,5 % de moyenne. *Corylus* a nettement reculé ; il n'atteint plus que 20,9 %. En revanche, les essences forestières se sont développées et totalisent un taux record de 59,7 %, où *Tilia* est maintenant l'essence nettement prédominante (37,1 %) devant *Quercus* (15,1 %) et *Ulmus* (7,5 %).

Notons que la courbe de *Tilia* n'est pas régulière. Elle présente une succession de reculs et d'accroissements. À chacun de ces minima correspond une augmentation des taux de *Quercus*. La plupart d'entre eux sont vérifiés en concentrations absolues (figure 182) et lorsque *Tilia* est sorti de la somme de base (figure 180). Par ailleurs, la courbe du cumul de l'ensemble des essences forestières présente des fluctuations qui s'avèrent toujours inversement proportionnelles à celles de la courbe de *Corylus*. Ces variations se retrouvent également lorsque la somme de base est restreinte.

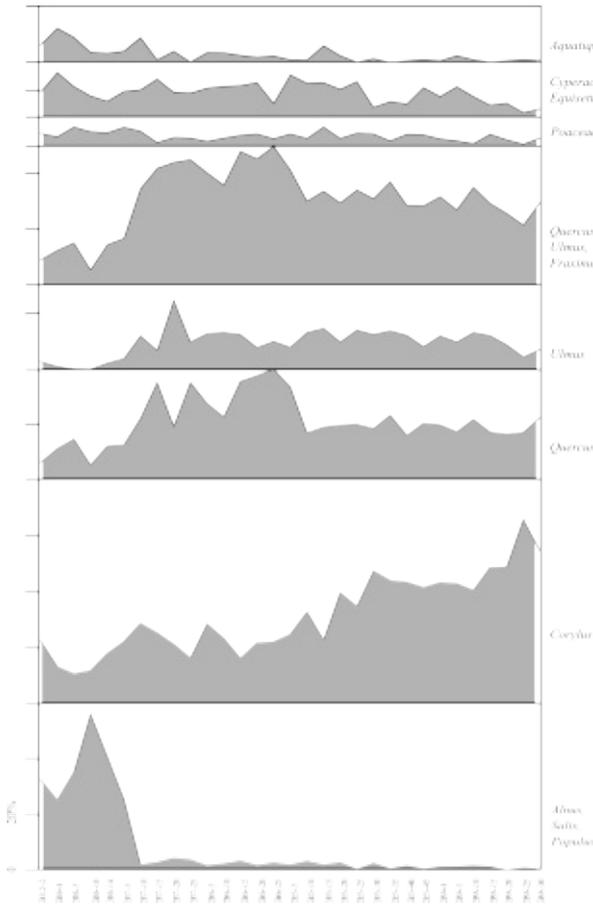


Figure 180 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme pollinique partiel (Tilia exclu)

Figure 180 - Valenciennes "le Vignoble": partial palynological diagram (excluding Tilia)

Les taux des poacées restent stables (2 % en moyenne). Les hygrophiles (cypéracées et *Equisetum* — prèles —) se sont développées (5,9 % en moyenne, avec un maximum à 13 %). Les aquatiques vont également montrer une progression, faible mais régulière (jusqu'à atteindre 6 %). Quant aux rudérales, elles sont enregistrées de manière assez régulière, voire cyclique, tout en restant avec des valeurs inférieures à 1 %. Pour la plupart d'entre elles, il s'agit de familles à larges spectres écologiques, dont certaines espèces seulement sont des rudérales (Brun, 2007, 2009).

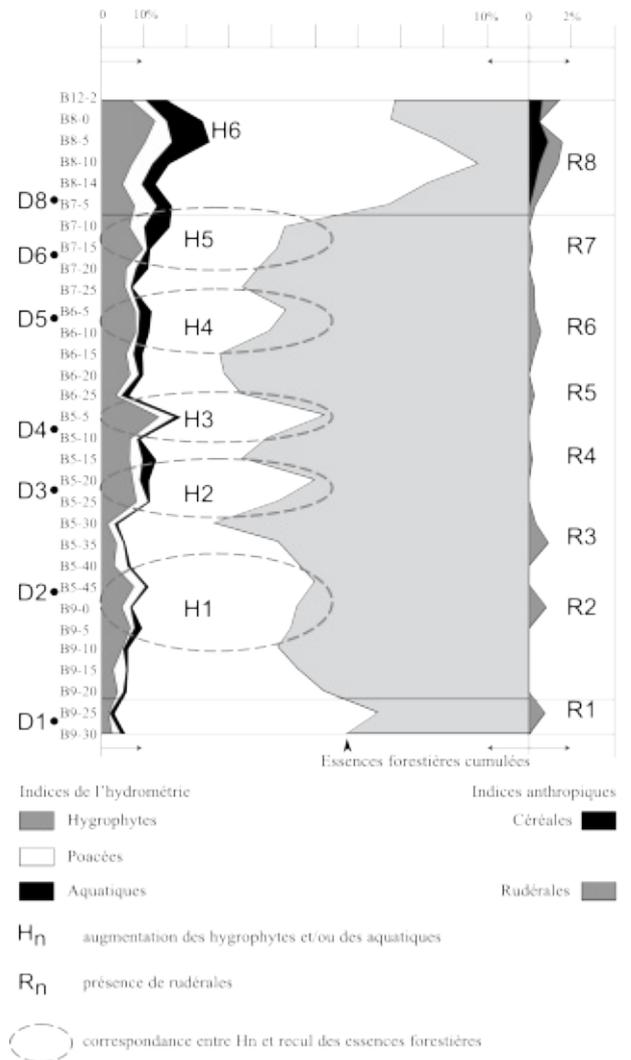


Figure 181 - Valenciennes « le Vignoble » : variation des indices polliniques de l'hydrométrie, de l'activité anthropique et du couvert forestier

H1 à 6 – augmentation des indices d'humidité

R1 à 8 – présence de rudérales

D1 à 8 – datations radiocarbone, cf. tableau 30

Figure 181 - Valenciennes "le Vignoble": variations in palynological indications of wet conditions and human activity, forest cover

H1 à 6 – increase of wet proxies

R 1 à 8 – presence of ruderals

D1 à 8 – radiocarbon dates, see table 30

Zone 3 (échantillons B7-5 à B12-2)

Les assemblages polliniques évoluent. Le rapport AP/NAP a légèrement régressé (75,8 % en moyenne). Nous assistons à un rapide recul des taux de l'ensemble des essences forestières qui profitera, dans un premier temps, aux héliophytes (*Betula* et *Corylus*) qui présentent une légère augmentation. Mais, très rapidement, *Alnus* va prendre le relais et devenir l'essence dominante (jusqu'à 51,6 %).

En ce qui concerne la strate herbacée, les courbes de poacées, cypéracées et aquatiques ont progressé ; leurs taux respectifs sont de 4,5 %, 8,2 % et 5,6 % de moyenne. Les rudérales ne présentent pas d'augmentation (0,6 % de moyenne), mais on notera l'enregistrement continu des céréales, avec des taux qui restent cependant très discrets (inférieurs à 1 %).

En fin de zone (couche 21), *Alnus* s'efface devant un nouvel essor de *Tilia*, phase où les hygrophytes et les aquatiques présentent leurs taux les plus élevés.

4.3 Interprétation des palynozones

Les variations observées tout au long de la séquence peuvent être considérées comme bien réelles et non pas de simples effets de statistiques, car elles sont enregistrées également en concentrations absolues (figure 182).

Sur l'ensemble, l'environnement apparaît comme fortement boisé, et constitué principalement d'une chênaie mixte à tilleul dominant, au sein de laquelle *Ulmus* et quelques *Fraxinus* trouvent également leur place.

Des essences héliophiles (ici surtout *Corylus*), pionnières, vont profiter de chaque phase de recul de cet espace forestier pour se développer avant de s'effacer de nouveau devant une nouvelle progression de la forêt. Ce phénomène apparaît régulièrement, de manière assez cyclique, tout au long de la séquence.

Notons qu'à ces phases de recul, correspond parfois un enregistrement de rudérales qui peuvent témoigner d'une présence humaine, mais qu'aucun de ces niveaux n'a révélé la présence de micro-charbons de bois qui auraient

pu suggérer des incendies (qu'ils soient d'origine humaine ou non). C'est alors que la distinction, entre, d'une part, les taxons qui sont réellement des rudérales, et d'autre part, ceux dont certaines espèces seulement témoignent d'une présence humaine, n'est pas négligeable. Aussi, cela nous pousse à rechercher des indices d'une autre cause aux phases de retrait de la chênaie mixte. Il se trouve qu'elles correspondent ici à des phases d'accroissement des indices d'humidité ; les changements des conditions édaphiques impliquant des variations de contraintes sur le développement de l'espace forestier. En effet, si *Quercus*, *Ulmus* et *Fraxinus* supportent un état du milieu assez humide, voire humide en permanence, *Tilia* ne tolère au mieux qu'un état frais, soit moins humide (Rameau *et al.*, 1989). Les variations des conditions édaphiques ont donc une incidence directe sur sa courbe.

Par ailleurs, cette essence est particulièrement prépondérante sur cette séquence. En l'occurrence, elle ne dépasse pas quelques pourcents en Île-de-France (Leroyer, 1997) et dans la plupart des diagrammes de l'Aisne (Boulen in Le Guen, 1995 ; Boulen, 1997 ; Boulen in Gaudefroy, 2001 ; Boulen, 2011b), atteint 20 à 30 % dans le Nord (Deschodt *et al.*, 2004, 2006b), mais présente des taux aussi importants que les nôtres dans certains diagrammes en Belgique (Munaut, 1967). Celui-ci souligne l'importance prise par *Tilia* dans la composition des forêts atlantiques sur sable, ce qui expliquerait son importance à Soupir/Moussy-Verneuil où la plaine alluviale s'inscrit dans des sables sparnaciens (Boulen, 2011a) ainsi que sur sols calcaires (comme ici).

Enfin, les datations radiocarbone (table 30) placent l'ensemble de la séquence, soit 1,5 m de stratigraphie, durant l'Atlantique, ce qui représente un enregistrement bien détaillé de cette chronozone. Pour la région, une telle épaisseur est exceptionnelle. En effet, quand elle est enregistrée, cette chronozone se limite souvent à 20-25 cm de sédimentation ; c'est le cas sur la Deûle, à Houplin-Ancoisne (Boulen in Praud *et al.*, 2007a) et dans différentes séquences de l'Aisne (Boulen in Le Guen, 1995 ; Boulen in Gaudefroy, 2001 ; Boulen, 2011b). Elle atteint plus exceptionnellement 50 à 60 cm, comme à Lille (Deschodt *et al.*, 2006b) ou dans d'autres séquences de l'Aisne (Boulen, 1997, 2011a).

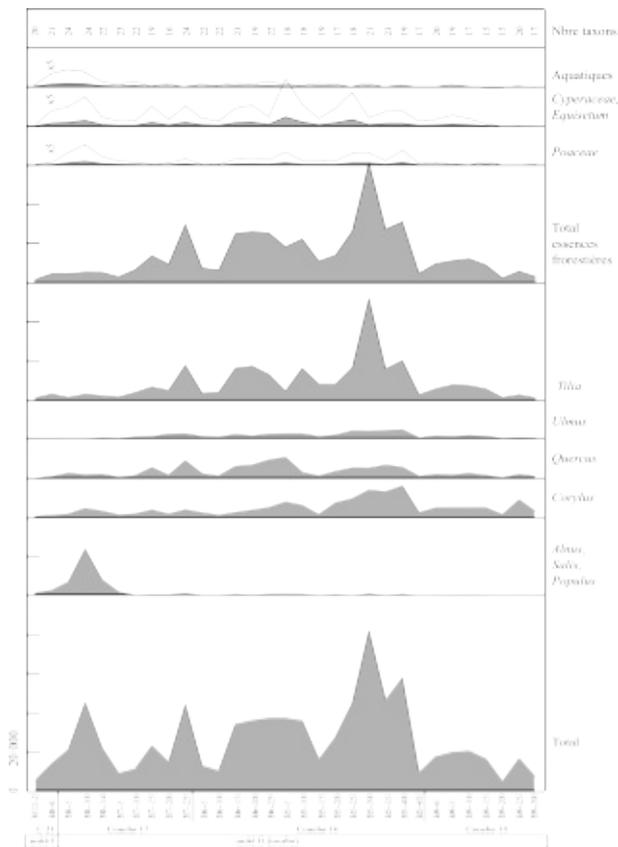


Figure 182 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme de concentrations absolues et diversité

Figure 182 - Valenciennes "le Vignoble": diagram of absolute concentrations and diversity

Zone 1 (échantillons B9-30 et 25)

La datation radiocarbone à $7\,310 \pm 59$ BP (table 30), soit durant l'Atlantique ancien, est en adéquation avec les résultats polliniques : les essences forestières caractéristiques d'une chênaie/tillaie sont déjà bien implantées. Par ailleurs, *Corylus* présente ici un taux encore très élevé, réminiscence de la végétation prédominante durant le Boréal. Mais il est encore souvent important sur une grande part de l'Atlantique (Boulen, 2011a).

La strate herbacée est peu représentée, et peu diversifiée. Elle présente les caractéristiques d'une prairie humide à poacées et cypéracées. Nous pouvons souligner ici un premier enregistrement de rudérales (phase R1 dans la figure 181). Celle-ci paraît en corrélation avec un recul des essences forestières.

Zone 2 (échantillons B9-20 à B7-10)

Les cinq dates radiocarbone (table 30) obtenues sur la zone témoignent d'une sédimentation relativement linéaire (figure 183), toujours durant l'Atlantique ancien.

La chênaie/tillaie va atteindre ici un optimum qui n'est cependant pas constant (cf. alternance des pics de *Quercus* et *Tilia* et phases de recul de l'ensemble au profit de *Corylus*). Si des indices anthropiques sont enregistrés de manière régulière, ils sont cependant encore bien ténus. En revanche, nous noterons qu'à la plupart de ces reculs de la chênaie correspond une petite augmentation des hygrophytes (H1 à H5 dans la figure 183).

Zone 3 (échantillons B7-5 à B12-2)

Une aulnaie va occuper le fond de vallée. Elle se développe très rapidement, mais de façon continue sur une quinzaine de centimètres, ce qui tendrait à exclure l'hypothèse d'un hiatus sédimentaire.

En même temps, nous assistons à un développement des rudérales conjointement à l'apparition de la courbe des céréales. Ceci traduit une activité agricole qui a pour conséquence un très net recul des essences forestières. Ce recul est constaté également dans les courbes construites sans *Alnus*.

En fin de zone, sur la couche 21, l'aulnaie, qui a malgré tout besoin d'un sol bien drainé, décroît et laisse place à une végétation herbacée de milieu humide. Pendant ce temps, le tilleul montre un nouvel essor.

Le développement généralisé des aulnaies est récurrent à l'Atlantique récent, où l'on perçoit nettement ici les premières traces d'agriculture néolithique avec l'enregistrement des céréales.

4.4 La présence de rudérales et le lien avec l'activité humaine

Comme nous l'avons souligné, des grains de pollen de plantes rudérales sont enregistrés, certes de manière ténue, mais régulière, voire cyclique tout au long de la séquence (figure 181). Ces huit phases observées sont à discuter en fonction de la « qualité » de ces indices : s'agit-il réellement de rudérales ou de familles dont certaines de leurs espèces témoignent effectivement d'une présence humaine ? Cette présence a-t-elle un impact sur l'environnement boisé ? Et les variations de ce dernier peuvent-elles être imputées à un autre phénomène que l'activité humaine ?

Dans la première occurrence (échantillon B9-25, phase R1), nous observons la présence de *Rumex* (oseille) qui est bien considérée comme une plante rudérale (Brun, 2007). Nous aurions alors ici le témoignage d'une présence humaine. Cependant, la baisse des pourcentages des essences forestières ne peut encore être interprétée comme des défrichements. En effet, ce recul ne correspond vraisemblablement pas ici à une réalité, mais à une dérive statistique, car il n'apparaît pas en concentrations absolues (figure 182). Il ne semble imputable qu'au seul pic de *Corylus* qui réduit la représentation de l'ensemble des autres taxons, dont les essences forestières.

Pour les occurrences R2 à R5, non seulement les rudérales enregistrées sont des familles à large écologie, mais de plus, les reculs de la représentation des arbres correspondent à une augmentation des indicateurs d'humidité. Ainsi, les courbes des hygrophytes et aquatiques, d'une part, et des essences forestières, d'autre part, présentent une correspondance quasi parfaite, les unes reculant lorsque les autres se développent, et inversement.

Dans les spectres polliniques qui correspondent aux phases R6 et R7, nous pouvons envisager une présence humaine de part l'enregistrement de pollen de rudérales (urticacées et autres rudérales à écologies plus larges, puis *Rumex*). En revanche, une nouvelle fois, le recul de la chênaie/tillaie semble être en relation avec le développement d'un bas marais.

Enfin, l'ensemble des échantillons qui composent la zone pollinique 3 témoigne de la présence de céréales et de rudérales (phase R8) ; l'activité humaine est ici sans conteste. Par ailleurs, la forte chute de la représentation de la chênaie reste nette si l'on exclut les pourcentages de *Alnus*, ainsi qu'en concentration absolue (figure 10). De plus, elle a lieu lors d'une phase où les indices d'humidité sont plutôt en retrait (entre les pics H5 et H6). Cela nous autorise à considérer ce recul comme l'enregistrement d'un défrichement, lié à l'activité agricole. La base de la zone est datée à $5\,422 \pm 43$ BP, attribuant ces occupations au Néolithique moyen.

En considérant les taxons répertoriés de manière qualitative, et en cherchant d'autres indices dans la végétation enregistrée pour expliquer ces phases à rudérales, nous avons donc pu relativiser chacune d'entre elles et, pour la plupart, rejeter l'hypothèse d'une présence humaine. Il existe en revanche une bonne corrélation entre les reculs de la tillaie et les augmentations des indices d'humidité, cette essence supportant mal les sols trop humides (Rameau *et al.*, 1989).

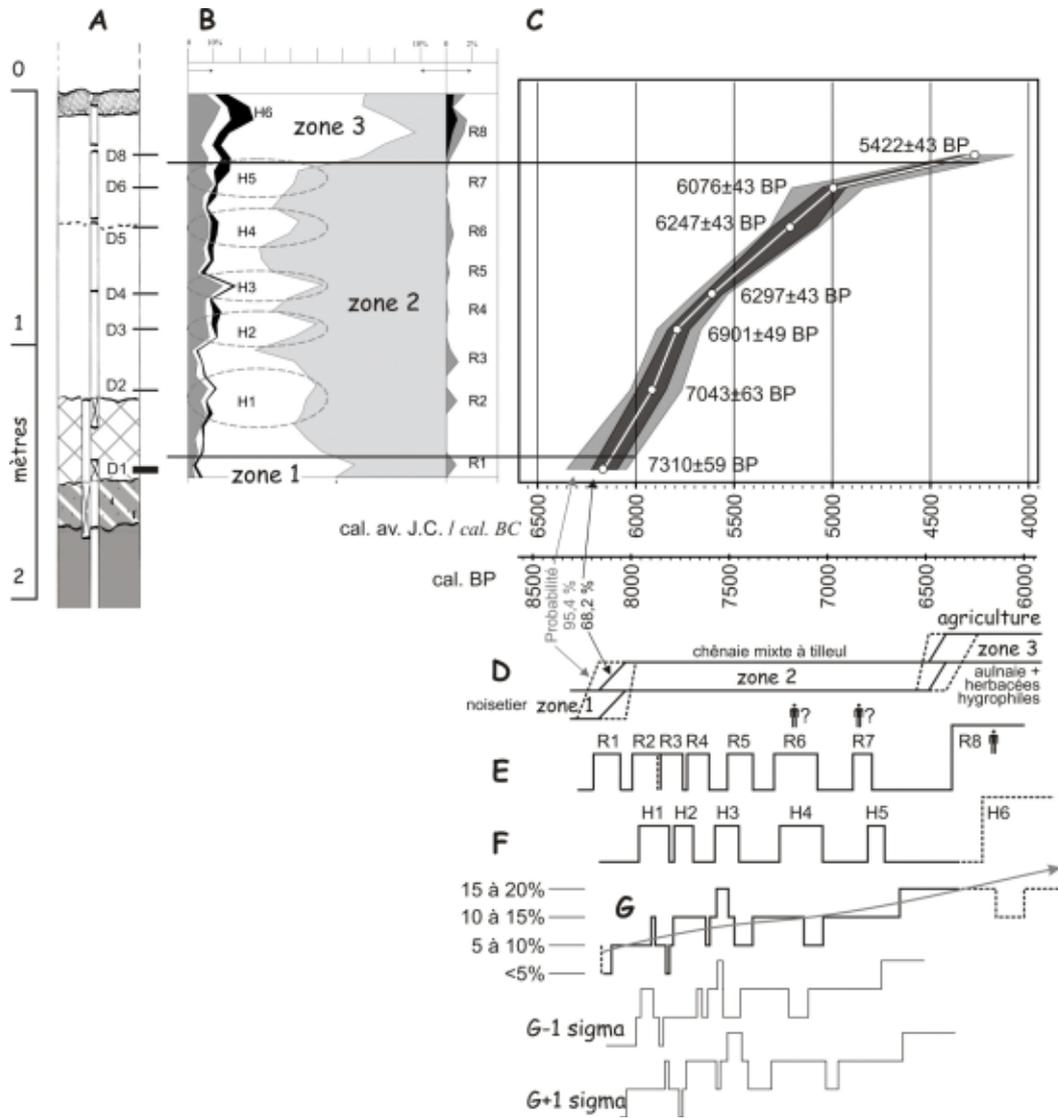


Figure 183 - Valenciennes « le Vignoble » : juxtaposition graphique des résultats paléoenvironnementaux

- A – log de la coupe 4 et localisation des datations radiocarbone (sauf D7)
- B – diagramme pollinique synthétique (cf. figure 181)
- C – expression graphique des datations radiocarbone
- D – succession des paléozones sur une chronologie en années calibrées
- E – diagramme temporel de présence de rudérales (datation d'après le pic, ± 1 sigma)
- F – diagramme temporel des correspondances entre indices d'humidité et recul des essences forestières (datation d'après le recul maximum des essences forestières, ± 1 sigma)
- G – diagramme temporel des variations d'indices d'humidité, par seuil de 5% (datation d'après la courbe de probabilité maximum, ± 1 sigma)

Figure 183 - Valenciennes "le Vignoble": graphic illustration of palaeoenvironmental results

- A – log of record 4 and localisation of the radiocarbon dates (except D7)
- B – synthetic palynological diagram (see figure 183)
- C – graphical representation of the radiocarbon dates
- D – palaeozone succession on a chronology of calibrated dates
- E – temporal diagram of presence of ruderal species (dates of peak values ± 1 sigma)
- F – temporal diagram of correspondence between indications of wet proxies and decline in forest species (dates according to the maximum decline in forest taxa, ± 1 sigma)
- G – temporal diagram of variation in indications of wet conditions, by 5% increments (dates according the maximum probability curve, ± 1 sigma)

4.5 Des conditions de plus en plus humides au cours de l'Atlantique

Le diagramme palynologique (figure 179) permet de mettre en évidence une variation de l'hydrométrie, de l'activité anthropique et du couvert forestier (figure 183), d'environ 7,3 à 6,0 ka BP. Les variations observées sont réelles et non de simples effets de statistiques, car elles sont enregistrées également en concentrations absolues. Des phases de recul de l'espace forestier sont observées. Elles sont surtout imputables à des diminutions de la courbe de *Tilia*. Ces ouvertures ponctuelles profitent aux héliophiles (ici surtout *Corylus*) qui régressent ensuite lors d'une nouvelle progression de la forêt. Ce phénomène apparaît régulièrement, de manière assez cyclique, tout au long de la séquence. À ces phases de recul, correspond parfois un enregistrement de rudérales qui pourrait témoigner d'une présence humaine. Cependant, aucun de ces niveaux n'a révélé la présence de micro-charbons de bois pouvant suggérer des incendies (naturels ou anthropiques), et, de plus, en considérant les taxons répertoriés de manière qualitative, et en cherchant d'autres indices dans la végétation enregistrée pour expliquer ces phases à rudérales, il est possible de relativiser la plupart d'entre elles et, pour la plupart, rejeter l'hypothèse d'une présence humaine. La phase R1 est un effet statistique. Seules les phases R6 et R7 pourraient être associées à l'homme et seule R8 l'est de manière certaine. Par contre, les phases de retrait de *Tilia* correspondent des phases d'accroissement des indices d'humidité bien qu'en faibles proportions (figure 183, H1 et H5). Les changements des conditions édaphiques contraignent l'espace forestier. En effet, si *Fraxinus*, *Quercus* et *Ulmus* peuvent vivre en

plaine alluviale sur des sols humides et qu'il est possible de trouver ces derniers dans des forêts riveraines sur alluvions (Bournérias, 1968), *Tilia*, quant à lui, ne tolère au mieux qu'un sol frais (Rameau *et al.*, 1989). Les variations des conditions édaphiques ont donc une incidence directe sur sa courbe. Par ailleurs, cette essence est particulièrement prépondérante sur la séquence de Valenciennes « le Vignoble ». Quand elle ne dépasse pas quelques pourcents en Île de France (Leroyer, 1997) ou dans la plupart des diagrammes de l'Aisne (Le Guen, 1995 ; Boulen, 1997 ; Gaudefroy, 2001 ; Boulen, 2011b), elle atteint 20 à 30 % dans le Nord (Deschodt *et al.*, 2004, 2006b), taux comparables à certains diagrammes de Belgique (Munaut, 1967).

Les 6^e et 5^e millénaires voient donc le retour périodique de conditions plus humides faiblement exprimées dans l'environnement végétal mais néanmoins présentes (H1 à H6, figure 183). L'enregistrement a lieu dans la zone humide, hors chenal et à l'abri de l'activité directe du cours d'eau (ce qui n'exclut pas, de manière anecdotique, quelques écoulements intermittents depuis le versant, marqués par des lits limoneux en bordure de la tourbière). Nous considérons qu'il correspond bien à l'image de la végétation et non à l'influence d'une évolution paléogéographique locale.

Paradoxalement les indices de conditions plus humides sont enregistrés tandis que la croissance de la tourbière ralentit fortement sans que nous observions de traces d'érosions ou d'apports détritiques importants. Ils sont les plus élevés dans la palynozone 3, avec les indices d'agriculture, l'ouverture de la forêt, le développement d'une aulnaie et même, à la fin de l'enregistrement, la dégradation de cette aulnaie au profit d'une zone humide plus ouverte.

I.20 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 »

1. Résumé

1.1 Contexte

L'opération d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » (BDLD n° 911 à 914) (Henton et Deschodt, 2010) se situe à proximité du versant d'exposition sud-est (figure 30, n° 20, et figure 184). Elle est séparée d'environ 500 m des observations de Rouvignies qu'elle complète. Les limites communales permettent encore de percevoir les méandres de l'Escaut avant le rescindement. Les

quatre sondages profonds effectués à Haulchin sont séparés du canal par une zone haute, artificielle, remblai du creusement de la voie d'eau. Ils ont permis de reconstituer un transect partiel, complété par deux sondages géotechniques (documents de la société « Sols études fondations » sise à Carvin et fournis par l'aménageur).



Photo 109 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale des sondages, au pied du village montage de plusieurs photos

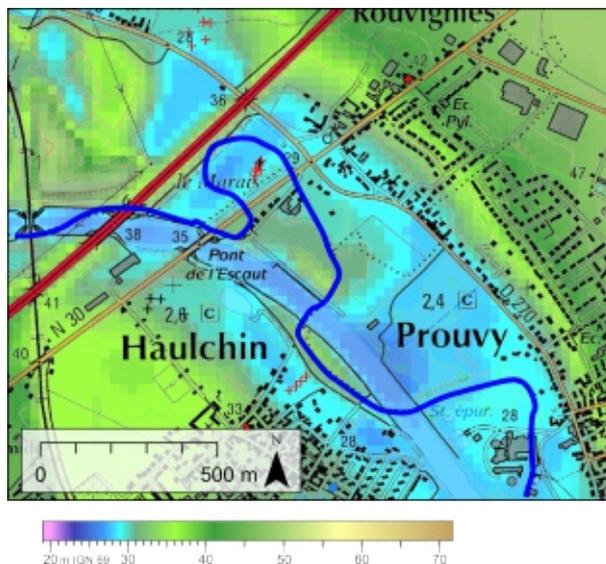
Photo 109 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": overview of tests pits, at the foot of the village photo montage

Figure 184 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : localisation des observations

MNT d'après BDalti 25 (IGN) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN ; méandres de l'Escaut d'après les limites communales
 2 – observations d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » (BDLD n° 911 à 914) (cette partie) (Henton et Deschodt, 2010)
 3 – observations de Rouvignies « le Marais » (BDLD n° 891 à 897) (partie I.21-) (Leriche et Deschodt, 2009)

Figure 184 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": location of observations

DEM after BDalti 25 (IGN); overlay of the IGN map 1/25000; hydrographic network according BDcarthage (IGN); Scheldt river meanders after municipal boundaries
 2 – Haulchin « rue du 19 mars 1962 » observations (BDLD n° 911 to 914) (this part) (Henton and Deschodt, 2010)
 3 – Rouvignies « le Marais » observations (BDLD n° 891 to 897) (part I.21-) (Leriche and Deschodt, 2009)



1.2 Résultats

Sur la nappe graveleuse un dépôt lité à feuilles est daté de l'Allerød (11 547 BP \pm 77 BP). Après le dépôt d'un limon calcaire (Dryas récent ?) et un long hiatus, la zone est envahie par une tourbe (Atlantique ?). Du matériel gallo-romain et des alluvions sableuses surmontent la tourbe. Une reprise de tourbification, peu épaisse, est attribuable à la période médiévale. Un chenal traverse l'ensemble (partie convexe du méandre historique). Il est comblé par des sédiments de plus en plus fins. L'ensemble de la zone est ensuite couvert de limon d'inondation.

A partial cross-section allowed us to see a Allerød dated (11547 BP \pm 77 BP) bedded deposit with intact leaves (dated to the Allerød) overlaying the the gravely layer. Subsequent to deposition of a calcareous silt (Younger Dryas?) and a long hiatus,

the area was covered by peat (Atlantic?). Gallo-roman elements and sandy alluvia overlay the peat. A new shallow peat formation can be assigned to the medieval period. A channel cuts through the whole (convex part of the historic meander). It is filled by sediment becoming finer upwards. Then the whole area was overlain by flood silt.

1.3 Problématiques

- enregistrement alluvial du Tardiglaciaire (cf. partie II.3-1.) ;
- évolution holocène des fonds de vallées, phases de tourbification (cf. partie II.3-2.2.2) ;
- évolution holocène des fonds de vallées, dépôts d'inondations (cf. partie II.3-2.4).

2. Stratigraphie et datation

Les quatre sondages en puits, complétés par deux sondages géotechniques fournis par l'aménageur, permettent de synthétiser les terrains rencontrés selon le transect de la figure 185.

Unité 1 – Nappe alluviale grossière

Une nappe graveleuse, composée de silex a été observée uniquement dans les sondages géotechniques.



Photo 110 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : unité 2, faciès observé dans le sondage SP1

Photo 110 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": unit 2, facies shown in test pit SP1

unité 2 – Limon lité à débris végétaux

Vers 5 m de profondeur, les sondages ont rencontré un limon lité clair, calcaire, à malacofaune et débris végétaux abondants (avec feuilles reconnaissables) (photos 110 et 111). La présence de silex épars hétérométriques au sein du limon témoigne d'un dépôt par radeau de glace. Une feuille a été datée de 11 547 \pm 77 BP (Erl-15404), soit 13 380 \pm 74 Cal BP (fourchette 1 sigma, 11501-11360 av. J.-C.) (calibration effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey, 2013, r:5, IntCal13 atmospheric curve, Reimer et al., 2013). Le dépôt est donc daté de l'Allerød.



Photo 111 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : unité 2, faciès observé dans le sondage SP4

notez le lit de feuilles en partie supérieure de la motte (daté de l'Allerød)

Photo 111 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": unit 2, facies shown in the test pit SP4

note the leaves on the upper face of the clod (Allerød dated)

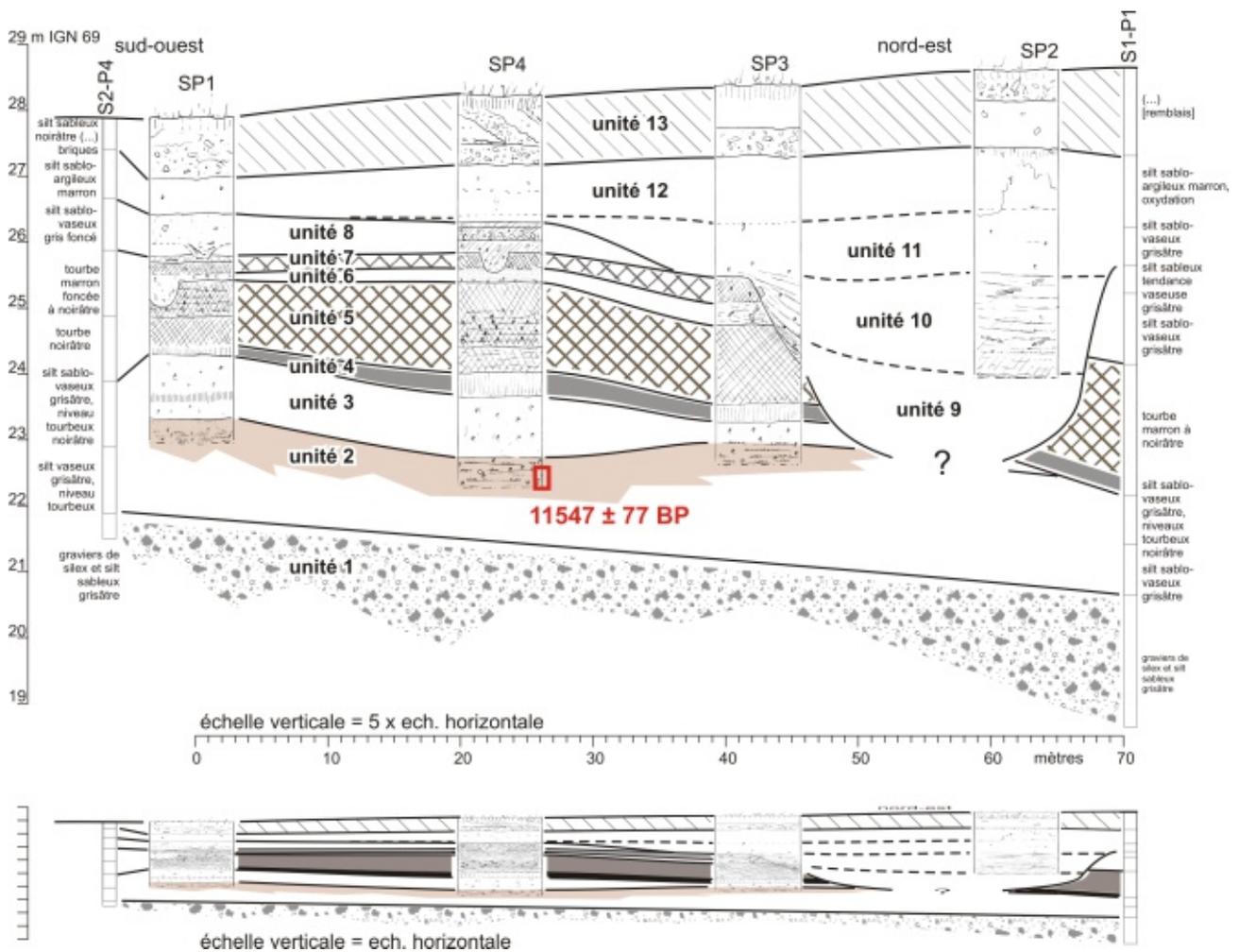


Figure 185 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : transect et localisation de la datation

- 1 – graviers de silex
- 2 – limon lité à débris végétaux, daté de l'Allerød
- 3 – limon clair à malacofaune
- 4 – limon plastique sombre
- 5 – tourbe, par endroit litée avec malacofaune
- 6 – sable et limon, éléments gallo-romains, scelle au moins une structure creusée dans la tourbe
- 7 – tourbe à limon tourbeux
- 8 – limon gleyifié, craie épars (provenant du versant) et épandage de craie locale, scelle des structures archéologiques
- 9 – sable et limon lité
- 10 – limon et limon sableux lité, avec bois épars
- 11 – limon argileux et argile, gleyifié
- 12 – limon (fragments de briques épars)
- 13 - remblais

Figure 185 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": cross-section location of dating samples

- 1 – flint gravels
- 2 – bedded silt with vegetal remains, dated to the Allerød
- 3 – light silt with malacofauna
- 4 – dark plastic silt
- 5 – peat, locally bedded with malacofauna
- 6 – sand and silt, Gallo-Roman elements, overlaying at least one feature cut into the peat
- 7 – peat or peaty silt
- 8 – gleyied silt, scattered chalk (coming from the slope) and locally chalk lenses sealing the features
- 9 – bedded sand and silt
- 10 – bedded sand and silt with scattered pieces of wood
- 11 – gleyed clayed silt and clay
- 12 – silt (with scattered brick fragments)
- 13 – fill

Unité 3 – Limon clair à malacofaune

Un limon clair, parfois un peu verdâtre, calcaire à malacofaune recouvre l'unité 2. Dans le SP1, cette unité présente un horizon gris plus sombre (photo 112).

Unité 4 – Limon plastique noir

Un limon plastique sombre constitue la transition entre l'unité 3 et la tourbe sus-jacente

Unité 5 – Tourbe

Une tourbe compacte, fibreuse, localement litée avec malacofaune a été rencontrée dans les trois premiers sondages à partir du versant. Elle est également présente dans les deux sondages géotechniques.



Photo 112 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP1, l'unité 3 dans le fond

Photo 112 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": general view of test pit SP1, unit 3 at the bottom

Unité 6 – Sable et limon, matériel gallo-romain

Un sable avec matériel gallo-romain recouvre la tourbe vers 25 mètres d'altitude. Les éléments anthropiques sont assez abondants, constitués de tessons, de fragments de *tegula* (SP4), en particulier vers le bas (éléments posés sur la tourbe ?). En SP3, le niveau s'épaissit, il est un peu limoneux et contient également des tessons et de la tuile, ainsi qu'une mâchoire de cheval. Vers le versant (SP1), le niveau est limoneux et scelle une structure (petit fossé) creusée dans la tourbe (5). Un fragment de *tegula* était présent dans le petit fossé.

Unité 7 – Tourbe

Une tourbe se forme sur l'unité 6. Elle passe vers le nord à un limon tourbeux. Elle contient un peu de craie éparsée (rejet anthropique). Le sommet de cette tourbe a livré une demi-douzaine de tessons à pâte grise d'allure médiévale (dont un fragment de fond lenticulaire) en association avec des fragments de tuiles romaines.



Photo 113 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP2

probable comblement du chenal historique de l'Escaut

Photo 113 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": general view of test pit SP2

probable infilling of the historic Scheldt river channel

Unité 8 – Limon avec fragments de craie

Un limon gris bleu sombre, avec craie, se développe sur la partie sud de la zone sondée. L'abondance plus grande de blocs de craie dans le SP4 signe un apport anthropique volontaire. Il s'agit vraisemblablement à cet endroit d'un épandage en bordure du lit mineur. Nous notons également la présence de structures au sein de l'unité (SP1) ou à la base (SP4) creusées dans les niveaux sous-jacents.

Unité 9 – Sable et limon lité

Sable et limon lités avec présence de bois comblent en partie le chenal situé sur la partie nord de la zone sondée. La berge du chenal a été nettement observée dans le SP3 (photo 114).

Unité 10 – Limon et limon sableux lité

L'unité 9 devient progressivement plus limoneuse vers le haut, présence d'une tuile et d'un bois.

Unité 11 – Limon très argileux, argile

Un sédiment très plastique, argileux, gleyifié constitue la fin du comblement du chenal qui devait probablement constituer alors un bras mort. Un bloc de grès a été observé en rive, au contact avec la tourbe.

Unité 12 – Limon

Un dépôt limoneux homogène, jaune ou gleyifié, couvre l'ensemble de la zone. Il est interprété comme un limon d'inondation. Il contient de rares petits fragments de brique épars et des éléments céramiques isolés des 16^e et 17^e siècles.

Unité 13 – Remblais récents

L'ensemble de la zone sondée est scellé par environ un mètre de remblais récents (limon, briques, schistes miniers, cendre, craie, tessons

de porcelaine, débris métalliques, bouteilles en verre). Il s'agit probablement de l'exhaussement de la zone, contemporain du creusement du canal actuel.



Photo 114 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP3 vers 3 m de profondeur

probable rive droite du chenal historique de l'Escaut

Photo 114 - Haulchin "rue du 19 mars 1962": general view of test pit SP2, about 3 m deep

probable right bank of the historic Scheldt river channel

3. Commentaires

L'observation d'Haulchin se caractérise par la présence d'une formation alluviale litée à restes végétaux datée de l'Allerød. Il s'agit probablement du comblement régulier d'un chenal. L'important développement latéral de l'unité peut résulter d'un large méandre ou de sa migration. Un peu plus en aval, le transect de Trith-Saint-Léger « Îlot des Fontaines » (figure 171, C et n° 5, et figure 186) présente les mêmes caractéristiques avec un faciès proche (limon lité avec composante organique et géli fractes de silex épars, photo 115) sur plus de 100 mètres (figure 187). Il n'a malheureusement pas été daté. Nous pouvons supposer qu'il s'agit du même système méandriforme qui occupait une part importante de cette section du fond de vallée de l'Escaut. Dans les deux cas, nous observons par la suite un limon avec malacofaune mais sans éléments organiques notables. Il pourrait s'agir d'un apport limoneux du Dryas récent, tel celui mis en évidence plus en aval à Bruay-sur-l'Escaut à travers le contenu malacologique (N. Limondon-Lozouët *in* Loch et al., 2005).

Un long hiatus est par la suite marqué par le développement d'un petit sol noir. Il est suivi du développement extensif d'une tourbe, telle qu'également observée à proximité à Rouvignies (partie I.21) ou plus en aval, à Valenciennes (partie I.19) ou à Fresnes-sur-Escaut (partie I.16),

ainsi qu'en de nombreux endroits du fond de vallée, que ce soit au sud de Valenciennes (Gaillard et Gustiaux, 2011 ; Feray, 2012 ; Clotuche et Coquelle, 2004 ; Feray, 2009, 2006 ; Delassus *et al.*, 2010) ou au nord (Ruchard *et al.*, 1992 ; Deschodt, 2001). La tourbe est fibreuse, compacte, épaisse, avec localement des litages et des malacofaunes qui témoignent d'une circulation d'eau. Par corrélation avec Rouvignies, Valenciennes ou Fresnes, une mise en place au cours de l'Atlantique peut être proposée. Un matériel gallo-romain repose sur la tourbe et offre un terminus *ante quem* à la phase de tourbification principale. Le matériel est repris dans un sable qui



Photo 115 - Trith-saint-Léger, faciès de l'unité 2

Photo 115 - Trith-Saint-Léger, unit 2 facies

témoigne d'une inondation de la zone. Une tourbification peu épaisse reprend à la période médiévale.

L'ensemble de ces sédiments est entaillé par un chenal comblé par des alluvions limono-sableuses passant à de l'argile au sommet (avec débord du chenal). Il s'agit probablement d'un chenal historique, abandonné puis peu à peu comblé par des dépôts fins. Un limon d'inondation scelle la zone.

Figure 186 - Trith-Saint-Léger, localisation des observations

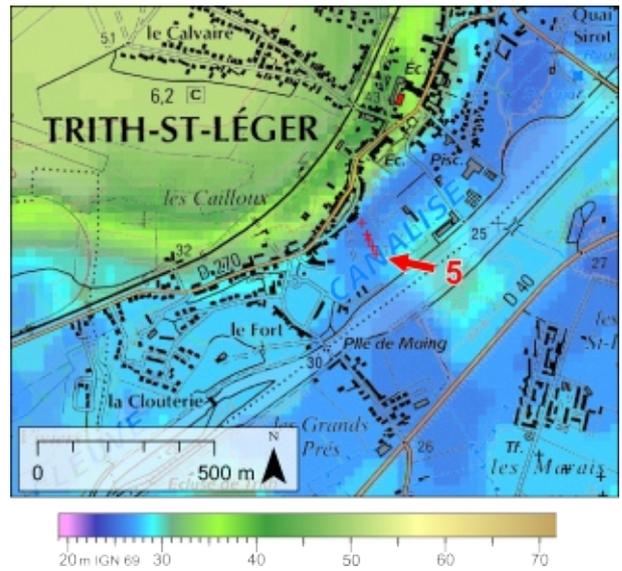


Figure 186 - Trith-Saint-Léger, location of the observations

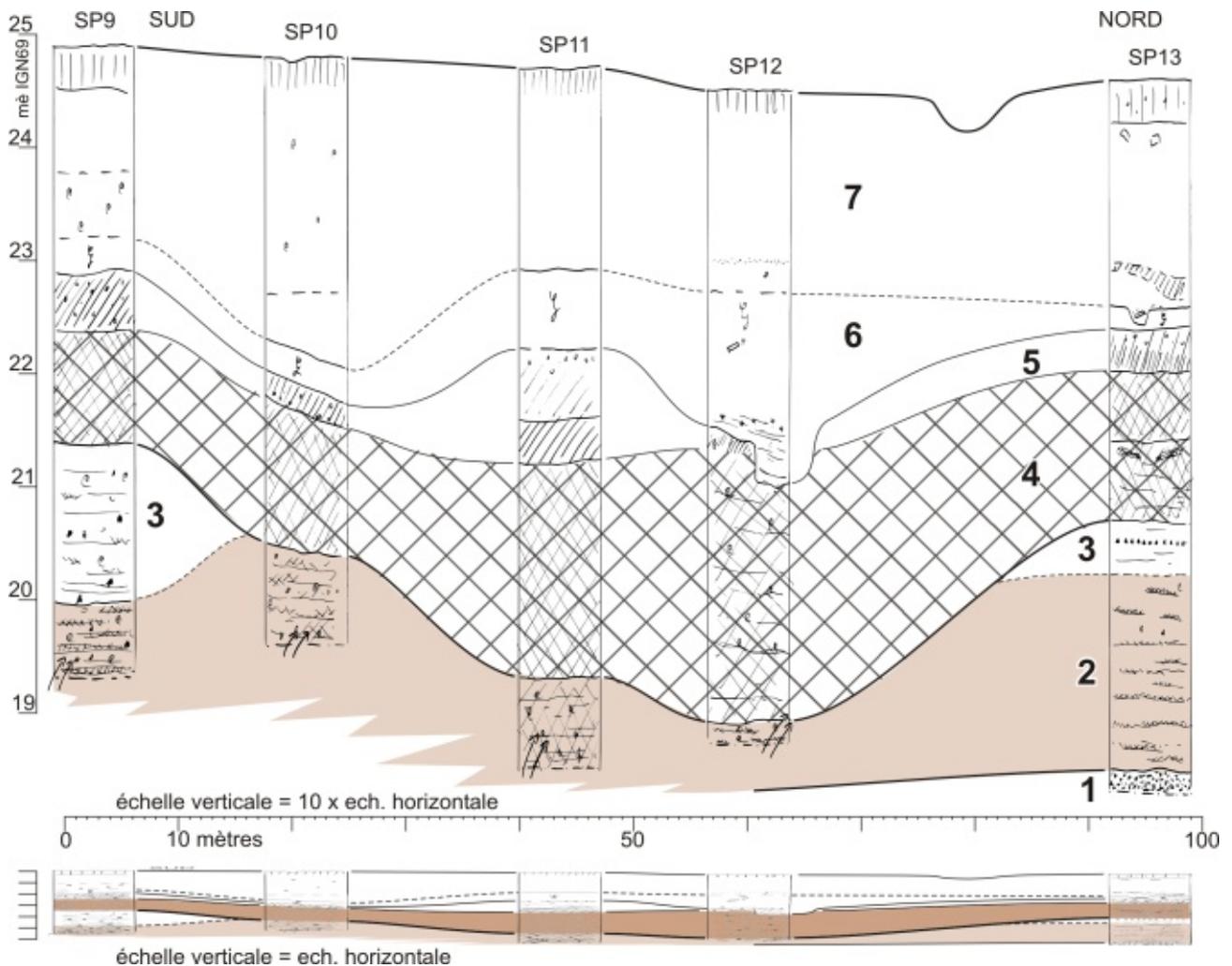


Figure 187 - Trith-Saint-Léger, transect

- 1 – graviers de silex
- 2 – limon lité, lits organiques, malacofaune, silex épars (voir photo 115)
- 3 – limon lité
- 4 – tourbe
- 5 – limon plastique noir
- 6 – limon gleyifié, présence de fragments de tuiles, fossé
- 7 – limon jaune

Figure 187 - Trith-Saint-Léger, cross-section

- 1 – flint gravels
- 2 – organic bedded silt, malacofauna, scattered flints (see photo 115)
- 3 – bedded silt
- 4 – peat
- 5 – black plastic silt
- 6 – gleyied silt, fragments of roof tiles, feature (ditch)
- 7 – yellow silt

I.21 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais »

1. Résumé

1.1 Contexte

L'opération de Rouvignies-Haulchin « Le Marais » « rue du 19 mars 1962 » (BDLD n° 891 à 897) (Leriche et Deschodt, 2009) se situe en contrebas du village de Rouvignies, en vis-à-vis du versant occupé par le village d'Haulchin (figure 30, n° 20, et figure 184). Les observations sur « le Marais » sont situées à environ 500 m de celles d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » (partie précédente).

1.2 Résultats

Un transect recoupe la concavité d'un méandre historique de l'Escaut. Ce lit a incisé une vaste tourbière, entre $6\ 962 \pm 72$ BP (datation du sommet de la tourbe) et $4\ 064 \pm 49$ BP (datation d'un clayonnage dans le chenal). Le méandre a migré seulement d'une trentaine de mètres entre le Subboréal et un état post quem gallo-romain (et probablement gallo-romain) où des écoulements dynamiques sont sensibles. Ceux-ci ont provoqué des inondations et un dépôt alluvial en fond de vallée pour la première fois depuis l'Atlantique. Après cette phase dynamique, le chenal est comblé par des sédiments fins. Le dernier état (post quem médiéval) montre une fin de comblement en continuité stratigraphique avec un limon d'inondation épais (1 m) et étendu à tout le fond de vallée. Par ailleurs, le tassement de la tourbe est estimé à plus de un mètre (soit de l'ordre du tiers ou plus de l'épaisseur de la tourbière d'origine). Il a probablement accentué les inondations.

Cette observation complète celle d'Haulchin en permettant de comparer une concavité et une convexité du même système méandriforme. Nous en déduisons une faible migration du système et une relative stabilité du fleuve depuis le Subboréal.

A cross-section has been constructed through a concavity of an historic Scheldt river meander. The bed has cut through a large peat bog, between 6962 ± 72 BP (top peat dating) and 4064 ± 49 BP (wattle dating in the channel). The meander moved only about 30 m laterally between the Subboreal and a post quem Gallo-Roman (and probably Gallo-Roman) state when dynamic flows are observable. The latter flooded and caused sediment deposition in the valley bottom for the first time since the Atlantic. After this dynamic phase the channel was infilled by fine sediment. The last state (post quem Medieval period) shows a fine grain sedimentfilling in stratigraphic continuity with a (1 m) thick flood silt over the whole valley bottom. Furthermore, compaction of the peat (estimated over 1 m, ie about one-third or more of the original peat thickness) has probably accentuated flooding.

These observations complement those of Haulchin allowing comparison of a concavity and convexity of the same meander system. We deduce minimal displacement of the system and relative stability of the river location since the Subboreal.

1.3 Problématiques

- évolution holocène des fonds de vallées, phases de tourbification (cf. partie II.3-2.2.2) ;
- évolution holocène des fonds de vallées, arrêt de la tourbification et incision du système méandriforme (cf. partie II.3-2.3.5A.) ;
- évolution holocène des fonds de vallées, phases dynamiques intra-Holocène (cf. II.3-2.3.5C.) ;
- évolution holocène des fonds de vallées, envahissement limoneux récent (cf. partie II.3-2.4).

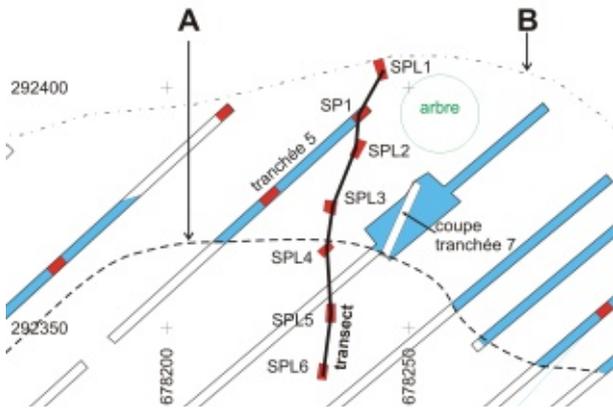


Figure 188 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : rive de l'ancien méandre et localisation du transect
 coordonnées en mètres Lambert 1
 A – limite d’affleurement sable/tourbe sous le limon jaune
 B – limite communale

Figure 188 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": old meander bank and transect location
 meters Lamber 1 survey
 A – limit of the sand outcrop sand / peat under the yellow silt
 B – commune boundary

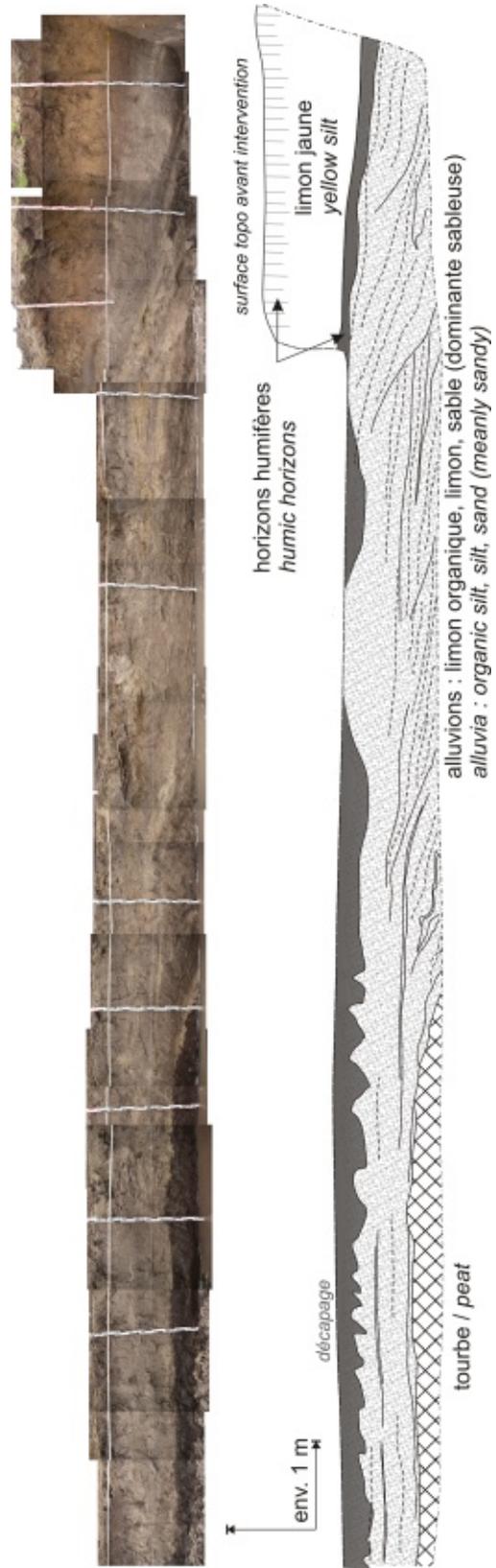


Photo 116 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : coupe tranchée 7, affleurement de sable
 localisation sur la figure 188

Photo 116 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": trench 7 cross-section, sand outcrop
 location of figure 188

Figure 189 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : photo commentée de la coupe tranchée 7
 montage de plusieurs photos

Figure 189 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": photo of trench 7 cross-section with comments
 photo montage



2. Stratigraphie et datations

Les tranchées de surface ont révélé la présence d'une tourbe sous un limon jaune sur l'ensemble de la zone, à l'exception d'un affleurement sableux qui se substitue à la tourbe à proximité de la limite communale (figure 188 et photo 116). Cette limite correspond au tracé du chenal historique de l'Escaut (figure 184). Une tranchée, limitée en profondeur en raison des venues d'eau, a permis de vérifier la nature alluvionnaire du sable (figure 189). Une série de sondages profonds en puits a été réalisée perpendiculairement à la limite de l'affleurement sable/tourbe afin de reconstituer un transect partiel du chenal (figure 190). Le transect intègre les observations du sondage TR5SP1 effectuées par Philippe Feray et Benoit Leriche. Il peut être décrit de la manière suivante.

- 1 – sable gris, malacofaune, quelques lits d'oncolithes remaniés dans le sondage SPL5, quelques lits de limon organique (photo 117)
- 2 – limon tourbeux, lité, malacofaune
- 3 – tourbe fibreuse, brune sombre, présence de malacofaune ; à l'exception de la zone de chenal probable tracé sur la figure 188, la tourbe est présente sur l'ensemble de la zone sondée (jusqu'au canal), à l'image des sondages SPL5 et SPL6 ; le sommet de la tourbe a été daté de l'Atlantique ($6\ 962 \pm 72$ BP, table 31) ; cette date constitue un terminus *post quem* pour la fin de la tourbification dans l'antépénultième sondage
- 4 – « limon argileux gris bleu, traces végétales », à corréliser avec l'unité 2 ?
- 5 – limon très tourbeux, lité avec parfois des lits de sable épais, parfois grossier avec venues d'eau abondantes ; des débris végétaux (bois flottés, noisettes) ; en partie supérieure, 5b est plus tourbeux ; dans le sondage SPL4, observations d'un alignement de pieux et de clayonnage (photos 118 à 120) ; les pieux ont pu être suivis sur toute la partie inférieure du sondage SPL4 sans que nous en trouvions la base, certains étaient accompagnés d'une nette déformation des lits encaissants ; un diachronisme est probable entre les pieux (enfoncés dans le sédiment) et le clayonnage (noyé par le sédiment) ; le clayonnage est daté du Subboréal (4064 ± 49 BP, table 31) ; cette date constitue un terminus *ante quem* pour la formation d'un système chenalisé postérieur à la tourbe



Photo 117 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : unité 1
sable calcaire à débris d'oncolithes, sous la tourbe, vu dans le godet, sondage SPL5

Photo 117 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": unit1
calcareous sand with oncolite fragments under the peat, seen in the excavator bucket, pit SPL5



Photo 118 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : vue générale du sondage SPL4
des sections de pieux coupés par la pelle mécanique sont visibles en fond de sondage (flèches)

Photo 118 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": overview of the test pit SPL4
sections of wooden stakes sectionned by the excavator are visible in the bottom of the pit (arrows)



Photo 120 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : clayonnage provenant du fond du SPL4 et remonté par la pelle mécanique

le clayonnage est daté de 4064 ± 49 BP, voir table 31

Photo 120 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": wattle coming from the bottom of test pit SP4, extracted by the excavator

the wattle is dated to 4064 ± 49 BP, see table 31



Photo 119 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : pieux provenant du SPL4 remontés par la pelle mécanique

Photo 119 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": stakes coming from test pit SPL4, extracted by the excavator

Photo 121 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : unité 7a provenant du sondage SPL1

sable calcaire à débris d'oncolithes et éléments archéologiques gallo-romains

Photo 121 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": unit 7a coming from the pit SPL1

calcareous sand with oncolite fragments and Gallo-Roman archaeological materials

- 6 – « tourbe brune franche », variation latérale de 5 ? ou à corrélérer avec l'unité 3 ou 5 ?
- 7 – alluvions litées limono-sableuses ; nous distinguons (7a) de (7b) ; vers le nord, (7a) est épais et très sableux, avec une malacofaune d'eau vive et des débris d'oncolithes (photo 121) ; il comble une structure en chenal ; plus au sud, (7b) se développe à l'extérieur du chenal ; il est moins épais, plus limoneux et comporte des lits sombres organiques ; l'unité (7) comporte des éléments anthropiques : tuile (*imbrex*) et céramique romaine, grès, rognons de silex, os de grande faune...
- 8 – limon lité, gleyifié, malacofaune (photo 122), un pieu est observé au sein de l'unité dans le SPL1
- 9 – limon jaune clair, quelques taches d'oxydoréduction (photo 122)
- 10 – limon gris clair, discrètement lité, malacofaune (photo 123)
- 11 – horizon humifère (sol) plus ou moins marqué : non perçu dans SPL1 (probablement absent), il est net mais peu épais et diffus à quelques mètres de là dans SPL2 (photo 122), il est plus marqué vers le sud où il devient épais et argileux (photo 123). Il comporte des petits tessons de céramique épars
- 12 – limon jaune (photo 122) ; l'unité est traversée dans le SPL4 par un petit fossé dont le remplissage est très proche du sédiment encaissant (un peu plus clair) et donc difficile à détecter (photo 123) ; l'unité 12 présente des lits très nets vers le centre du chenal historique probable, dans SPL1 (photo 124), témoignage de son origine alluviale
- 13 – horizon humifère superficiel



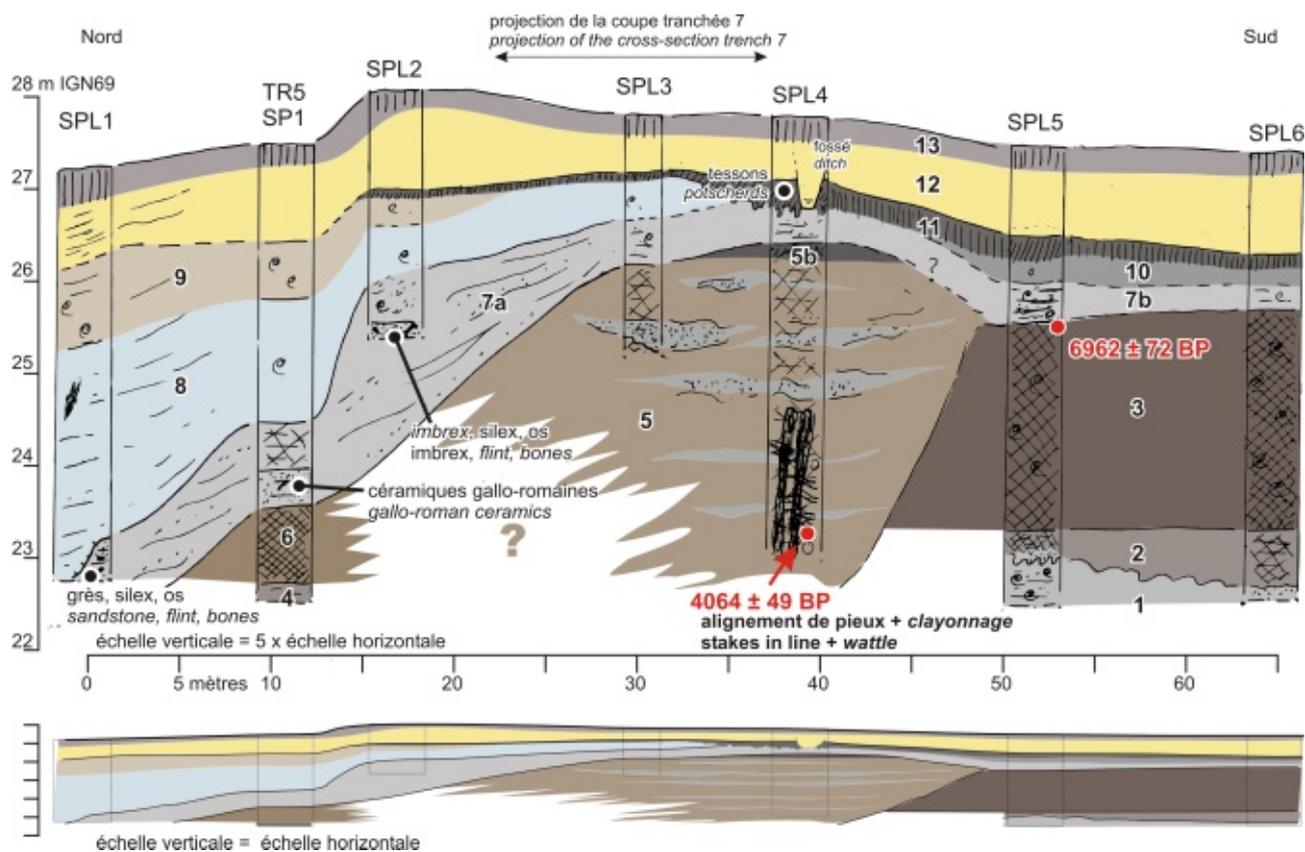


Figure 190 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : transect

- 1 – sable calcaire à oncolithes remaniés
- 2 – limon tourbeux
- 3 – tourbe
- 4 – limon argileux gris bleu
- 5 – limon tourbeux avec lits de sables grossiers (5b, plus tourbeux)
- 6 – tourbe
- 7a – sable et limon lité, oncolithes remaniés, éléments gallo-romains
- 7b – limon lité
- 8 – limon gleyifié
- 9 – limon jaune
- 10 – limon gris
- 11 – sol
- 12 – limon jaune
- 13 – horizon humifère superficiel

Figure 190 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": commented photo of trench 7 cross-section

- 1 – calcereous sand with reworked oncolites
- 2 – peaty silt
- 3 – peat
- 4 – grey-blue clayey silt
- 5 – peaty silt with coarse grained size sand beds (5b, more peaty)
- 6 – peat
- 7a – bedded sand and silt, reworked oncolites, gallo-roman elements
- 7b – bedded silt
- 8 – gleyied silt
- 9 – yellow silt
- 10 – grey silt
- 11 – soil
- 12 – yellow silt
- 13 – humic top soil

prélèvements samples	n° labo	date BP	±	date CalBP	±	date BC 1 sigma
SPL5 ; sommet de la tourbe / peat top	Erl-17394	6962	72	7798	75	5966-5754 av. J.-C.
SPL4 ; clayonnage / wattle	Erl-17395	4064	49	4583	106	2836-2492 av. J.-C.

Table 31 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : datations radiocarbone

radiocarbone : calibration effectuée avec OxCal V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

Table 31 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": radiocarbon dates



Photo 122 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL2

description : voir figure 190

Photo 122 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": upper part of test pit SPL2

for description : see figure 190



Photo 123 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL4

description : voir figure 190 ; présence d'un fossé

Photo 123 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": upper part of the test pit SPL4

for description : see figure 190 ; note ditch feature

3. Commentaires

3.1 L'évolution de la zone

Le fond de vallée de l'Escaut est occupé par une vaste tourbière qui se développe à cet endroit au moins jusque $6\ 962 \pm 72$ BP (table 31). La tourbière est ensuite incisée par un chenal méandrique. La datation d'aménagements anthropiques dans le chenal (clayonnage) implique la formation du nouveau style fluvial avant $4\ 064 \pm 49$ BP (figure 190). Ce nouveau chenal est comblé par des alluvions limono-toubeuses et sableuses (figure 190, unité 5).

La rive se déplace vers le nord (20 à 30 m). Le premier comblement de ce second état observé du chenal est particulièrement grossier (unité 7a) et se trouve en continuité avec des dépôts de débordement limoneux directement sur la tourbe, dans le fond de vallée (unité 7b). Ce fait traduit une phase de forte dynamique hydrologique. Le matériel gallo-romain abondant offre un terminus *post quem*. Sans que nous puissions formellement le mettre en évidence, il

est probable que cette phase soit effectivement contemporaine de la période romaine et que les objets observés proviennent des occupations assez denses rencontrées sur le bas de versant occupé par le village de Rouvignies, sur la rive opposée (Neaud, 2012 ; Gillet, 2013 ; Labarre, rapport en cours).

La présence d'alluvions avec des éléments gallo-romains sur le sommet de la tourbe datée du milieu de l'Atlantique implique un long hiatus entre les unités 3 et 7b. Entre la formation de la tourbe et le dépôt de l'unité 7, l'Escaut devait s'écouler dans un lit mineur bien inscrit dans le fond de vallée à l'abri des inondations (ou, si des crues ont existé, elles n'ont déposé aucun sédiment).

Après cette phase de forte activité associée à des éléments gallo-romains, le comblement devient limoneux (unités 8 et 9) et est principalement limité au chenal. Il est possible que



Photo 124 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL1

l'origine alluviale de l'unité 12 est trahie par les litages marqués, ici dans la fin du comblement du chenal historique ; les lits s'estompent en s'éloignant, cf. SPL2 photo 122

Photo 124 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": upper part of the test pit SPL1

alluvial origin of the unit 12 is indicated by the marked bedding, here in the the final infill of the historic channel; the beds become fainter and blurred, cf. SPL2 photo 122

l'unité 10 soit toutefois le bilan des dépôts d'inondation correspondant à tout ou partie du comblement limoneux du chenal. Les traces anthropiques sont discrètes (un pieu non daté). Le déplacement de la rive vers le nord s'est poursuivi et s'est traduit par une pédogenèse de plus en plus fugace (car moins longue) sur les dépôts les plus récents (unité 11).

L'ensemble de la zone est ensuite couvert par plus d'un mètre d'alluvions limoneuses dues à des inondations du fond de vallée depuis un chenal en voie de comblement (unité 12).

3.2 Levée de berge et tassement de la tourbe

La topographie de détail est irrégulière. Elle peut résulter d'une levée de berge liée aux dépôts des alluvions des phases les plus récentes, en particulier pour l'unité 12 (figure 190, sondage SPL2, plus élevé). La topographie est également très probablement due au tassement de la tourbe. En effet, le sommet de l'unité 5b observée dans le SPL4 est près d'un mètre plus haut que le sommet de la tourbe dans le sondage SPL5. Or l'unité 5b s'est déposée en chenal et devait être nettement en contrebas du sommet des rives tourbeuses puisqu'aucun dépôt contemporain n'est observé à

l'extérieur du chenal. Pourtant le sommet de l'unité 5b est maintenant à une altitude plus élevée que la tourbe. Ceci implique que la tourbe a subi plus d'un mètre de tassement depuis le dépôt de l'unité 5. L'unité 5, plus détritique, n'a pas subi le même mouvement (ou dans une ampleur moindre). Sur base d'un tassement de 1,2 m (chiffre à notre avis minimum), l'épaisseur actuellement observée ne représenterait plus que 60 à 70 % de la tourbière originelle (et le tassement est peut-être encore plus important que cette estimation).

Ce tassement important et généralisé de la tourbe a probablement été un facteur d'accentuation des inondations et explique en partie l'importance tant en épaisseur (plus d'un mètre) qu'en développement surfacique (tout le fond de vallée) du limon d'inondation (12). Les inondations devaient être d'autant plus fréquentes et longues que le lit majeur était à peine plus élevé qu'un lit mineur en voie de comblement par des dépôts fins.

3.3 Comparaison avec Haulchin « rue du 19 mars 1962 »

L'observation « du Marais » présente des similitudes évidentes avec celle de la « rue du 19 mars 1962 » tant en stratigraphie qu'en altitude (figure 185, 190 et table 189). Dans les deux cas, nous sommes sur la rive droite du même chenal, respectivement dans une concavité et une convexité de méandre (figure 184). Ceci explique la conservation des niveaux du Subboréal « au Marais » tandis que près d'Haulchin c'est le dernier état du chenal (avec son comblement argileux) qui forme la rive à travers la tourbe et le niveau d'inondation avec matériel romain. Ceci met également en évidence la mobilité du chenal méandrique. Toutefois le déplacement est très faible, de l'ordre de quelques dizaines de mètres au maximum depuis le Subboréal. Nous pouvons donc affirmer que, dans cette partie de la vallée en tout cas, le tracé du méandre historique tel qu'il est cartographié au 18^e siècle (figures 191 et 192) est très proche de celui du troisième millénaire avant J.C.

Sur les deux zones, nous observons hors du chenal la succession : tourbe / alluvions avec matériel romain / tourbe ou sol avec matériel médiéval. La phase de forte hydrologie associée à l'unité 7 sur Rouvignies n'est donc pas isolée, mais bien présente partout sur cette section du fond de vallée. Par la suite, et jusqu'à l'avènement des dépôts d'inondation limoneux, les abords du chenal devaient être ponctués de petits marais (avec un sédiment tourbeux) alternant avec des zones légèrement plus hautes pédogenisées.

	Haulchin « rue du 19 mars 1962 »	Rouvignies-Haulchin « Le Marais »
limon d'inondation <i>flood silt</i>	unité 12 sommets : 27* m top 27* m	unité 12 sommets top : 28 m sur la levée, 27,5 m en plaine top: 28 m on levee, 27,5 m plain
tourbe médiévale ou sol <i>medieval peat or soil</i>	unité 7 sommets : 25,8 m top: 25,8 m	unité 11 sommets : 27,1 m en berge, 26,3 m en plaine top: 27,1 m en berge on bank, 26,3 m in plain
alluvions avec matériel romain <i>alluvia with roman elements</i>	unité 6 entre 25,5 et 25,8 m between 25,5 and 25,8 m	unité 7 sommets : 26,8 m en berge, 26 m en plaine top: 26,8 m on bank, 26 m in plain
tourbe <i>peat</i>	unité 5 sommets : 25,5 m top: 25,5 m	unité 3 sommets : 25,6 m top: 25,6 m

Table 32 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : corrélation avec le transect d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » et comparaison des altitudes
Haulchin, voir figure 185
Rouvignies-Haulchin « Le Marais », voir figure 190

Table 32 - Rouvignies-Haulchin "Le Marais": correlation with Haulchin « rue du 19 mars 1962 » cross-section and comparison of elevations
Haulchin, see figure 184
Rouvignies-Haulchin « Le Marais », see figure 190

Figure 191 -La vallée de l'Escaut entre Valenciennes et Prouvy d'après le plan de Trudaine (1746)

cadre rouge : partie géoréférencée sur la figure 192
(Trudaine, 1746) source : Gallica, Bibliothèque Nationale de France, département des Cartes et plans, GE DD-2138 (I), Identifiant : ark:/12148/btv1b5969594w (domaine public)

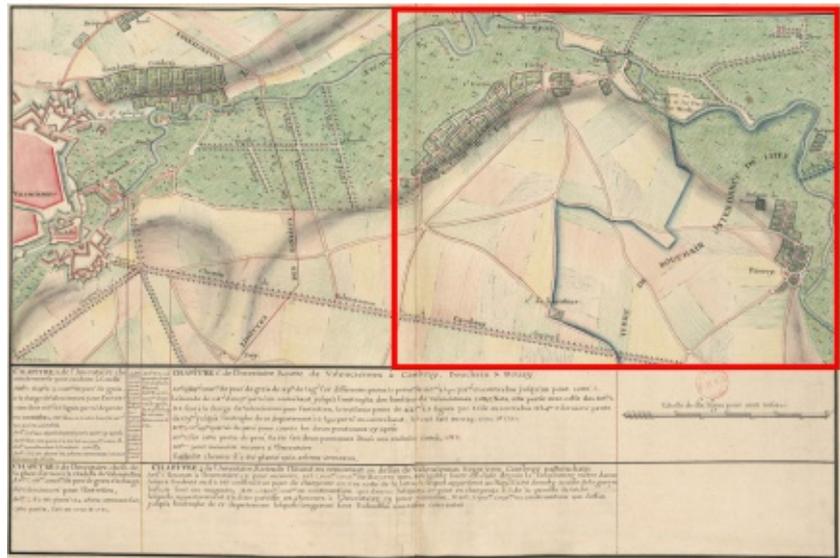


Figure 191 - The Scheldt valley between Valenciennes and Prouvy, from the (1746) Trudaine map

red inset: georeferenced part on figure 192

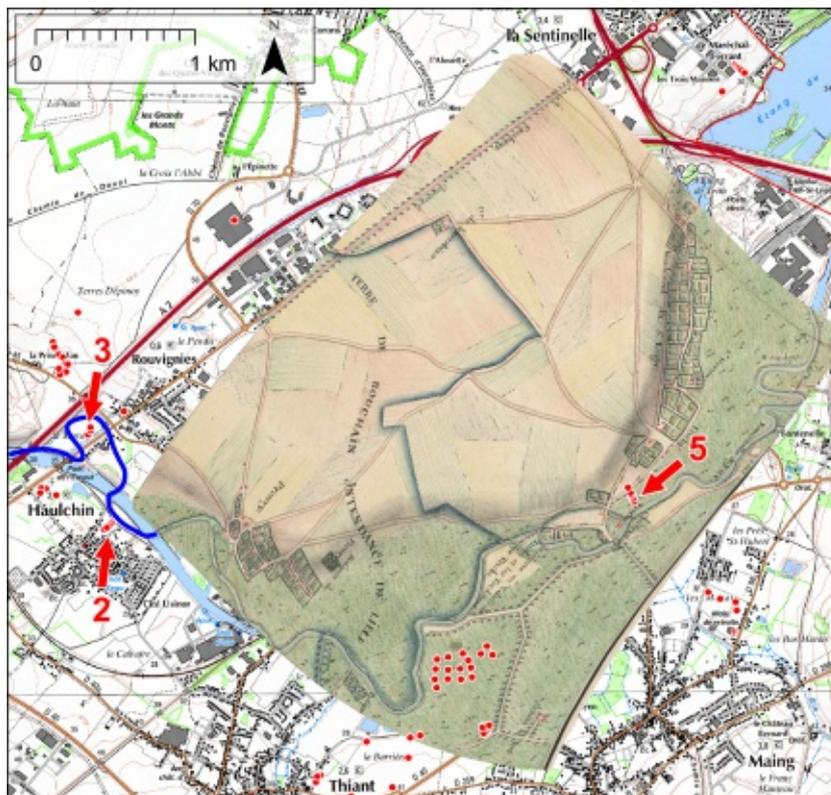


Figure 192 - Géoréférencement approximatif d'un extrait de la carte de Trudaine entre Prouvy et Trith sur la carte IGN 1/25 000 et localisation des données présentées

extrait original : voir figure 191
2 – observations d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » (BDLD n° 911 à 914) (partie I.20-) (Henton et Deschodt, 2010)
3 – observations de Rouvignies « le Marais » (BDLD n° 891 à 897) (cette partie) (Lerichie et Deschodt, 2009)
5 – observations de Trith-Saint-Léger « Îlot des Fontaines » (BDLD n° 915 à 919) (figures 186 et 187) (Henton et al., 2010)

Figure 192 - Approximative georeferencing of an extract of Trudain's map between Prouvy and Trith over the 1GN 1/25000 map and location of the displayed data

original extract : see figure 191

I.22 - Famars

« Zone d'expansion des crues »

1. Résumé

1.1 Contexte

Les observations effectuées à Famars « zone d'expansion des crues » (BDLD n° 954 à 969) (Clotuche et Deschodt, 2008) se situent dans la vallée de la Rhonelle, affluent de l'Escaut (figure 30, n° 21, et figure 171, D et n° 6). La vallée est encaissée d'une quarantaine de mètres (figure 193 et photo 125) dans un substrat marno-calcaire turonien (Desoignies, 1967). Le versant exposé à l'ouest est raide et présente de petits escarpements (photo 126). Le caractère imperméable de la marne favorise le développement de petites sources qui alimentent le fond de vallée localement marécageux. La rivière s'écoule directement au pied du versant exposé à l'est. Ce dernier, labouré, est un plus doux que son vis-à-vis (photo 127). La Rhonelle s'encaisse légèrement dans son fond de vallée (figure 194 et photo 128).

Les venues d'eau, la forte épaisseur de limon d'inondation et l'effondrement souvent rapide des parois des sondages effectués à la pelle mécanique ont limité les investigations. Nous avons dès lors concentré notre travail dans le secteur nord de la zone, un peu moins humide et où le projet intègre une partie du versant en rive gauche, ce qui autorise un transect complet de la vallée (figure 194). Peu de sondages en puits ont pu être menés au-delà de 4 m de profondeur. Aucun n'a atteint la nappe graveleuse. Le transect a pu être complété par deux sondages tarières réalisés avec l'aimable concours de Jacques Heude (photo 129) et par des sondages géotechniques proches (Bové, 2006).

1.2 Résultats

La vallée de la Rhonelle se caractérise par une très forte dissymétrie morpho-sédimentaire, un dépôt de loess épais fait face à un versant raide développé dans la marne. Le loess scelle des nappes alluviales grossières (aujourd'hui

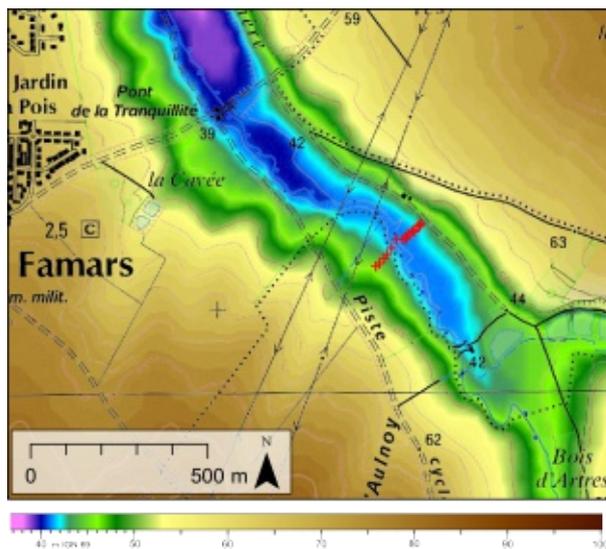


Figure 193 - Famars « zone d'expansion des crues » : contexte de plateau

localisation : voir figure 171

MNT d'après BDalti 25 (IGN) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000

Figure 193 - Famars "zone d'expansion des crues": context of the plateau

location : see figure 171

DEM after BDalti 25 (IGN); overlay of the IGN map 1/25000

partiellement sous le versant) et témoigne de l'envahissement loessique du Pléniglaciaire. Un dépôt isolé lité sur la nappe grossière, en vis-à-vis, résulte peut-être des ultimes écoulements contemporains.

L'ensemble est incisé par un large chenal avec un comblement limono-organique daté de l'Allerød, puis des dépôts limoneux non datés. L'histoire de la fin du Tardiglaciaire et de la première partie de l'Holocène est mal renseignée. Une phase de forts écoulements avec dépôt de sable, graviers de craie et débris oncolithiques est attribuée, sans certitude, au Subboréal. Une nouvelle phase de forts écoulements est enregistrée pendant la période gallo-romaine. La rivière entaille la base du versant loessique. Le fond de vallée s'exhausse légèrement

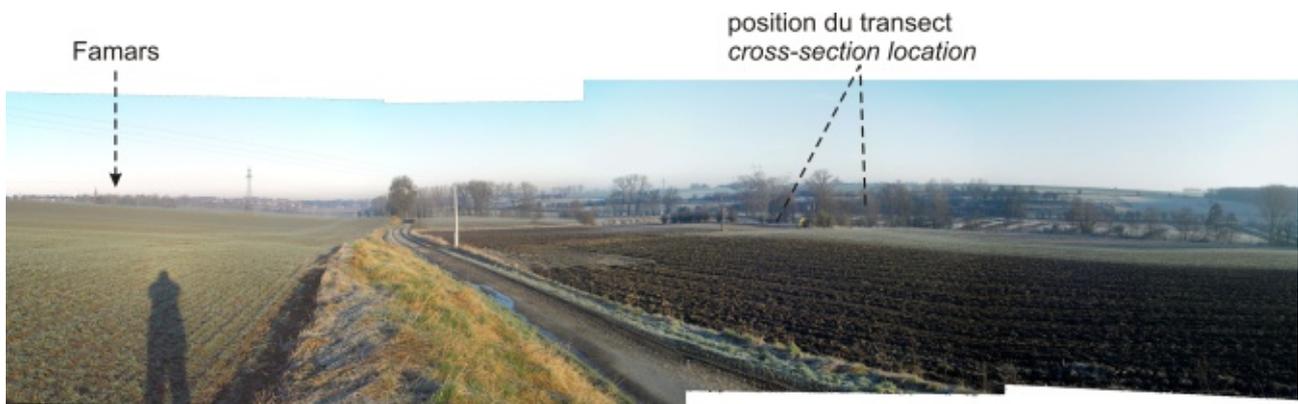


Photo 125 - Famars « zone d'expansion des crues » : vue panoramique

localisation de la prise de vue : « A » sur la figure 194
montage de plusieurs photos prises par un petit matin frais et ensoleillé de printemps marqué par l'ombre du destin

Photo 125 - Famars "zone d'expansion des crues": panoramic view

location of the shooting place : « A » over figure 194
photo montage, by a cool and sunny spring morning marked by the shadow of destiny

par apport de limons d'inondation. Cette période semble être close au 7^e siècle apr. J.-C. Depuis la période médiévale, la plaine s'exhausse fortement (jusqu'à plus de 3 m) sous l'action conjuguée des limons d'inondation et de la déstabilisation des versants. Le taux moyen de sédimentation dépasse probablement 3 mm par an.

The Rhonelle river valley is characterized by a strong morphosedimentary asymmetry. A thick loess deposit faces a steep slope developed in marl. The loess seals coarse alluvial layers (now partly under the slope), testifying to the invasive loess overlay during the Pleniglacial. An isolated bedded deposit overlaying coarse deposit could be the result of the ultimate contemporary flows.

This ensemble is cut by a large channel with silty organic infilling dated from the Allerød, then with undated silty deposits. The situation at the end of the Late Glacial and the first part of the Holocene is unclear. A phase of strong flows with deposition of sand, chalk gravels and oncolith fragments is uncertainly allocated to the Subboreal. A new phase of strong flows is recorded during the Gallo-Roman

period. The river cut into the foot of the loessic slope. The valley bottom became slightly higher due to input of flood silt . This phase seems to have ended before the 7th century AD. Since the medieval period, the plain has rapidly elevated (up to 3 m) under the combined action of flood silts and slope destabilization. The average sedimentary rate probably exceeds 3 mm per year.

1.3 Problématiques

- envahissement loessique des fonds de vallée et ultimes écoulements en fond de vallée à la fin du Pléniglaciaire (cf. II.2-4.3.2).
- enregistrement alluvial de l'Allerød (cf. II.3-1.2.4) ;
- évolution holocène des fonds de vallée, phases dynamiques intra-Holocène (cf. II.3-2.3) ;
- évolution holocène des fonds de vallée, envahissement limoneux récent (cf. II.3-2.4) ;

Photo 126 - Famars « zone d'expansion des crues » : détail du contact entre le fond de vallée et le versant d'exposition ouest

localisation de la prise de vue : « B » sur la figure 194

Photo 126 - Famars "zone d'expansion des crues": detail of the junction between the valley bottom and the exposed westwards slope

location of the shooting place : « B » over figure 194



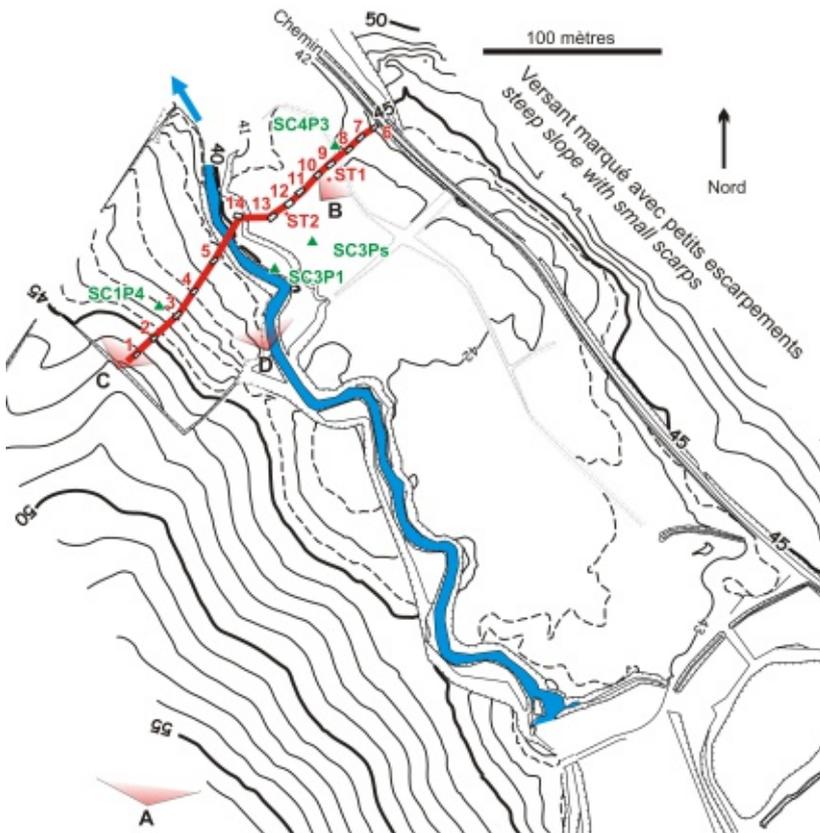


Figure 194 - Famars « zone d'expansion des crues » : localisation des sondages et des photos

plan en courbes de niveau d'après un document aménageur
localisation des sondages géotechniques d'après (Bové, 2006)
A – prise de vue de la photo 125
B – prise de vue de la photo 126
C – prise de vue de la photo 127
D – prise de vue de la photo 128

Figure 194 - Famars "zone d'expansion des crues": location of the borepits and photos

contour lines after a planners map
location of the geotechnic cores after Bové (2006)
A – photo 125 shooting place
B – photo 126 shooting place
C – photo 127 shooting place
D – photo 128 shooting place

Photo 127 - Famars « zone d'expansion des crues » : versant d'exposition est



montage de plusieurs photos, localisation des prises de vue : « C » sur la figure 194

Photo 127 - Famars "zone d'expansion des crues": exposed eastwards slope
photo montage, shooting place : « C » over the figure 194



Photo 128 - Famars « zone d'expansion des crues » : la Rhonelle, au pied du versant
montage de plusieurs photos, vue vers le nord, localisation de la prise de vue : « D » sur la figure 194
le lit mineur est légèrement encaissé dans un fond de vallée plat, directement au contact du versant d'exposition est

Photo 128 - Famars "zone d'expansion des crues": the Rhonelle river at the foot of the slope
photo montage, view towards the north, shooting place location: « D » over figure 194
the flow channel is slighthly incised into the flat valley bottom, directly in contact with the exposed eastwards slope

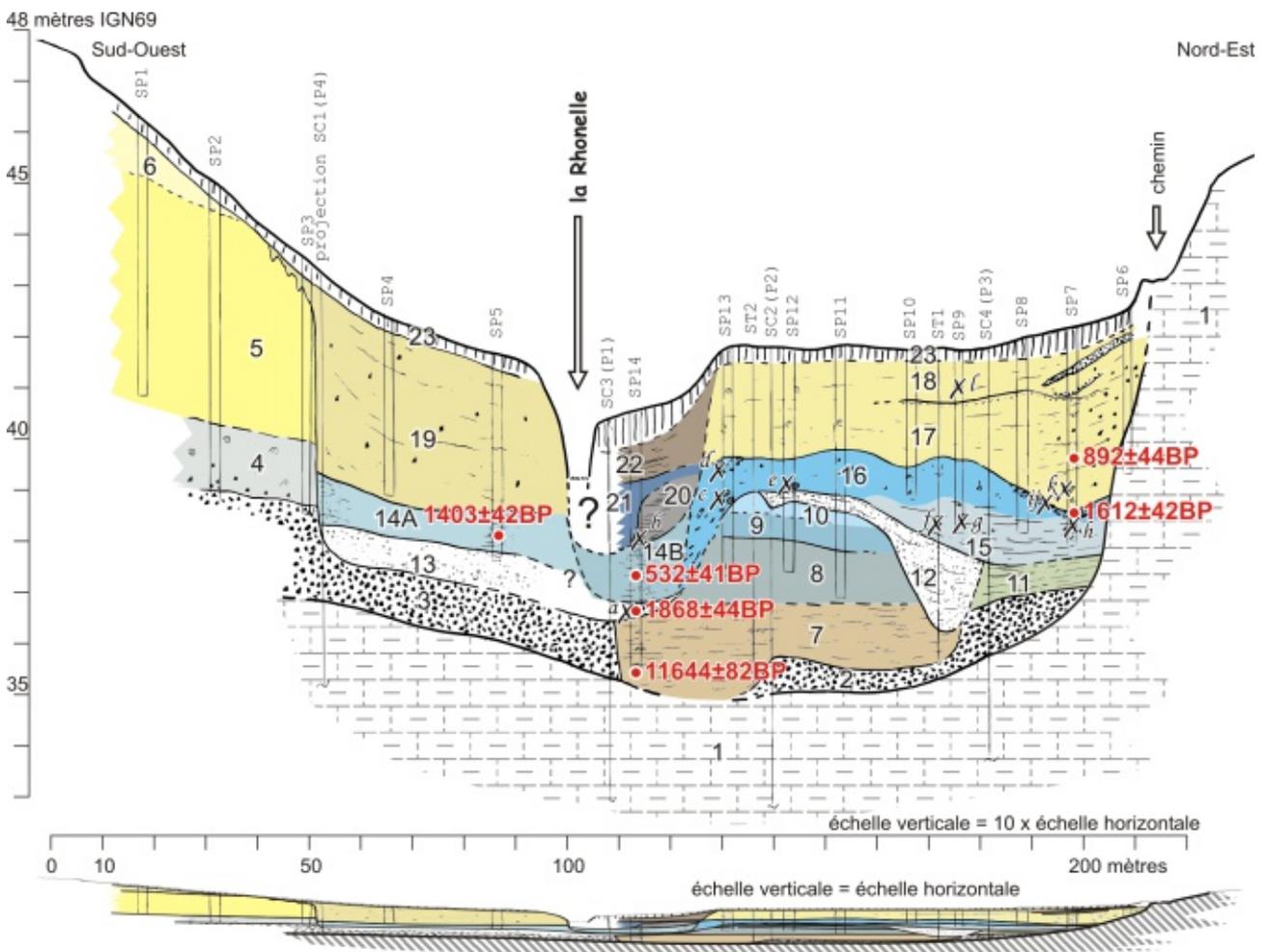


Photo 129 - Famars « zone d'expansion des crues » : réalisation d'un sondage à la tarière manuelle
in neu ramon' ramone toudis mieux qu'in vieux

Photo 129 - Famars "zone d'expansion des crues": manual augering



Photo 130 - Famars « zone d'expansion des crues » : unité 4 limon loessique provenant du sondage SP2 ; sur la nappe graveleuse et sous le versant actuel, l'unité résulte de l'invasissement de la vallée par le loess

Photo 130 - Famars "zone d'expansion des crues": unit 4 loessic silt coming from the test pit SP2 ; overlaying the gravelly layer and under the current slope, the unit is the result of valley being overrun by loess

Figure 195 - Famars « zone d'expansion des crues » :
transect

les datations :
voir table 33
les unités :
1 – marne
2 et 3 – graviers de silex
4 et 5 – loess calcaire
6 – loess non calcaire
7 – limon lité à débris végétaux (Allerød)
8 à 10 – limons gleyifiés
11 – lits argileux verts
12 – sable et graviers calcaires, oncolithes
13 – graviers de craie (période gallo-romaine)
14A – limon gris à lits de graviers de craie et charbons (Antiquité tardive/Haut Moyen Âge)
14B – limon gris à lits de graviers de craie et débris végétaux (fin de la période médiévale)
15 et 16 – limons plastiques gleyifiés, matériel antique relativement abondant épars ou en épandage (dans le SP13, aménagements ou dépôts sur la rive contemporaine ?), épandage de charbons de bois en limite 16/17 datés de l'Antiquité tardive
17 et 18 – limons d'inondations avec apport colluvial à proximité du versant, charbon daté de la période médiévale ; présence de houille en partie supérieure
19 – limon d'inondation avec part colluviale importante
20 à 22 – différentes alluvions limoneuses (modernes ?)
23 – horizon humifère superficiel
les éléments archéologiques :
a – céramique gallo-romaine et faune
b – gros éclat d'obus
c – faune
d – épandage de grès et de tegula, céramique gallo-romaine (« cruche de Famars ») et proto-historique
e – grès
f – céramique
g – fragment de tegula
h – céramique gallo-romaine (« cruche de Famars »)
ij – épandage de tegula, de gros blocs de grès et de charbons de bois
k – tegula
l – charbon de terre

Figure 195 - Famars "zone d'expansion des crues": cross-section

the dates :
see table 33
the units :
1 – marl
2 et 3 – flint gravels
4 et 5 – calcareous loess
6 – non calcareous loess
7 – bedded silt with vegetal remains (Allerød)
8 à 10 – gleyed silts
11 – green clayed beds
12 – calcareous sand and gravels, oncolites
13 – chalk gravels (Gallo-roman period)
14A – grey silt with chalk gravels and charcoal (Late Antiquity – Early Middle Ages)
14B – grey silt with chalk gravels beds and vegetal remains (end of the Medieval period)
15 et 16 – gleyed plastic silts, scattered or dispersed archaeological (Antique) elements in relative abundance (in test pit SP13 reworking or deposit dumped on the contemporaneous bank?), dispersed cahrcoals at the units 16/17 contact, dated Late Antiquity
17 et 18 – flood silts with colluvial input near the slope, Medieval dated charcoal ; coal presence in the upper part
19 – flood silts with major colluvial input
20 à 22 – different (modern?) silty alluvia
23 – humic top soil
the archaeological elements:
a – Gallo-roman ceramics and fauna
b – large piece of shrapnel
c – fauna
d – sandstone and scattered tegula, Proto-historic anc Gallo-Roman (« Famars'jug ») ceramics
e – sandstone
f – ceramics
g – tegula fragment
h – Gallo-Roman ceramics (« Famars'jug »)
ij – tegula scatter, large sandstone blocs and charcoal
k – tegula
l – coal

2. Stratigraphie et datations

Les terrains rencontrés peuvent être synthétisés selon le transect figure 195 et décrits de la manière suivante. Toutes les unités sont calcaires, sauf mention contraire.

- 1 – substrat crayeux, décrit comme « marne » dans les sondages géotechniques ; il a été atteint par le seul sondage en puits SP6 et se présente comme une craie fragmentée avec rognons de silex
- 2 et 3 – graviers de silex ; en rive droite, seuls les sondages géotechniques ont traversé l'unité ; en rive gauche, elle a été atteinte par les sondages SP2 et SP3, sous le versant actuel

- 4 – limon loessique gris, gley, malacofaune abondante (photo 130) ; silex géoliffractés vers la base
- 5 – loess calcaire
- 6 – id. 5, un peu plus terne, non calcaire (loess décarbonaté)
- 7 – limon lité avec fines lamines de débris végétaux, coloration grise avec des passées légèrement brunâtres ; un lit de débris végétaux a été daté de l'Allerød (table 33) ; l'unité a été observée sur plus de 50 m de large au centre du fond de vallée
- 8 – limon gleyifié gris-bleu moyen avec passage plus sombre (petits sols ?) ; malacofaune ; fines lamines discrètes,

- certaines avec petits débris d'oncolithes ; non plastique
- 9 – limon gleyifié, bleu clair, plastique, malacofaune
- 10 – limon gleyifié plastique très clair, très calcaire
- 11 – « argile verte très claire à nombreux filets jaunâtres » (description sondeur) ; cette unité est connue par le seul sondage SC4 (P3)
- 12 – lits de sable (majoritaire) et de graviers de craie et d'oncolithes (photo 131) ; peu épaisse dans les SP11 et 12, l'unité s'approfondit et s'épaissit au droit du sondage tarière ST1
- 13 – graviers de craie roulés, présence de *tegula* roulée et restes de faune abondante ; un os a été daté de la période gallo-romaine (1^{er} ou 2^e siècle apr. J.-C., table 33) ; le sondage géotechnique SC1 permet d'étendre l'unité de graviers de craie jusqu'à environ 50 mètres de la rive gauche actuelle de la Rhonelle, ce qui correspond également à la limite d'extension du loess (unité 5)
- 14 – lits de limon bleu, de sable de craie, passages chargés de charbons de bois ; le résultat de deux datations effectuées

dans l'unité nous a rétrospectivement incité à scinder l'unité en deux : 14A et 14B ; il s'agit probablement, en effet, de deux dépôts alluviaux de faciès proche mais séparés par près d'un millénaire : dans le sondage SP5, l'unité 14A est datée de l'antiquité tardive (photo 132) tandis que dans le SP14, l'unité 14B correspondrait à la fin de la période médiévale ; l'unité 14A pourrait correspondre à l'évolution dans des conditions moins dynamiques du chenal antique tandis que l'unité 14B (en rive du lit mineur actuel) serait un dépôt dans un chenal légèrement recrusé à travers la nappe graveleuse romaine

- 15 – limon gris bleu lité non plastique et modérément calcaire, quelques lits de sable de craie, charbons de bois, fragments de *tegula*, de céramique gallo-romaine (« cruche de Famars »)
- 16 – limon gleyifié, plastique, malacofaune, charbons de bois, blocs de grès ; en partie supérieure de l'unité, deux zones d'accumulation (épandage ?) de blocs de grès et de fragments de *tegulae* ont été observées (SP 7 et 8 d'une part, SP13 d'autre part) (photo 133)



Photo 131 - Famars « zone d'expansion des crues » : unité 12

sable, gravier calcaire et débris d'oncolithes provenant du sondage SP11

Photo 131 - Famars "zone d'expansion des crues": unit 12 calcareous sand and gravel, oolite fragments coming from test pit SP11



Photo 132 - Famars « zone d'expansion des crues » : détail de l'unité 14A

et charbons de bois provenant du sondage SP5, datés de la première moitié du 7^e siècle apr. J.-C. (1 sigma)

Photo 132 - Famars "zone d'expansion des crues": unit 14A detail

and pieces of charcoal coming from the pit SP4, dated to the first half of the 7th century A.D.

- 17 et 18 – limon brun jaune rencontré en rive droite (photo 133), discrètement lité, majoritairement calcaire avec malacofaune, chargé de silex à proximité du versant ; présence épisodique de *tegula* et faune à proximité du versant ; la base de l'unité est, dans les sondages SP7 et SP8, marquée par un lit de gros charbons de bois datés de l'antiquité tardive (table 33) ; l'unité 18 se distingue de 17 par une coloration un peu plus sombre et une limite chargée de manganèse ; cette limite est de plus en plus diffuse vers la rivière ; dans le SP9, l'unité 18 comporte un fragment de houille ; un épandage de graviers est présent dans l'unité 18 à proximité du versant
- 19 – limon brunâtre, proche de 17 et 18 mais plus sombre, non calcaire et chargé de cailloutis de silex ; lité (lits légèrement plus clairs) ; unité très instable (effondrement rapide des parois)
- 20 – limon sablonneux gris lité, présence d'un gros éclat d'obus
- 21 – limon plastique bleu très sombre
- 22 – lits de limon brun et de limon sablonneux plus clair
- 23 – labour et horizon humifère



Photo 133 - Famars « zone d'expansion des crues » : sondage SP13, apparition de l'unité 16 sous les limons d'inondation 17 et 18

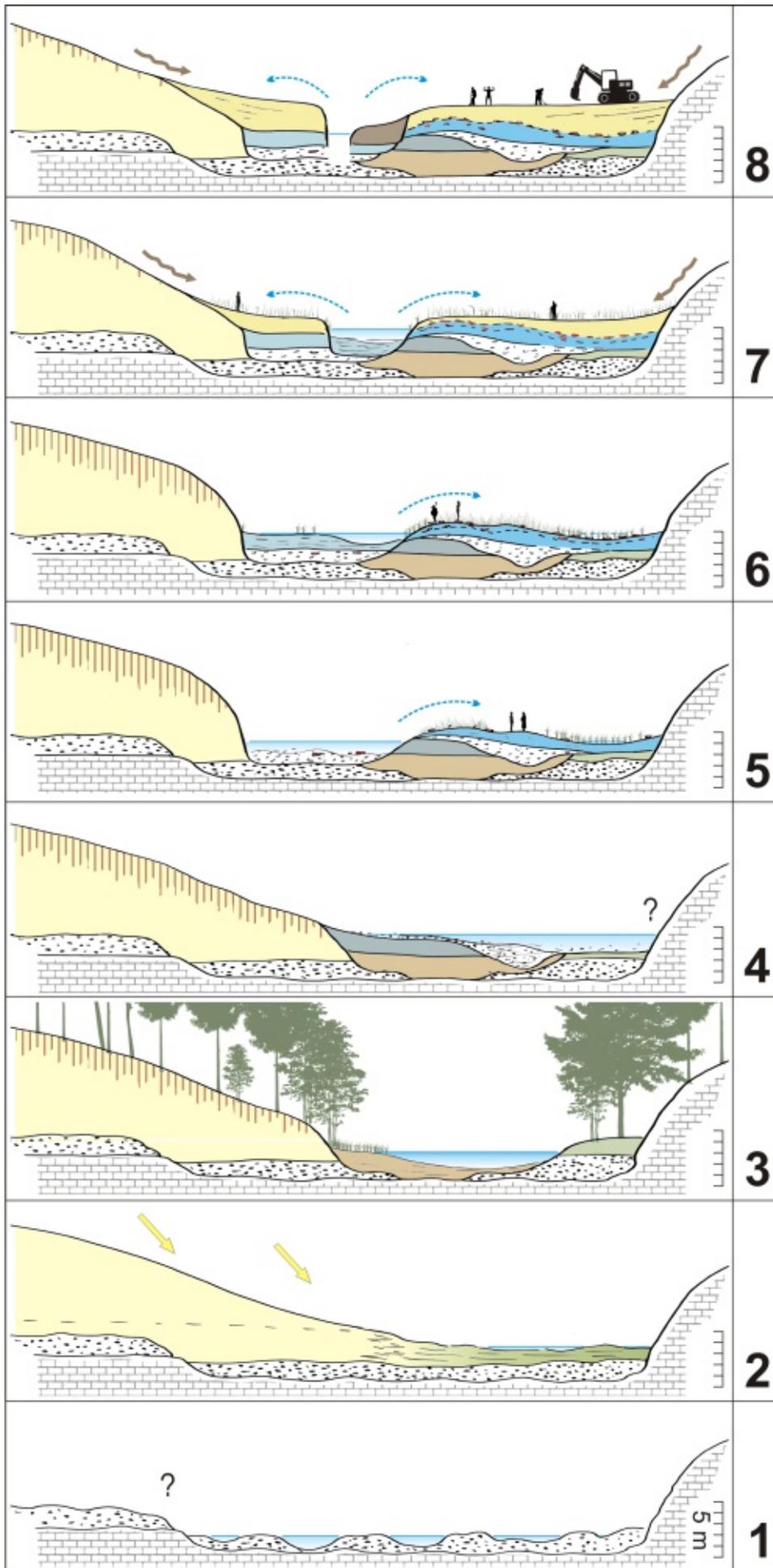
Photo 133 - Famars "zone d'expansion des crues": test pit SP13, appearance of unit 16 underlying the flood silts 17 and 18

Table 33 - Famars « zone d'expansion des crues » : datations radiocarbone

radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec OxCAL V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)

Table 33 - Famars "zone d'expansion des crues": radiocarbon dates

prélèvements samples	n°labo	date BP	±	μ CalBP	±	date AD 1 sigma
unité 7 - SP14/5,2 m restes végétaux / <i>vegetal</i> remains	Erl-13545	11644	82	13475	88	11613-11452 av. J.-C.
unité 13 - SP14/3,9 m os / <i>bone</i>	Erl-13550	1868	44	1802	55	83-212 apr. J.-C.
unité 16 - SP7/3,7 m charbon de bois / <i>charcoal</i>	Erl-13553	1612	42	1493	55	395-534 apr. J.-C.
unité 14A - SP5/3,2 m charbon de bois / <i>charcoal</i>	Erl-13552	1403	42	1319	29	610-660 apr. J.-C.
unité 17 - SP7/2,6 m charbon de bois / <i>charcoal</i>	Erl-13554	892	44	819	58	1047-1210 apr. J.-C.
unité 14B - SP14/3,3 m restes végétaux / <i>vegetal</i> remains	Erl-13551	532	41	563	41	1327-1434 apr. J.-C.



3. Commentaires

La stratigraphie et les quelques datations disponibles permettent de reconstituer l'évolution de la zone comme sur la figure 196.

Dissymétrie de la vallée, nappe(s) graveleuse(s) et loess

La vallée de la Rhonelle se caractérise par une forte dissymétrie morpho-sédimentaire. Le substrat affleure sur le versant exposé à l'ouest tandis qu'en vis-à-vis plus de 6 m de loess reposent directement sur la nappe grossière attribuable au Pléistocène (les variations de la base de cette dernière pourraient permettre d'envisager un étagement, non dessiné sur le transect figure 195 mais envisagé sur la figure 196).

Dans la partie est, la nappe graveleuse est directement recouverte par une formation litée argileuse (unité 11) rencontrée dans un unique sondage géotechnique. Il pourrait s'agir des ultimes dépôts fluviaux contemporains du dépôt de loess, comme proposé dans la partie II.2-2.5.



Figure 196 - Famars « zone d'expansion des crues » : essai de reconstruction de l'évolution depuis la fin du Pléniglaciaire

échelle horizontale non respectée

- 1 – Pléniglaciaire, dépôt de la nappe graveleuse (unités 2 et 3)
- 2 – Pléniglaciaire, envahissement loessique (unités 4 et 5) et dépôt de l'unité 11
- 3 – Allerød, système chenalisé et dépôt de l'unité 7 (limon à litages organiques)
- 4 – postérieurement aux dépôts des unités limoneuses 8 à 10 (Tardiglaciaire ou première partie de l'Holocène ?), phase d'écoulements dynamiques (au cours de l'Holocène ?) avec incision et dépôt de graviers de craie, de sable, d'oncolithes remaniés (unité 12)
- 5 – période gallo-romaine, écoulements dynamiques, érosion du versant loessique et dépôt d'une nappe de graviers de craie (unité 13) ; fond de vallée fréquenté par les Hommes, léger exhaussement du fond de vallée par des dépôts limoneux d'inondation ; sur le bord opposé du fond de vallée, comblement progressif d'une zone basse humide par les limons (unité 16) (chenal abandonné hérité de l'état 4 ?)
- 6 – Antiquité tardive et Haut Moyen Âge : comblement partiel du chenal par un limon à graviers de craie (unité 14A) et léger exhaussement du fond de vallée par des dépôts d'inondation
- 7 – fin de la période médiévale : légère incision et dépôt de l'unité 14B (cours plus étroit et plus profond ?), exhaussement rapide du fond de vallée par des limons d'inondation et par une déstabilisation du versant (unités 17, 18 et 19).
- 8 – état actuel, poursuite de la tendance enregistrée dans l'état 7

Un chenal du Tardiglaciaire

La nappe grossière est réincisée (en certains points jusqu'au *bed rock*) par un chenal recoupé sur plus de 70 m de large. Le comblement limono-organique est daté de l'Allerød.

Une phase dynamique à graviers de craie (intra-Holocène ?)

L'unité 12 est associée à une incision à travers les limons antérieurs et au dépôt d'un faciès de graviers, de sable et d'oncolithes brisés. Le dépôt n'est pas daté. L'absence d'éléments anthropiques (pourtant abondants par la suite) suggère une antériorité à l'époque romaine. Une alluvion avec un faciès proche a été observée à Crespin. Nous envisageons, sans preuve formelle, la possibilité d'une phase dynamique intra-Holocène (Subboréal ?).

Figure 196 - Famars "zone d'expansion des crues": an attempt at reconstructing the stages of evolution since the Late Pleniglacial

horizontal axis not to scale

- 1 – Pleniglacial, gravely deposit (units 2 et 3)
- 2 – Pleniglacial, loess overlay (units 4 et 5) and deposition of unit 11
- 3 – Allerød, channelised system and unit 7 deposit (silt with organic beds)
- 4 – posterior to deposition of silty units 8 to 10 (Lateglacial or first part of the Holocene), a phase of dynamic flows (Holocene?) with incision and deposits of chalk gravels, sand and reworked oncolites (unit 12)
- 5 – Gallo-Roman period, dynamic flows, loessic slope erosion and deposition of chalk gravels layer (unit 13); the valley bottom is frequented by Humans, slight elevation of the valley bottom by silty flood deposits; on the other side of the valley bottom, progressive silt infilling of a wet zone (unit 16) (an abandoned channel inherited from the state 5?)
- 6 – Late antiquity and Early Middle Age: partial infilling of the channel by a silt with chalk gravels (unit 14A) and slight elevation of the valley bottom by flood deposits
- 7 – end of the Medieval period: light incision and deposition of unit 14B (narrower but deeper bed?), rapid elevation of the valley bottom by flood silts and slope destabilization (units 17, 18 and 19)
- 8 – the current state, continuation of the trend seen in state 7

Une phase dynamique à graviers de craie à l'époque romaine...

Un large chenal à graviers contient des éléments romains et des rejets de faune datés du 1^{er} ou 2^e siècle apr. J.-C. Le chenal érode la rive loessique (convexité de méandre ?) et dégage un petit escarpement vif à travers le loess. La rive opposée, dans le fond de vallée, est fréquentée par les Hommes. Elle est légèrement plus haute qu'une zone humide développée au pied du versant marneux. Ce point bas est probablement hérité d'un chenal antérieur (associé à l'unité graveleuse 12 ?). Il est comblé par du limon (unité 15, sans éléments romains, puis 16, avec éléments romains).

... qui est close au 7^e siècle apr. J.-C.

La surface de la plaine exhauscée par du limon avec matériel romain (unité 16) est dans la petite noue, ponctuée par des apports de gros blocs de grès et des fragments de *tegula* (tentative pour assainir ou franchir la zone ?). De gros charbons de bois sont associés, datés du 5^e siècle ou du début du 6^e siècle apr. J.-C. Le gabarit des charbons plaide pour un dépôt primaire. Il semble que le fond de vallée n'ait plus dès lors, et jusqu'à la période médiévale, subi d'importants apports limoneux. Parallèlement, dans le lit mineur, les dépôts sont plus limoneux (unité 14B), traduisant une baisse de la dynamique. Les lits de graviers encore présents pourraient résulter de remaniements de la nappe grossière antique immédiatement sous-jacente. Un charbon de bois présent dans le limon (photo 132) est daté du début du 7^e siècle apr. J.-C.

Dépôts d'inondations et déstabilisation des versants depuis la période médiévale

Un épais dépôt de limon jaune nappe ensuite le fond de vallée sur parfois plus de trois mètres. Nous l'interprétons comme un limon d'inondation, plus ou moins enrichi en apport colluvial directement à partir des versants. Cet apport latéral se marque par des graviers de silex, parfois alignés et de plus en plus nombreux à proximité du versant marneux. En rive gauche, l'apport latéral est plus important et s'accompagne de la rectification du versant limoneux. Le processus est probablement accéléré par une mise en culture sur pente forte. L'érosion du versant est indéniable puisque localement le loess calcaire apparaît sous l'horizon de labour, ce qui implique la disparition totale du sol hérité du

Tardiglaciaire-Holocène. Le sédiment en rive gauche (unité 19) est plus chargé en graviers, plus instable et un peu plus sombre. Une datation sur charbon est disponible dans le mètre inférieur, au droit de l'ancienne noue elle-même datée de l'antiquité tardive. Le charbon indique un *post quem* aux environs du 11^e ou 12^e siècle après J.-C. Sans preuve formelle, nous pensons que ce premier mètre de limon d'inondation résulte d'un apport relativement rapide au Moyen Âge plutôt que d'un dépôt plus lent entre l'Antiquité et le Moyen Âge.

Avec une extrême prudence, nous pouvons essayer de calculer un taux de sédimentation. Si nous considérons le charbon comme datant bien le limon à 2,6 m de profondeur, le taux de sédimentation moyen jusqu'à la surface serait de l'ordre de 2,6 à 3,2 mm par an. Si nous appliquons le même taux au premier mètre de dépôt du limon d'inondation, celui-ci commencerait à se déposer dans la noue vers le début du 8^e ou du 10^e siècle apr. J.-C. Toutefois, si le charbon est en position secondaire (ce qui est fort possible dans le cas d'un charbon isolé au sein d'un limon d'inondation), le début du dépôt est beaucoup plus récent et le taux de sédimentation plus élevé.

Un fragment de houille a été récolté à 70 cm de profondeur dans le sondage SP9. L'utilisation de charbon de terre provenant de la région de Mons est attestée régionalement au moins depuis l'Antiquité (Henton, 2012 ; Henton, s. d.). Toutefois, ces mentions sont rares et il s'agirait plutôt dans le cas présent (hors site archéologique), d'un charbon moderne lié à l'extraction industrielle. L'application du taux de sédimentation calculé précédemment donnerait une date de l'ordre de 1740 à 1790, ce qui est compatible avec la découverte des gisements dans la région (Fresnes-sur-Escaut, 1720 ; Anzin, 1734) (O'Miel, 2010) mais probablement trop vieux par rapport à son exploitation à grande échelle et à l'extraction du fragment retrouvé. Le taux de sédimentation est donc plus élevé au moins pour la partie la plus récente.

De tous ces éléments nous retenons le taux de 3 mm par an comme taux de sédimentation moyen minimum pour le dépôt des unités 17 et 18. L'accumulation est vraisemblablement plus rapide, au moins pour la partie supérieure et peut-être dès la période médiévale. Le dépôt est essentiellement lié à des inondations répétées par des eaux chargées en limon.

Une date radiocarbone témoigne du caractère plus étroit du lit mineur par rapport à la période antique au moins dès la fin de la période médiévale. Le cours actuel semble avoir gardé une position proche depuis. Il a développé une bande active limono-organique légèrement en contrebas de la plaine d'inondation.

Une histoire bien lacunaire

Le transect complet pose des jalons chronostratigraphiques précieux dans un contexte de méconnaissance de la vallée :

- présence d'un large chenal daté de l'Allerød,
- forte dynamique avec dépôt grossier intra-Holocène (unité 12)
- forte dynamique avec dépôt grossier daté de la période gallo-romaine (unité 13)
- exhaussement du fond de vallée depuis la période médiévale.

La reconstitution proposée (figure 196) recèle cependant de nombreuses lacunes et nous interroge. En particulier, l'histoire de la fin du Tardiglaciaire et de la première partie de Holocène est méconnue. À quelle dynamique et à quelle période devons-nous associer les limons 8 à 10 ? Où se situerait un éventuel chenal du début de l'Holocène ? N'y a-t-il pas de tourbe associée à la première partie de l'Holocène comme rencontrée dans la vallée de l'Escaut voisine, parfois en association avec des formations oncolithiques ? Pourtant, ces dernières existent puisqu'elles sont observées remaniées dans l'unité 12. Cette phase de fort dynamisme n'est pas datée. En première approximation elle pourrait éventuellement être associée à celle observée à Crespin et attribuée au Subboréal (*cf.* partie II.3-2.3.3).

Le bassin français amont de l'Escaut est composé d'un haut-pays (plateaux crayeux) et d'un bas-pays (plaines basses et collines de sables et d'argiles). Il est caractérisé par l'absence de cours d'eau d'importance et, dans le bas-pays, par une couverture sédimentaire quaternaire continue et des pentes faibles. Le comblement quaternaire des fonds de vallée est relativement peu étudié malgré l'intérêt certain des enregistrements. Ceux-ci peuvent être classés en trois groupes : les dépôts du Pléniglaciaire weichselien et les dépôts antérieurs ou postérieurs.

Parmi les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire, nous distinguons ceux du Début Glaciaire weichselien des dépôts plus anciens. Le Début Glaciaire peut être conservé sur de grandes surfaces dans le bas-pays à la faveur d'une protection par les loess postérieurs et la progradation des versants (exemple de la vallée de la Deûle dans la région de Lille). Le pédostratotype du Début Glaciaire de Warneton (plaine de la Lys) est commenté. À notre avis, une nouvelle étude serait nécessaire pour le confirmer ou éventuellement le rajeunir. Dans tous les cas, il s'agit d'une formation tourbeuse weichselienne d'intérêt majeur qui mérite des études environnementales complémentaires.

Les dépôts de fonds de vallée antérieurs aux Weichselien sont rencontrés sous trois formes : (a) des nappes graveleuses accumulées en piedmont du haut-pays pendant plusieurs cycles climatiques (sud de la plaine de la Lys, plaine de confluence Escaut-Haine), (b) des dépôts eemiens isolés et à faible profondeur, conservés à la faveur des aléas de l'évolution paléogéographique des vastes plaines (site de Waziers dans la plaine de la Scarpe), (c) des dépôts fluviatiles du Saalien et de l'Eemien à une vingtaine de mètres de profondeur dans la plaine de la Lys et et dans la partie aval de la Deûle et de la Marque. Il s'agit alors du comblement de la «vallée flamande», en continuité avec la partie aval belge. La chronostratigraphie et les variations des pentes longitudinales du *bed rock* dans la partie française suggèrent une morphogenèse récente (depuis le Saalien) probablement liée à l'évolution paléogéographique du bassin de la mer du Nord. Le remblaiement fluvio-éolien weichselien qui scelle les dépôts antérieurs apparaît comme atypique à l'échelle du Pléistocène et pourrait également être lié aux mêmes évolutions paléogéographiques. Dans tous les cas, les enregistrements sédimentaires du Pléistocène moyen suggèrent un bilan tectonique proche de la stabilité à l'échelle du Quaternaire. Ceci est en conformité avec la position géographique de la zone, entre un Bassin parisien en surrection et un bassin belgo-néerlandais en subsidence. Le fait participe à la mauvaise conservation des dépôts les plus anciens.

Une attention particulière a été portée aux enregistrements pléniglaciaires d'activités fluviatiles sur versant et dans les extrémités amont du réseau de talwegs. Quelques indices suggèrent que le développement vers l'amont du réseau de talwegs est du à de courtes phases morphogénétiques en lien avec des phénomènes thermokarstiques. Les périodes du Pléniglaciaire inférieur et moyen weichseliens sont mal documentées. Des indices indirects suggèrent une forte activité fluviatile pendant le Pléniglaciaire inférieur. Quelques formations limoneuses enfouies dans les plaines sont attribuées, sans certitude, au Pléniglaciaire Moyen. La base du Pléniglaciaire supérieur est érosive. La période se divise en : (a) une phase d'activité fluviatile intense et étendue jusque dans les extrémités amont des réseaux et sur les versants (contexte de pergélisol), (b) à partir d'environ 22 ka, une forte rétraction du réseau hydrographique actif et un remblaiement fluvio-éolien massif, ce dernier en continuité stratigraphique avec la couverture loessique sur versant. Une déflation permet localement la croissance de dunes (en particulier dans la plaine de la Scarpe). Un modèle d'évolution de petite vallée en zone loessique à la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien est proposé. L'héritage morpho-sédimentaire de la fin du Pléniglaciaire weichselien est prépondérant. Il justifie la subdivision stratigraphique proposée.

Le Tardiglaciaire est principalement connu à travers les enregistrements complémentaires d'Houplin-Ancoisne et de Dourges. Ils sont proposés comme stratotypes pour le bas-pays et comparés à une quinzaine d'autres sites dans la zone d'étude. La présence de zones lacustres apparente le bas-pays du Nord de la France aux plaines plus septentrionales. Des divergences constatées dans l'évolution des niveaux d'eau à la fin du Bölling et au début de l'Allerød pourraient être un indice de variation des répartitions saisonnières des précipitations. Les données disponibles sur le Dryas récent autorisent la subdivision suivante : (a) un début sec vers 11,0 ka BP, comparable à l'Intra Allerød Cold Period, (b) le développement d'un pergélisol discontinu (Dourges étant l'évidence la plus méridionale), (c) une crise érosive sur versant (développement rapide de ravines), (d) une activité fluviatile régulière entre environ 10,7 et 10,4 ka BP, (e) une phase particulièrement sèche.

La fragmentation des données sur l'Holocène limite les possibilités de synthèse. Nous proposons toutefois quelques thèmes à considérer comme problématiques de recherches : (a) bi-partition de l'Holocène avec d'abord une tendance à l'extension de tourbe ou de travertin jusqu'à une phase d'incision (fin Atlantique ou début Subboréal) vraisemblablement sous commande principale climatique (mais sans synchronisme strict à l'échelle d'une région ni même d'un cours d'eau); (b) différentes périodes de fortes activités hydrologiques, voire de crises érosives locales : fin Atlantique/début Subboréal ?, vers 3,0 ka BP ?, vers le 2^e siècle apr. J.-C. ?, (c) dépôt massif de limon ou d'argile d'inondation lié aux activités médiévales.

Une synthèse est proposée pour chaque sous-bassin versant, accompagnée de réflexions méthodologiques, de perspectives et de propositions de recherches. Toutes les propositions ne peuvent être exécutées dans le strict cadre de notre activité en archéologie préventive (notamment l'étude du comblement profond de la vallée flamande). Toutefois, l'archéologie préventive peut indéniablement être une pourvoyeuse majeure de connaissances dès que les observations stratigraphiques sont complétées par quelques analyses.

THÈSE

En vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE
PARIS 1 – PANTHÉON-SORBONNE**

Discipline: Géographie Physique

Présentée et soutenue par **Laurent DESCHODT**
en octobre 2014

CHRONOSTRATIGRAPHIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES FONDS DE VALLÉE DU BASSIN FRANÇAIS DE L'ESCAUT

Volume II: SYNTHÈSE

JURY

Jef VANDENBERGHE, professeur, université d'Amsterdam, rapporteur

Philip GIBBARD, professeur, université de Cambridge, rapporteur

Pascal BERTRAN, Inrap et UMR 5199 du CNRS, examinateur

Jean SOMMÉ, professeur émérite, université de Lille 1, UMR 8164 du CNRS, examinateur

Directeurs de thèse:

Charles LE CŒUR, professeur, université de Paris 1, UMR 8591 du CNRS

Pierre ANTOINE, directeur de recherche CNRS-DR2, UMR 8591 du CNRS

*École doctorale de géographie de Paris
Unité mixte de recherche du CNRS 8591
Université Paris-Est Créteil Val de Marne
Institut national de recherches archéologiques préventives*



Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut

Laurent DESCHODT

octobre 2014

Volume II : Synthèse

Résumé

Le bassin français amont de l'Escaut est composé d'un haut-pays (plateaux crayeux) et d'un bas-pays (plaines basses et collines de sables et d'argiles). Il est caractérisé par l'absence de cours d'eau d'importance et, dans le bas-pays, par une couverture sédimentaire quaternaire continue et des pentes faibles. Le comblement quaternaire des fonds de vallée est relativement peu étudié malgré l'intérêt certain des enregistrements. Ceux-ci peuvent être classés en trois groupes : les dépôts du Pléniglaciaire weichselien et les dépôts antérieurs ou postérieurs.

Parmi les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire, nous distinguons ceux du Début Glaciaire weichselien des dépôts plus anciens. Le Début Glaciaire peut être conservé sur de grandes surfaces dans le bas-pays à la faveur d'une protection par les loess postérieurs et la progradation des versants (exemple de la vallée de la Deûle dans la région de Lille). Le pédostratotype du Début Glaciaire de Warneton (plaine de la Lys) est commenté. À notre avis, une nouvelle étude serait nécessaire pour le confirmer ou éventuellement le rajeunir. Dans tous les cas, il s'agit d'une formation tourbeuse weichselienne d'intérêt majeur qui mérite des études environnementales complémentaires.

Les dépôts de fonds de vallée antérieurs au Weichselien sont rencontrés sous trois formes : (a) des nappes graveleuses accumulées en piedmont du haut-pays pendant plusieurs cycles climatiques (sud de la plaine de la Lys, plaine de confluence Escaut-Haine), (b) des dépôts eemiens isolés et à faible profondeur, conservés à la faveur des aléas de l'évolution paléogéographique des vastes plaines (site de Waziers dans la plaine de la Scarpe), (c) des dépôts fluviatiles du Saalien et de l'Eemien à une vingtaine de mètres de profondeur dans la plaine de la Lys et dans la partie aval de la Deûle et de la Marque. Il s'agit alors du comblement de la « vallée flamande », en continuité avec la partie aval belge. La chronostratigraphie et les variations des pentes longitudinales du *bed rock* dans la partie française suggèrent une morphogenèse récente (depuis le Saalien) probablement liée à l'évolution paléogéographique du bassin de la mer du Nord. Le remblaiement fluvio-éolien

weichselien qui scelle les dépôts antérieurs apparaît comme atypique à l'échelle du Pléistocène et pourrait également être lié aux mêmes évolutions paléogéographiques. Dans tous les cas, les enregistrements sédimentaires du Pléistocène moyen suggèrent un bilan tectonique proche de la stabilité à l'échelle du Quaternaire. Ceci est en conformité avec la position géographique de la zone, entre un Bassin parisien en surrection et un bassin belgo-néerlandais en subsidence. Le fait participe à la mauvaise conservation des dépôts les plus anciens.

Une attention particulière a été portée aux enregistrements pléniglaciaires d'activités fluviatiles sur versant et dans les extrémités amont du réseau de talwegs. Quelques indices suggèrent que le développement vers l'amont du réseau de talwegs est dû à de courtes phases morphogénétiques en lien avec des phénomènes thermokarstiques. Les périodes du Pléniglaciaire inférieur et moyen weichseliens sont mal documentées. Des indices indirects suggèrent une forte activité fluviatile pendant le Pléniglaciaire inférieur. Quelques formations limoneuses enfouies dans les plaines sont attribuées, sans certitude, au Pléniglaciaire moyen. La base du Pléniglaciaire supérieur est érosive. La période se divise en : (a) une phase d'activité fluviatile intense et étendue jusque dans les extrémités amont des réseaux et sur les versants (contexte de pergélisol), (b) à partir d'environ 22 ka, une forte rétractation du réseau hydrographique actif et un remblaiement fluvio-éolien massif. Ce dernier est en continuité stratigraphique avec la couverture loessique sur versant. Une déflation permet localement la croissance de dunes (en particulier dans la plaine de la Scarpe). Un modèle d'évolution de petite vallée en zone loessique à la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien est proposé. L'héritage morpho-sédimentaire de la fin du Pléniglaciaire weichselien est prépondérant. Il justifie la subdivision stratigraphique proposée.

Le Tardiglaciaire est principalement connu à travers les enregistrements complémentaires d'Houplin-Ancoisne et de Dourges. Ils sont proposés comme stratotypes pour le bas-pays et comparés à une quinzaine d'autres sites dans la zone d'étude. La présence de zones lacustres apparente le bas-pays du Nord

de la France aux plaines plus septentrionales. Des divergences constatées dans l'évolution des niveaux d'eau à la fin du Bølling et au début de l'Allerød pourraient être un indice de variation des répartitions saisonnières des précipitations. Les données disponibles sur le Dryas récent autorisent la subdivision suivante : (a) un début sec vers 11,0 ka BP, comparable à l'Intra Allerød Cold Period, (b) le développement d'un pergélisol discontinu (Dourges étant l'évidence la plus méridionale), (c) une crise érosive sur versant (développement rapide de ravines), (d) une activité fluviale régulière entre environ 10,7 et 10,4 ka BP, (e) une phase particulièrement sèche.

La fragmentation des données sur l'Holocène limite les possibilités de synthèse. Nous proposons toutefois quelques thèmes à considérer comme problématiques de recherches : (a) bi-partition de l'Holocène avec d'abord une tendance à l'extension de tourbe ou de travertin jusqu'à une phase d'incision (fin Atlantique ou début Subboréal) vraisemblablement

sous commande principale climatique (mais sans synchronisme strict à l'échelle d'une région ni même d'un cours d'eau) ; (b) différentes périodes de fortes activités hydrologiques, voire de crises érosives locales : fin Atlantique/début Subboréal ?, vers 3,0 ka BP ?, vers le 2^e siècle apr. J.-C. ?, (c) dépôt massif de limon ou d'argile d'inondation lié aux activités médiévales.

Une synthèse est proposée pour chaque sous-bassin versant, accompagnée de réflexions méthodologiques, de prospectives et de propositions de recherches. Toutes les propositions ne peuvent être exécutées dans le strict cadre de notre activité en archéologie préventive (notamment l'étude du comblement profond de la vallée flamande). Toutefois, l'archéologie préventive peut indéniablement être une pourvoyeuse majeure de connaissances dès que les observations stratigraphiques sont complétées par quelques analyses.

Abstract

The French upstream catchment of the Scheldt river consists of high-land (chalky plateaux) and a low-land (sandy and clayed hills and low plains). It is characterized by the absence of major river and (in the low country) by continuous Quaternary sedimentary cover and gentle slopes. The Quaternary fill of the valley bottom is relatively little studied despite the interest of the records. These can be classified into three groups: Pleniglacial Weichselian deposits, anterior ones or subsequent ones.

Among the deposits anterior to the Pleniglacial, we distinguish the Early Glacial ones from older ones. Early Glacial layers can be preserved over large areas in the low-land in favor of protection of the subsequent loess and progradation of slopes (for example the Deûle river valley in the Lille region). The Warneton Early Glacial pedostratotype (in the Leie river plain) is commented. In our opinion, a new study is needed to confirm it or possibly diminish its age. In all cases, it is a Weichselian peaty formation of major interest which deserves a complement of environmental studies.

The valley bottoms deposits anterior to the Weichselian can be of three different natures: (a) accumulations of gravel layers at the foot of high country (southern Liei river plain, Scheldt-Haine rivers confluence plain) during several climatic cycles, (b) shallow isolated Eemian deposits, preserved in favor of the hazards of the palaeogeographic evolution of wide plains (site of Waziers in the Scarpe river plain), (c) Saalian and Eemian fluvial layer about twenty meters deep in the Leie river plain or in downstream section of the Deûle and Marque rivers. In this case, they fill the "Flemish valley" in continuity with the Belgian downstream part. The chronostratigraphy and changes of longitudinal bed rock slopes in the French part suggest a recent morphogenesis (since Saalian) probably related to the paleogeographic evolution of the North sea basin. The Weichselian fluvio-aeolian filling which overlain anterior deposits seems atypical for the Pleistocene and could also be related to the paleogeographic evolution. Anyway, the sedimentary records of the Middle Pleistocene suggest an almost stable tectonic balance almost stable during the Quaternary. This is in

accordance with the geographical position between the uplifted Paris basin and subsiding Belgian-Dutch one. The fact contributes to the poor preservation of the oldest deposits.

Particular attention has been paid to Pleniglacial records of fluvial activity on slopes and in the upstream extremities of the talwegs network. Some evidence suggests that development of the talwegs network is due to rapid morphogenetic phases linked with thermokarstic phenomena. The lower and middle pleniglacial weichseliens are poorly documented. Indirect evidences suggest a strong fluvial activity during the Lower Pleniglacial. Some buried silt formations are attributed to the Middle Pleniglacial, without certainty. The lower limit of the Upper Pleniglacial is erosive. The Upper Pleniglacial is divided into: (a) a phase of intense fluvial activity which is extended up to the upstream extremity of the network and on the slopes (permafrost context), (b) from about 22 ka, a severe shrink of the active hydrographic network and a massive fluvio-aeolian filling which is in stratigraphic continuity with the loess cover on slopes. Deflation locally permits dunes growth (particularly in the Scarpe river plain). We propose a model for the morphosedimentary evolution of a small valley in loess area context during the Weichselian Upper Pleniglacial. The Weichselian Upper Pleniglacial morphosedimentary heritage is the late Weichselian Pleniglacial is prevalent. It explains the proposed stratigraphic subdivision.

Lateglacial is mainly known through the complementary records of Houplin-Ancoisne and of Dourges. They are proposed as stratotypes for the low-land and compared to about fifteen other sites in the study area. The presence of lake sites relate the North of France low country to the northern plains. Divergence observed in the evolution of water levels in the late Bølling and early Allerød early could be indicative of changes in seasonal patterns of rainfall. Available data on the Younger Dryas allow the following subdivision: (a) a dry start to 11.0 ka BP, comparable to the Intra Allerød Cold Period, (b) development of discontinuous permafrost (Dourges is the southernmost evidence), (c) erosive crisis on slope (rapid gullies development), (d) regular fluvial activity between about 10.7 and 10.4 ka BP, (e) a severe dry phase.

The fragmentation of data about the Holocene limits the possibilities of synthesis. However, we propose some topics which have to be considered as research issues: (a) bi-partition of the Holocene with, during the first part a tendency to the peat or travertine extension and, at Late Atlantic or Early Subboreal a new incision phase probably under the main control of the climate (but without strict synchronism in a region or even for the same river); (b) different periods of strong hydrological activities, or even local erosive crises : Late Atlantic / Early Subboreal, about 3.0 kya BP?, during the 2nd century AD?, (C) massive silty or clayed flood-deposit linked to medieval activities.

We proposed a synthesis in each sub-catchement, with methodological considerations, perspectives and research proposals. All the proposals can't be strictly carried out within our preventive archeology activities (in particular research about deep feeling of the Flemish Valley). However, preventive archeology can undoubtedly be a major provider of knowledge when stratigraphic observations are complemented by few analyzes.

II.1 - Les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien

Résumé détaillé (les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien)

La région de Lille : porte d'entrée dans la problématique

Au 19^e siècle, Jules Ladrière avait reconnu, dans la vallée de la Deûle à l'ouest de Lille, un emboîtement de nappes alluviales entre lesquelles s'intercale une couverture limoneuse de versant. Les alluvions anciennes, limoneuses et coquillères, peuvent être recouvertes d'alluvions grossières plus récentes (« diluvium »). Dans les années 1990, sur le même versant, le limon coquillier alluvionnaire est retrouvé à Lambersart « Les Conquérants ». Il est limité vers l'ouest par des dépôts de versants saaliens. Il est daté par palynologie du Début Glaciaire weichselien. Un dépôt grossier (le « diluvium » de Ladrière) est combiné à une érosion sur versant et en fond de vallée. Mince et épars sur le versant, le dépôt grossier est continu et plus épais dans la vallée. L'ensemble est recouvert par plusieurs mètres de loess du Pléniglaciaire supérieur. Outre les observations de Ladrière, d'autres dépôts limoneux coquilliers peuvent être corrélés à Lambersart « Les Conquérants » : à Sequedin (observation proche faite par Jean Sommé) et à Seclin « Hôpital » (plus en amont dans un vallon affluent). Sur la base de la présence de végétaux thermophiles décrits par Jules Ladrière, nous proposons en revanche un âge eemien à l'observation ancienne du limon coquillier à Wambrechies au « Fort du Vert Galant », à la jonction avec la plaine de la Lys.

L'abondance des sondages géotechniques dans la région de Lille permet une bonne perception de la stratigraphie. Les formations du Début Glaciaire weichselien sont préservées en bas de versant sous le loess du Pléniglaciaire. La Marque, moins étudiée, semble présenter les mêmes caractéristiques en aval de l'axe anticlinal du Mélantois. Dans la vallée de la Deûle, deux cycles glaciaires sont conservés (depuis le Saalien) sur près de 20 mètres d'épaisseur, au pied du versant sous le vent du

pays de Weppes. Sur un petit secteur situé près de la frontière dans la vallée de l'Escaut même (Lys-lez-Lannoy, Hem, Toufflers), le même phénomène est observé avec des dépôts quaternaires qui atteignent jusqu'à 33 mètres d'épaisseur (base à -10 mètres IGN69) et intègrent au moins deux nappes graveleuses. Les vallées de la Deûle et de l'Escaut présentent le même dispositif morpho-sédimentaire en aval de l'anticlinal du Mélantois.

La plaine de la Lys : un nouveau regard

Nos données personnelles n'apportent pas d'éléments nouveaux sur le comblement ancien de la large plaine de la Lys. Elle est essentiellement colmatée par des dépôts du Pléniglaciaire weichselien. L'épaisseur totale du Quaternaire est irrégulière. Elle dépasse 20 mètres au droit des deux incisions maximales. Ces dernières, inscrites dans l'argile yprésienne, sont déconnectées des tracés hydrographiques en surface. Le Pléniglaciaire weichselien scelle des formations de l'Eemien vers la cote zéro. Elles ont été étudiées en carottage à Erquinghem-sur-la-Lys par Sommé *et al.* (1996). Une relecture des coupes des briqueteries de Warneton (pédostratotype du Début Glaciaire), à la frontière belge, est proposée. Les sédiments limoneux et tourbeux observés pourraient être des dépôts fluviaux et alluviaux organiques liés à un chenal développé dans une plaine d'inondation en contexte périglaciaire, éventuellement au cours du Pléniglaciaire weichselien. Si une simple relecture des données ne permet pas de redéfinir le pédostratotype de Warneton, rien dans les données anciennes ne permet de lever notre doute. Mais qu'elle soit du Début Glaciaire ou du Pléniglaciaire, la formation de Warneton est l'unique cas connu d'un dépôt tourbeux attribuable au Weichselien dans la zone d'étude, et ce à relativement faible profondeur (à partir d'environ 5 mètres de profondeur). Elle nécessiterait indéniablement de nouvelles investigations.

Un dépouillement des sondages géotechniques disponibles à la « Banque du Sous-Sol » du Bureau de Recherches Géologiques et Minières indique une concentration des dépôts graveleux sur la frange sud de la plaine. Les mentions plus au nord sont rares, mais existent. Contrairement à Paepe (1965), nous ne pensons pas que cette répartition implique un drainage antérieur des rivières artésiennes vers la vallée de l'Aa *via* le sillon de Neuffossé. La raréfaction des mentions de graviers vers le nord de la plaine peut s'expliquer par la prédominance de la charge sableuse au-delà des cônes de déjection artésiens. Des dépôts organiques profonds rencontrés dans plusieurs sondages sont attribués aux alluvions du Début Glaciaire ou du Pléniglaciaire weichselien, ou à des dépôts eemiens. Deux sondages au sud de la plaine, au débouché de la Lawe, indiquent une tourbe particulièrement épaisse (base à -9 mètres IGN69). S'il se trouvait confirmé, ce dépôt serait lié à l'affaissement tectonique d'un bloc du substratum et présenterait un potentiel d'enregistrement élevé.

La prépondérance du Pléistocène supérieur dans le remblaiement de la plaine et l'absence de sédiment antérieur au Saalien interrogent. Paepe (1965) l'explique par une morphogenèse et une activité tectonique récente. À notre avis, la représentation presque exclusive du Weichselien est essentiellement due à un apport éolien important sans commune mesure avec les cycles glaciaires précédents.

La plaine de la Scarpe : l'outsider placé gagnant

Avec une épaisseur d'environ 7 m de comblement quaternaire, la plaine de la Scarpe présente un bilan sédimentaire bien plus modeste que la région de Lille ou la plaine de la Lys. Des formations organiques présentes sur le *bed rock* sableux au nord de la plaine avaient été cartographiées par Hervé Fourrier. Il pourrait s'agir, sans certitude, de formations fluviatiles du Début Glaciaire weichselien. Mais la connaissance du remplissage quaternaire s'est surtout enrichie de la découverte récente, à Waziers au nord de Douai,

d'un chenal eemien de la paléo-Scarpe conservé à la faveur d'une probable défluviation du cours d'eau à son entrée dans la plaine. Les alluvions eemiennes, présentes sous trois mètres de dépôt fluvio-éoliens weichseliens, sont composées de graviers, de sable, de travertin et de tourbe. La bonne représentation de dépôts (localement plus de deux mètres), la présence de faune, de bois, de matériel archéologique et la conservation des pollens permettent déjà de considérer la formation de Waziers comme un gisement majeur. Son exploration et exploitation restent à mener.

L'Escaut, cet inconnu

Dans la plaine de confluence Escaut-Haine, le bilan sédimentaire quaternaire peut atteindre une douzaine de mètres, mais les détails de la stratigraphie restent méconnus. Le dépouillement des sondages géotechniques a relevé une seule occurrence de description de tourbe sous un bas de versant. Une ébauche cartographique permet surtout de mettre en évidence un dépôt quaternaire complexe avec plusieurs axes d'incisions du *bed rock* et plusieurs zones d'épandages de graviers. La préservation d'alluvions grossières antérieures au Weichselien et un système de nappes emboîtées sur plusieurs kilomètres de large sont très probables, mais les données disponibles ne permettent pas d'en dessiner formellement la stratigraphie. Elles sont corrélatives de nappes présentes sur le glacis du haut-pays (transect à Quiévrechain) et correspondent vraisemblablement à plusieurs cycles glaciaires.

Dans le haut-pays, des formations fluviatiles litées limoneuses organiques et gleyifiées ont été rencontrées sous le loess en bas de versant à Poix-du-Nord (bassin amont d'un affluent de l'Escaut). Bien qu'isolée, l'observation indique que les possibilités de conservation de dépôts ante-pléniglaciaire (Début Glaciaire weichselien ?) ne sont pas limitées aux pédo-complexes de versant ni aux dépôts alluviaux des larges plaines du bas-pays : une conservation peut exister dans les fonds de vallon amont en contexte loessique.

La conservation des formations antérieures au Pléniglaciaire weichselien : tableau synoptique

Des formations attribuables au Début-Glaciaire weichselien sont présentes dans toute la zone d'étude. Leur conservation semble essentiellement liée au dépôt ultérieur de loess (Pléniglaciaire weichselien) et à la progradation consécutive des bas de versants, à l'image du versant du Weppes dans la région de Lille.

Seul le bas-pays présente une conservation de dépôts antérieurs au Weichselien dans le fond de vallée. Il peut s'agir :

- (a) de **nappes graveleuses déposées en piedmont du haut-pays** et accumulées sur des épaisseurs pouvant dépasser une dizaine de mètres (plaine de la Lys, plaine de confluence Escaut-Haine) ;
- (b) de **dépôts eemiens isolés conservés à faible profondeur** (à ce jour, seul le site de Waziers dans la plaine de la Scarpe est attesté) ;
- (c) de **nappes emboîtées dans la terminaison française de la vallée flamande** (plaine de la Lys et système Deûle-Marque en aval du Mélandois, Escaut à l'est du Ferrain).

La terminaison française de la vallée flamande et l'évolution quaternaire du bas-pays

La terminaison française de la vallée flamande se caractérise par une brutale rupture de pente. Celle-ci s'exprime sur l'argile yprésienne de la plaine de la Lys et, avec encore plus de vigueur, sur la craie de l'anticlinal du Mélandois, à Lille. Un dispositif similaire se répète vraisemblablement à Tournai. Dans la vallée flamande, seuls sont représentés le Saalien (SIM 6) et l'Eemien (5e) à une altitude proche du Weichselien (5d à 2) sur une épaisseur totale de plus de 20 mètres (en prenant en compte les recouvrements et les interstratifications éoliennes saaliennes et weichseliennes). L'âge et la géométrie des dépôts de la vallée française sont conformes aux données connues en Belgique : creusement maximum au Saalien, présence d'Eemien, emboîtement de nappes du Saalien au Weichselien à une altitude proche et abondance des dépôts éoliens depuis le Saalien.

La nature, le volume et la géométrie des formations conservées depuis le Saalien dans la vallée flamande contrastent avec la parcimonie des dépôts et en particulier des dépôts ante-weichseliens en dehors de celle-ci (seules les formations résiduelles sont présentes sur les interfluves à environ 50 m au-dessus du niveau de base). Ceci peut être expliqué de plusieurs façons :

- (a) À l'échelle du Quaternaire, le bas-pays est en conformité avec les données structurales et tectoniques régionales : entre une région nettement en subsidence (au nord) et une région en surrection (au sud), il paraît relativement stable à l'échelle du Quaternaire.
- (b) La morphologie de la vallée flamande est susceptible d'être le résultat d'une accélération de l'incision du réseau hydrographique dans le substrat cénozoïque tendre. Cette morphogénèse répondrait à une évolution paléogéographique du bassin de la mer du Nord dans une logique d'érosion régressive (abaissement du niveau de base au Saalien ?). Le caractère récent du phénomène à l'échelle du Quaternaire expliquerait les anomalies des profils longitudinaux dans les parties distales (plaine de la Lys, régions de Lille et de Tournai) avec en particulier leur adaptation à la structure anticlinale du Mélandois (percement inachevé à travers les roches relativement plus dures du Mésozoïque et du Paléozoïque). Nous soupçonnons que le même phénomène a facilité la capture saalienne de l'Aa vers la mer du Nord et l'abandon de l'ancien cours vers la Lys via la vallée de Neuffossé.
- (c) L'apport massif de sédiments éoliens a joué un rôle important dans le remblaiement de la terminaison française de la vallée flamande depuis le Saalien et surtout au Weichselien. Ceci suggère une modification du bilan sédimentaire éolien à partir de la fin du Pléistocène moyen. Le phénomène suivrait la même logique de modifications paléogéographiques des zones sources du bassin de la mer du Nord.

Detailed abstract (the deposits anterior to the Weichselian Pleniglacial)

The Lille area: a gateway to the problematic

In the 19th century, Jules Ladrière recognized interbedded alluvial layers, interstratified with loamy slope sediments, westwards of Lille in the Deûle river valley. The ancient alluvia are shelly and loamy. They may be overlain by coarse alluvia. In the 1990s, an alluvial shelly loam was rediscovered in Lambersart "The Conquerors" on the same slope. It is bounded on the west by Saalian slope deposits and is dated palynologically to the Early Weichselian Glacial. A coarse deposit (Ladrière's "diluvium") was associated with erosion of both the slope and valley bottom alluvial formations. Thin and sparse on the slope, the deposit was continuous and thicker in the valley. The whole is covered by several meters of Upper Pleniglacial loess. Other observations may be correlated with that of Lambersart "Les Conquéranants": those of Sequedin (observation by Jean Sommé), Seclin "Hôpital" (made further upstream in a small tributary valley) and Douvrin (further upstream in a tributary valley). We suggest however an Eemian age for the shelly loam in Wambrechies "Fort du Vert-Galant" (at the intersection with the Leie Plain), based on the presence of thermophilic plants described by Jules Ladrière.

The abundance of geotechnical borings in the Lille region allows relatively good understanding of the stratigraphy. Some Weichselian Early Glacial deposits are preserved under the Pleniglacial loess at the foot of the slope. The less studied Marque River valley shows the same characteristics in the reach downstream of the Mélantois anticline axis. In the Deûle river valley, two last glacial cycles are preserved in about 20 meters of deposit, at the bottom of the leeward slope of the Weppes country (post Saalian). The same phenomenon is observed in the Scheldt valley itself in a small area near the Belgian border (Lys-lez-Lannoy, Hem, Toufflers), with quaternary deposits up to 33 m thick (at -10 m IGN69 survey) integrating at least two gravelly strata. The valleys of the Deûle and Scheldt show the same morpho-sedimentary situation below the Mélantois anticline.

The Leie plain: a fresh look

Our own data do not change our understanding of the ancient infilling of the broad Leie River plain which was essentially filled by Weichselian Pleniglacial deposits. The total thickness of Quaternary deposits is irregular but exceeds 20 meters above the two deepest incisions (which do not coincide with the surface hydrography). The Weichselian Pleniglacial locally seals formations from the Eemian (Erquinghem-sur-la-Lys, according to an analysis of core by J. Sommé). A reinterpretation of the Warneton brickyard cross-sections along the Belgian border is proposed. The silty and peaty sediments could be a fluvial and organic alluvial deposits linked with a channel and a flood plain in a periglacial context, possibly during the weichselian Pleniglacial. Although a simple reinterpretation of the cross-section is not sufficient to allow redefinition of the Warneton pedo-stratotype. Nothing in the old data allays our doubts. Whatever the Warneton formation is the single known example of weichselian peat in the study area and certainly merits new investigations.

A study of geotechnical cores and borings recorded in the "Banque du Sous-Sol" indicates a concentration of gravelly deposits over the southern fringe of the plain. Mentions of gravels further North are rare but do exist. Unlike R. Paepe, we don't think that this distribution implies former artesian river drainage toward the Aa valley via the Neuffossé furrow. The scarcity of observations of gravels toward the north of the plain can be explained by sand dominated load beyond the artesian alluvial fans. Deep organic deposits encountered in several cores are attributed to Weichselian Early Glacial alluvia or to Eemian deposits. Two borings at the South of the plain at the mouth of the Lawe river show an especially thick peat (bottom at -9 meters datum). If confirmed this deposit should be linked to the tectonic subsidence of a bloc of substratum and it would potentially be an important record.

The predominance of Upper Pleistocene sediments in the plain infilling and the absence of sediment anterior to the Saalian raises a question. Roland Paepe explains it by morphogenesis and recent tectonic activity. According to us, the almost exclusive Weichselian infilling is essentially caused by aeolian input incomparable to that of earlier glacial cycles.

The Scarpe plain: the ranked outsider

With about 7 meters of Quaternary infilling the Scarpe plain has a sedimentary balance much more modest than the Lille region or the Leie plain. Hervé Fournier defined an area where organic formations are present over the sandy bed-rock. These could possibly be fluvial formations of the Weichselian Early Glacial. The knowledge of the quaternary infilling of the plain has been improved with the recent discovery of an Eemian channel of the Scarpe in Waziers (north from Douai) under 3 meters of fluvio-aeolian Weichselian deposits. The channel has probably been preserved thanks to a defluviation of the river outlet in the plain. The Eemian alluvia are compounded of gravel, sand, calcareous tuffa and peat. The alluvia thickness (more than two meters locally) and the presence of bones, wood, archaeological remains, the pollens preservation already allow consideration of the Waziers formation as one of the major Eemian deposits in the northwest of Europe. Field exploration and exploitation have yet to be done.

The unsung Scheldt

In the Scheldt-Haine confluence plain, the quaternary sediment balance is up to 12 meters thick, although the stratigraphic details are poorly known. The analysis of geotechnical drillings revealed a single instance of peat, described from the foot of a slope. The draft map highlights a complex quaternary deposit with several axes of bedrock incisions and gravel fans. The preservation of pre-Weichselian coarse alluvia and a system of jointed layers spanning several kilometers appears to be quite likely, however the available data are not sufficient to explicitly draw the stratigraphy. Corollaries of the fluvial sheets on the gently sloping uplands (Quiévrechain cross-section), they probably appear to correspond to several cycles.

In the uplands, gleyed organic bedded silty fluvial deposits have been observed under loess at the slope bottom in Poix-du-Nord (in the upstream reach of a tributary of the Scheldt). This observation, although unique in the study area, suggests the possibility that conservation of ante-pleniglacial deposits (Weichselian Early Glacial ?) is not limited just to soil complexes on the slopes nor to alluvial deposits in the wide lowland plains. Conservation is also possible in the upstream valley bottoms in loessic contexts.

Preservation of formations anterior to the Weichselian Pleniglacial: an overview

Formations attributable to the Weichselian Early Glacial are present throughout the study area. Their preservation seems mainly due to the subsequent deposition of loess (Weichselian Pleniglacial) and the resulting slope progradation, as in the Weppes slope example in the Lille area.

Only in the lowland may ante-Weichselian deposits be found in the valley bottoms. These can be :

- a) **gravels alluvial layers in the highland piedmont** (Leie plain, Scheldt-Haine confluence plain) ;
- b) **shallow isolated eemian deposits** (the only attested example to date is the Waziers site in the Scarp plain) ;
- c) **nested alluvial layers in the French portion of the Flemish valley** (Leie plain, Deûle-Marque rivers system downstream of Mélantois, Scheldt east of Ferrain)

The French portion of the Flemish valley and the quaternary evolution of the lowland

The French end of the Flemish valley is characterised by an abrupt change in slope gradient. Both in the Ypresian clay of the Leie plain and even more stronger in the Mélantois anticline chalk at Lille. A similar situation seems probable at Tournai. Over a total thickness of more than 20 meters only Saalian (MIS 6), Eemian (5e) and Weichselian (5d to 2) are present in the Flemish valley (taking into account overlaid and interstratified Saalian and Weichselian aeolian formations). Deposits age and geometry for the French valley match the known data for Belgium: maximum incision in the Saalian and presence of Eemian to Weichselian jointed layers at a similar elevation with an abundance of aeolian deposits since the Saalian.

The Nature, abundance and geometry of formations preserved since the Saalian in the Flemish valley contrast with the parsimony of such deposits elsewhere, especially ante-Weichselians ones (only residual formations exist in interfluvia from around +50 m above base level). This can be explained in several ways :

- a) In a long time perspective, throughout the Quaternary and in accordance the regional structural and tectonic data, study area appears to be relatively stable, located south of a clearly subsiding zone and north of a zone of uplift.
- b) The morphology of the Flemish Valley could be the result of an accelerated incision of the hydrologic network in the soft Cenozoic substratum. This morphogenesis could respond to a paleogeographic evolution of the North Sea basin in a head-ward erosion model (lowering of the base level during the Saalian ?). The recent nature of the phenomenon in the Quaternary time scale explains the anomalies in the distal portions of the longitudinal profiles (Leie plain and Lille, Tournai areas) and

especially their adaptation to the Mélantois anticline feature (incomplete downcutting through the harder Mesozoic and Paleozoic rocks). We suspect the same phenomenon facilitated the Aa river capture towards the North Sea and the abandonment of the ancient course of the Neuffossé.

- c) The massive input of Aeolian sediment has played an important rôle in the infilling of the French end of the Flemish valley since the Saalian and above all the Weichselian. This suggests a modification of the aeolian sedimentary balance since the end of the Middle Pleistocene. The phenomenon also implies palaeogeographic changes in the source zones in the North Sea basin.

Figure 197 - Lys and Aa rivers terraces at the high country / low country boundary

A – projection of figure 172 « Lys and Aa river terraces » from Sommé (1977, figure 172)

B – projection of figure 170 « Aa river terraces » from Sommé (1977, figure 170)

C – location of figure 223

« L » et « Y » are the boundaries of outcrops of Landénin (sands) and Yprésien (clays), after the BRGM 1/50000 geological maps: Guines (Bonte et al., 1968), de Cassel (Waterlot, 1968), de Desvres (Leplat et al., 1982) and Saint-Omer (Desoignies and Thibaut, 1982); the dotted line indicates boundaries hidden by quaternary deposits
red line: faults after the 1/50000 geological maps

Figure 197 - Complexes de terrasses alluviales de la Lys et de l'Aa à la limite haut et bas-pays

A – projection de la figure « Terrasses de la Lys et de l'Aa » de Sommé (1977, figure 172)

B – projection de la figure « Terrasses de la vallée de l'Aa » de Sommé (1977, figure 170)

C – localisation de la figure 223

« L » et « Y » sont les limites des affleurements du Landénien (sables) et de l'Yprésien (argiles) d'après les cartes géologiques 1/50 000 de Guines (Bonte et al., 1968), de Cassel (Waterlot, 1968), de Desvres (Leplat et al., 1982) et de Saint-Omer (Desoignies et Thibaut, 1982), avec trait discontinu pour les limites masquées par la couverture quaternaire
traits rouges : failles d'après les cartes géologiques 1/50 000

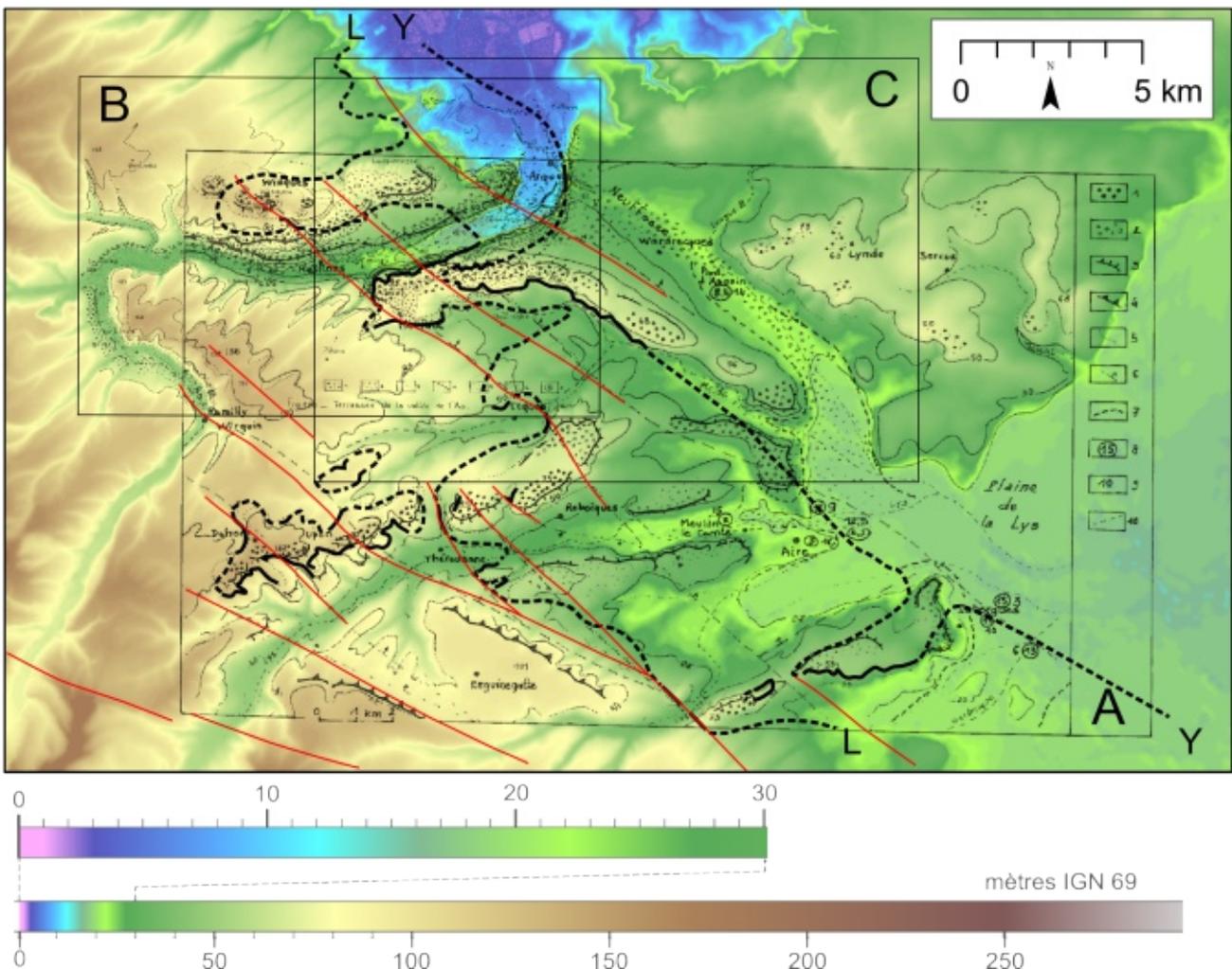
Introduction

La présence de témoins fluviaux antérieurs aux dépôts attribuables au Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée est un caractère original de la zone d'étude. Cette première partie de synthèse est consacrée à leur recensement et analyse.

Des nappes alluviales étagées existent dans le bassin français de l'Escaut. Dans le haut-pays, l'incision du réseau hydrographique permet l'individualisation de nappes étagées jusqu'à la fin du Pléistocène moyen (Tavernier et De Moor, 1974 ; Sommé, 1977b, 1978b ; Tuffreau *et al.*, 1982). Le débouché des rivières artésiennes dans le bas-pays en offre de bons exemples (figure 197). Dans le bas-pays lui-même, les nappes étagées sont plus épisodiques, difficiles à caractériser et à dater. Elles se présentent sous la forme de cailloutis épars altérés et remaniés en position d'interfluve ou sur versant. Leur plus grande parcimonie et dispersion est attribuée à la rareté des matériaux grossiers disponibles dans le

substrat tertiaire et aux déplacements latéraux importants du réseau fluvial au Pléistocène inférieur et au début du Pléistocène moyen (Tavernier et De Moor, 1974 ; Sommé, 1977b). Par définition, nous ne les aborderons pas ici et nous nous consacrerons aux formations observées en fond de vallée (figures 198 et 199, table 34).

La région de Lille peut être considérée avec les travaux de Jules Ladjrière comme le berceau de la recherche sur les dépôts de fond de vallée antérieurs au Pléniglaciaire. Le même secteur a aussi été celui où l'auteur du mémoire a fait ses premières armes. Lille est en outre une des terminaisons méridionales de la « vallée flamande » et bénéficie de nombreuses données géotechniques. Pour ces raisons (épistémologie, intérêt intrinsèque du terrain, abondance des points d'observations), nous pouvons considérer la région de Lille comme une porte d'entrée vers les problématiques soulevées par la présence des dépôts les plus anciens en fond de vallée.



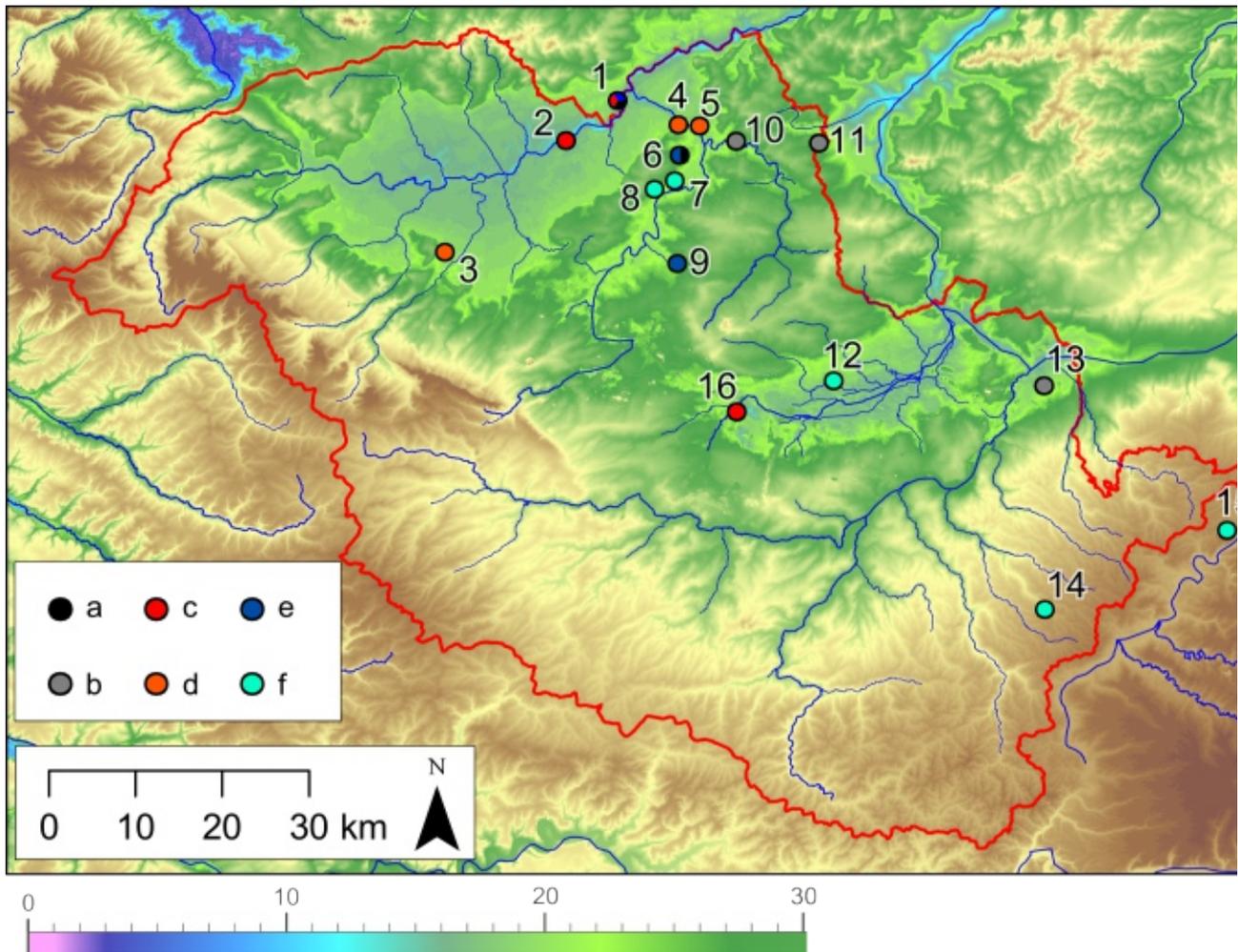


Figure 198 - Localisation des dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée

voir table 34

fond de carte : MNT d'après BDalti IGN, prolongé d'après SRTM3 (E.U. d'Amérique)

a – nappes fluviatiles et/ou dépôt éolien, Saalien au Début Glaciaire weichselien

b – nappes fluviatiles, Saalien au Début Glaciaire weichselien (probable)

c – dépôts fluviatiles organiques ou sol, Eemien

d – dépôts fluviatiles organiques, Eemien (probable)

e – dépôts fluviatiles, limon ou limon avec débris organiques, Début Glaciaire weichselien

f – dépôts fluviatiles, limon ou limon avec débris organiques, Début Glaciaire weichselien (probable)

1 – Warneton

2 – Erquinghem-sur-la-Lys

3 – Hinges

4 – Wambrechies « Fort du Vert-Galant »

5 – Wambrechies, sondage

6 – Lambersart « Les Conquérants »

7 – Lomme-Canteleu

8 – Sequedin

9 – Seclin « Hôpital »

10 – Marque, A22

11 – Lys-lez-Lannoy

12 – haute plaine de la Scarpe

13 – Plaine de confluence Escaut-Haine

14 – Poix-du-Nord

15 – Neuf-Mesnil (bassin de la Sambre)

16 – Waziers

Figure 198 - Location of deposits anterior to the Weichselian Pleniglacial in the valley bottoms

see table 34

map background : DEM according BDalti IGN, continuation based on SRTM3 (USA)

a – fluvial sheets and/or aeolian deposits, Saalian to Weichselian Early Glacial

b – fluvial sheets and/or aeolian deposits, Saalian to Weichselian Early Glacial (probable)

c – fluvial organic deposits or soil, Eemian

d – fluvial organic deposits, Eemian (probable)

e – fluvial deposits, silt or silt with vegetal remains, Weichselian Early Glacial

f – fluvial deposits, silt or silt with vegetal remains, Weichselian Early Glacial (probable)

Table 34 - Recensement des dépôts de fond de vallée antérieurs au Pléniglaciaire weichselien

Table 34 - Inventory of valley bottom deposits anterior to the Weichselian Pleniglacial

n°	nom / name	localisation / location	précision localisation / location precision	source	description et commentaire / description and commentary
1	Warneton	plaine de la Lys / Leie plain	Belgique, contigu à la zone d'étude, fond de vallée / Belgium, adjacent to the study area, valley bottom	Paeppe, 1964, 1967	complexe de sols (Eemien - Début Glaciaire weichselien) + tourbe et alluvions liées à débris organiques (Début Glaciaire weichselien) Soils complex (Eemian - Weichselian Early Glacial) + peat and bedded alluvia with organic remains (Weichselian Early Glacial)
2	Erquinghem-sur-la-Lys	plaine de la Lys / Leie plain	fond de vallée / valley bottom	Sommé, 1996	alluvions organiques, Eemien / organic alluvia, Eemian
3	sondages Hinges	plaine de la Lys / Leie plain	fond de vallée / valley bottom	BSS, 192X260 et 269/F1	sondages géotechniques peu détaillés, mention d'une tourbe épaisse et profonde, Eemien ? reste à confirmer / geotechnic boring with few details, thick and deep peat mention, Eemian ? remained to be confirmed
4	Wambrechies "Fort du Vert-Galant"	entrée vallée de la Deûle dans la plaine de la Lys / Deûle valley outlet in the Leie plain	bas de versant / valley bottom	Ladrière, 1883	alluvions à débris organiques thermophiles, Eemien ? alluvia with thermophilic organic remains
5	sondage Wambrechies	entrée vallée de la Deûle dans la plaine de la Lys / Deûle valley outlet in the Leie plain	fond de vallée / valley bottom	BSS 142D0142/F1	sondage géotechnique ancien et détaillé, description d'une tourbe, Eemien ? old and detailed geotechnic boring, peat description, Eemian ?
6	Lambersart "Les Conquétrants"	vallée de la Deûle / Deûle valley	bas de versant / slope bottom	Deschoot, 2008	alluvions, Début Glaciaire weichselien + nappe alluviale scellée par un dépôt de versant saalien / alluvia, Weichselian Early Glacial + alluvial sheet covered with Saalian slope deposit
7	Lomme-Canteleu	vallée de la Deûle / Deûle valley	bas de versant / slope bottom	Ladrière, 1885, 1886	alluvions avec restes organiques, Début Glaciaire weichselien ? alluvia with vegetal remains, Weichselian Early Glacial ?
8	Sequedin	vallée de la Deûle / Deûle valley	bas de versant / slope bottom	Sommé, 1977	alluvions, Début Glaciaire weichselien ? / alluvium, Weichselian Early Glacial ?
9	Secin "Hôpital"	vallée de la Deûle / Deûle valley	vallée affluente / valley bottom	Deschoot, 2008	alluvions avec débris organiques, Début Glaciaire weichselien alluvia with organic remains, Weichselian Early Glacial ?
10	vallée de la Marque, partie aval	vallée de la Marque / Marque valley	fond de vallée, bas de versant / valley bottom, slope bottom	ce travail / this study partie II.1-1.3.4 et figure 211	alluvions, débris organiques, Début Glaciaire weichselien probable + nappe alluviale saalienne probable probably Weichselian Early Glacial + likely Saalian alluvial sheet
11	Lys-lez-Lannoy	Escaut, bassin frontalier / Scheldt, border catchement	bas de versant / slope bottom	Sommé 1977 + ce travail / this study, partiel II.1-4.1	alluvions, débris organiques, nappe alluviale saalienne probable alluvia, organic remains, likely Saalian alluvial sheet
12	plaine de la Scarpe	plaine de la Scarpe / Scarpe plain	haute plaine / high plain	Fourrier, 1989	mention de matière organique associée à des alluvions, Début Glaciaire weichselien ? organic matter linked to alluvia, Weichselian Early Glacial ?
13	plaine de confluence Escaut-Haine	vallée de l'Escaut / Scheldt valley	fond de vallée, bas de versant / valley bottom, slope bottom	ce travail / this study, partie II.1-4.2.1 et figure 231	nappes graveleuses complexes, soupçon de dépôts ante-weichselien complex gravelly sheets, suspicion of deposits prior to Weichselian
14	Poix-du-Nord	Ruisseau de la Fontaine, affluent de l'Escaut / Ruisseau de la Fontaine, Scheldt tributary	bas de versant / slope bottom	Henton et Deschoot, 2005a	formation liée avec matière organique, Début Glaciaire weichselien ? bedded deposit with organic matter, Weichselian Early Glacial ?
15	Neuf-Mesnil	bassin de la Sambre / Sambre river catchment	fond de vallon sec, hors zone d'étude / dry valley, out of the study area	Oudry-Braillon, 2011	limon avec matière organique, Début Glaciaire weichselien ? silt with organic matter, Weichselian Early Glacial ?
16	Waziers "Bas Terroir"	plaine de la Scarpe / Scarp plain	débouché de la pelée-Scarpe dans la plaine / paleo-Scarpe river outlet in the Scarpe plain	Rorive, 2012 ; Sergent et Petite, 2013 ; Antoine et al., 2013	sable - travertin - tourbe + bois - os, matériel archéologique, Eemien sand - calcareous tuffa - peat + wood, bone, archaeological remains, Eemian

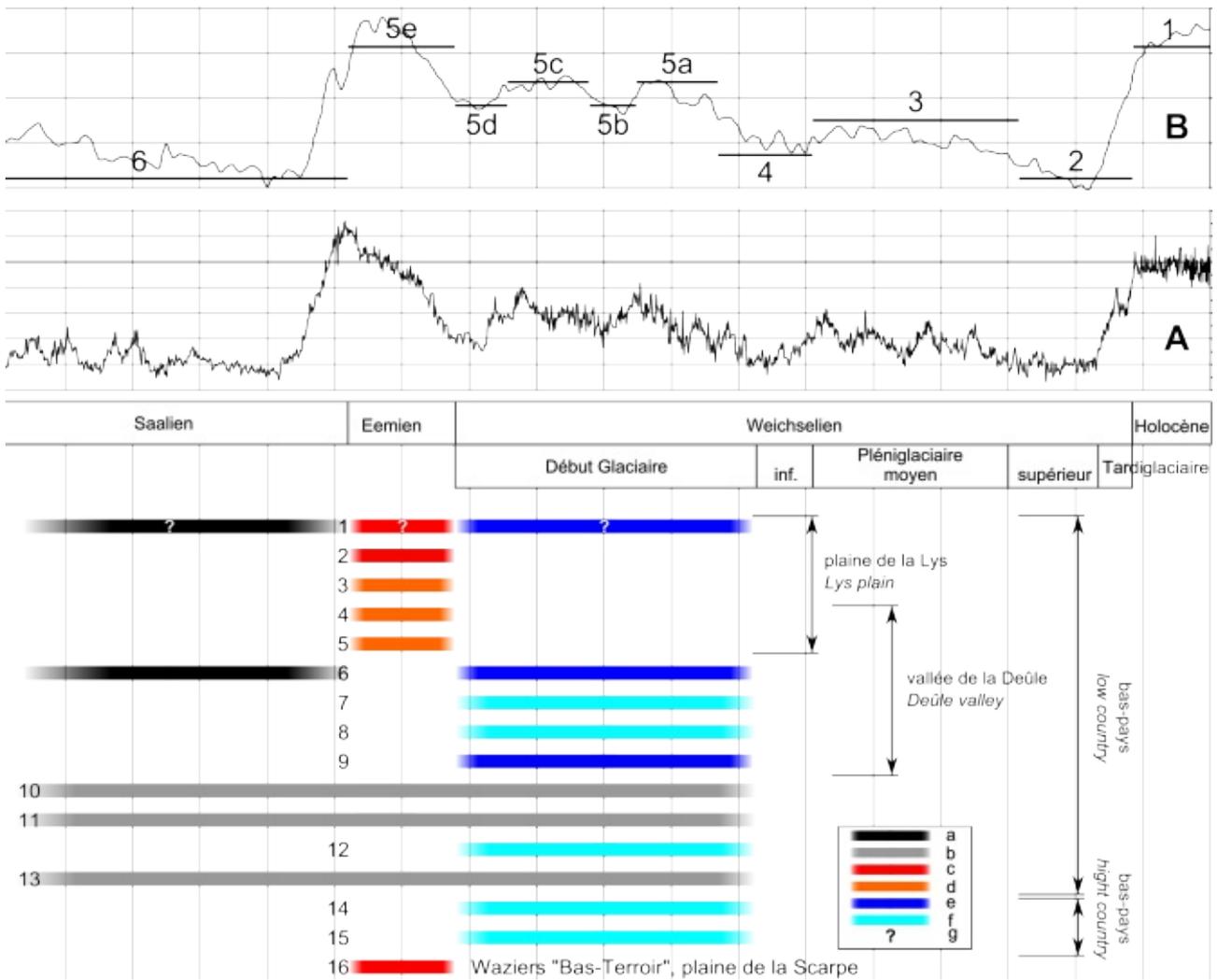


Figure 199 - Frise chronologique des dépôts de fond de vallées antérieurs au Pléniglaciaire weichselien

- a – dépôt saalien
- b – dépôt saalien probable
- c – dépôt eemien
- d – dépôt eemien probable
- e – dépôt du Début Glaciaire weichselien
- f – dépôt du Début Glaciaire weichselien probable
- g – investigations complémentaires nécessaires
- 1 à 15 - voir figure 198 et table 34

A – Extrait de la courbe delta 18O benthique d'après (Lisiecki et Raymo, 2005) et stades isotopiques marins, données : Lisiecki, LE; Raymo, ME (2005): (Appendix 2) Global Plio-Pleistocene sedimentation rates. doi:10.1594/PANGAEA.701577, In Supplement to: Lisiecki, Lorraine E; Raymo, Maureen E (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
 B – Extrait de la courbe de variation des températures (delta °C par rapport à l'actuel) du sondage glaciologique Vostock, d'après (Petit et al., 1999), données : Vostok Ice Core Data for 420,000 Years, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-076. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA

Figure 199 - Temporal Diagram of valley bottom deposits anterior to the Weichselian Pleniglacial

- a – Saalian deposit
- b – probable Saalian deposit
- c – Eemian deposit
- d – probable Eemian deposit
- e – Weichselian Early Glacial deposit
- f – probable Weichselian Early Glacial deposit
- g – further research required
- 1 to 15 - see figure 198 et table 34

A – Benthic O18 curve extract (per mil) according to Lisiecki & Raymo (2005) and marine isotopic stades
 B – Temperature curve extract (delta °C modern value), Vostok, ice core, according to Petit et al. (1999)

1. La région de Lille : secteur clef de la problématique

1.1 Les travaux pionniers de Ladrière

Le premier travail consacré en propre à la stratigraphie des alluvions du Nord de la France est dû à Jules Ladrière au 19^e siècle (cf. partie I.1-2.3). Si ses interprétations sont en partie obsolètes, il fait toutefois preuve d'une capacité d'observation hors du commun. En 1886, il met en évidence la présence de formations alluviales anciennes sous les formations limoneuses de bas de versant levées en coupe au nord-ouest de Lille (fort du Vert-Galant, à Wambrechies) et en sondages à l'ouest de Lille (Lomme et à Cantelieu) (Ladrière, 1886).

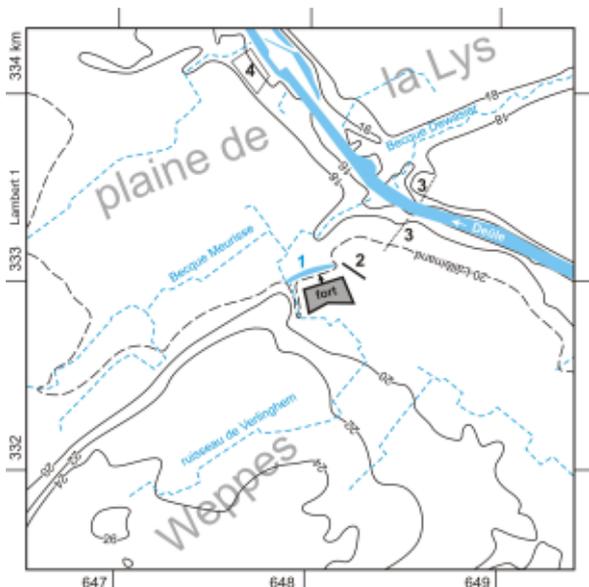


Figure 200 - Localisation des observations proches du « Vert-Galant »

courbes de niveau en mètres IGN 69 (simplifiées, d'après données PPIGE)
 courbe de niveau tiretée : 20 mètres Lallemand (environ 19,3 m IGN 69), d'après carte IGN 1/25000
 1 – fossé de fortification (Ladrière, 1881a, 1883)
 2 – tranchée de chemin de fer (Ladrière, 1883, 1885)
 3 – observations BDL 1310 à 1321 (pont du Vert-Galant)
 4 – observations BDL 1322 à 1331 (Stations d'épuration de Quesnoy-sur-Deûle)

Figure 200 - Localisation of the observations near the « Vert-Galant » fort

contours in meters IGN 69 (simplified from PPIGE data)
 dashed contour line : 20 m Lallemand survey (about 19,3 m IGN 69 survey), according to the 1/25000 IGN map
 1 – fortification ditch (Ladrière, 1881a, 1883)
 2 – railroad cut (Ladrière, 1883, 1885)
 3 – observations BDL 1310 to 1321 (Vert-Galant bridge)
 4 – observations BDL 1322 to 1331 (Quesnoy-sur-Deûle water treatment plant)

1.1.1 Le *diluvium* et limon coquillier du fort du « Vert-Galant »

Le « Fort du Vert-Galant » se situe à la terminaison nord-ouest du pays de Weppes (figure 198, n° 4). La position fortifiée qui domine la plaine de la Lys utilise le versant du pays de Weppes exposé au nord-ouest. Un petit cours d'eau (« Ruisseau de Verlinghem ») passe à son pied avant d'alimenter la plaine de la Lys (figure 200). Après une première mention assez succincte à la Société Géologique du Nord (Ladrière 1881a), il détaille ses observations deux ans plus tard (Ladrière, 1883). Deux zones ont fait l'objet d'observations : la tranchée du fort exposée au nord-ouest et la tranchée de chemin de fer qui borde le fort au nord-est. C'est cette dernière qui fait l'objet d'une coupe (figure 201). Les données sont ultérieurement rappelées dans le compte rendu de l'excursion de la Société Géologique (Ladrière, 1885). Sous les formations limoneuses de versant, Ladrière observe de haut en bas :

- figure 201, unité 3 : une formation grossière fluviale. Elle est présente sur le versant comme dans le talweg : « [le diluvium] diminue d'importance au fur et à mesure que l'on avance vers le sommet du mamelon, et bientôt même il n'a plus qu'une faible épaisseur ; mais en quelque point que l'on pratique une excavation, on en rencontre toujours quelques traces à la base de l'ergon sableux. » (Ladrière, 1883, p. 91). Ladrière insiste sur la présence d'ossements : *Elephas primigenius*, *Hyoena speloea*, *Equus*, *Bos*. L'unité présente des lits organiques au maximum de sa dilatation « sur le flanc du coteau ».
- figure 201, unité 4 : une formation alluviale fine à débris organiques. « un limon gris-bleuâtre sablo argileux, micacé, très calcaire, fort peu homogène, çà et là, il renferme des veinules de sable roux presque pur, dans lequel on trouve de tout petits galets de quartz blanc ; ailleurs, c'est plutôt une argile tourbeuse, contenant des débris végétaux : chêne, if, et quelques coquilles terrestres : Lymnées. » (Ladrière, 1883, p. 91 et 92). Le limon repose par l'intermédiaire d'un fin lit de gravier (unité 5) sur un sable interprété comme substrat yprésien (unité 6).

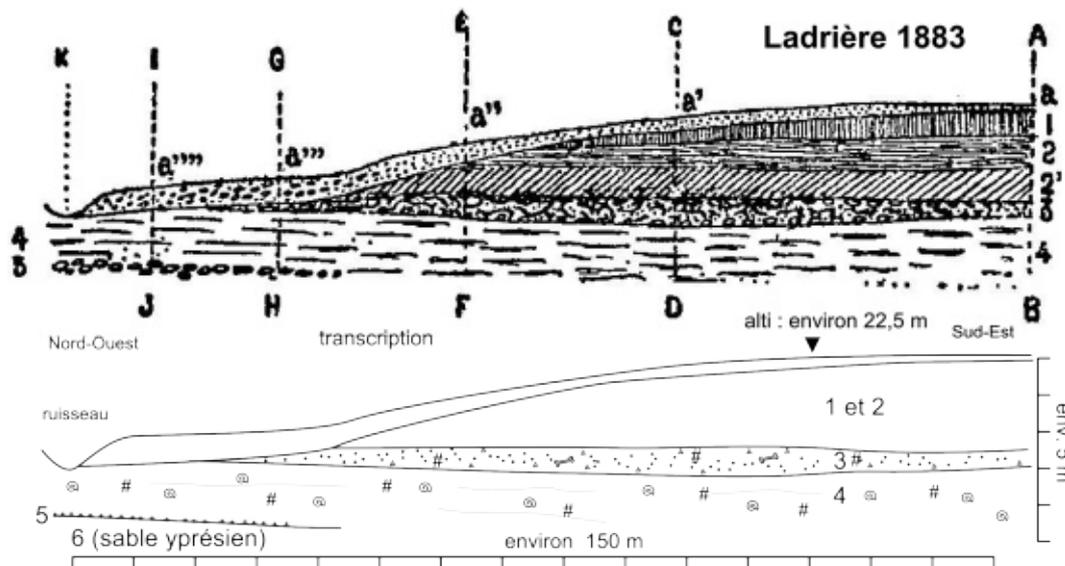


Figure 201 - Fort du Vert-Galant : Coupe observée par Ladrière

Description de Jules Ladrières selon la coupe A-B, avec description complémentaire tirée du texte :

a – Terre végétale ; 0,3 m d'épaisseur

1 – Limon des plateaux (terre à briques) ; 0,3 à 1 m d'épaisseur.

2 – id. fin, sableux, jaune clair ; 0,8 à 1,5

2' – id. sablo-argileux, bariolé ; 1,50 à 2

« 2 et 2' [sont] formés d'un grand nombre de petites veinules de limon très fin, jaune-clair, séparées les unes des autres par des lits très minces de sable presque pur, gris-verdâtre ou roux (...). [Elles] sont continues et parfaitement stratifiées. (...) elles ont une certaine pente vers la vallée. A sa partie inférieure, cette couche devient plus argileuse » (Ladrière, 1883 ; p. 89).

3 – « Diluvium » à cailloux roulés et à ossements (*Elephas primigenius*, *Hyaena speloea*, *Equus*, *Bos*) 0,30 à 0,5 m
« un amas de sable grossier, rempli de concrétions ferrugineuses ou calcaires, généralement aplaties, et de silex tertiaires roulés et éclatés pour la plupart, (...) des grès landéniens (...) » (Ladrière, 1883 ; p. 90)

« Sur le flanc du coteau, à l'endroit de sa plus grande épaisseur, le diluvium semble composé d'éléments plus grossiers à sa base et à sa partie supérieure que vers sa partie moyenne, où l'on rencontre ordinairement du sable presque pur et même de l'argile tourbeuse avec veinules de tourbe. » (Ladrière 1883, p. 91)

4 – Limon très sableux, micacé, gris-bleuâtre, avec coquilles terrestres et débris végétaux 1 m partie visible.
« limon gris-bleuâtre sablo argileux, micacé, très calcaire, fort peu homogène, ça et là, il renferme des veinules de sable roux presque pur, dans lequel on trouve de tout petits galets de quartz blanc ; ailleurs, c'est plutôt une argile tourbeuse, contenant des débris végétaux : chêne, if, et quelques coquilles terrestres : Lymnées. Dans les tranchées du fort, ce limon n'a été entamé que sur une profondeur d'un mètre environ » (Ladrière 1883 ; p. 91 et 92)

5 – Diluvium inférieur

« mince couche de gravier »

6 – Sable verdâtre

7 – Argile des Flandres (non présent sur la coupe)

8 – Sable Landénien (non présent sur la coupe)

Figure 201 - Vert-Galant Fort, Jules Ladrière's cross section

Description according to Jules Ladrière (AB section), with additional description from (Ladrière 1883)

a – Topsoil, 0.3 m thick

1 – plateau loam (brick earth), 0.3 to 1 m thick.

2 – id., fine, sandy, light yellow, 0.8 to 1.5 [m thick]

2' – id. sandy clay, mottled, multicolor, 1.50 to 2 [m] thick

"2 and 2' [are] formed a large number of small veins of very fine light yellow loam, separated from each other by very thin beds of almost pure sand, greenish grey or red (...). [They] are continuous and well stratified. (...) They have a dip to the valley. At its lower part, this layer is more clayed" (Ladrière, 1883; p. 89).

3 – "Diluvium" with water rolled stones and bones (*Elephas primigenius*, *Hyaena speloea*, *Equus*, *Bos*), 0.30 to 0.5 m thick
"A drift of coarse sand, filled with ferruginous or calcareous concretions, usually flattened, and mostly tertiary rolled flints, broken for the most part, (...) Landenian sandstone (...)." (Ladrière, 1883; p. 90)

"At the hillside at the location of its greatest thickness, the diluvium seems to consist of coarser elements at the bottom and in the upper part than in the middle, where we usually find almost pure sand, and even peaty clay with veins of peat." (Ladrière, 1883; p. 91)

4 – Bluish-grey very sandy, micaceous, loam, with terrestrial shells and plant debris, 1 m visible.

"(...) very calcareous and not very homogeneous, scattered veins of almost pure red sand with small white quartz pebbles, or veins of peaty clay with plant remains : oak, yew, and some land-shells: Lymnaea. In the fort trenches, the loam has been dug to a depth of one meter" (Ladrière, 1883; p. 91 and 92)

5 – lower Diluvium

"thin gravel layer"

6 – green sand

7 – Flanders Clay (not present on the cross section)

8 – Landenian sand (not present on the cross section)

1.1.2 La « glaise à Succinées » à Lomme et Canteleu : une profonde vallée sous le bas de versant

Des formations alluviales qui se distinguent par leur profondeur et position stratigraphique sous les limons de versant ont été repérées en sondages dès le 19^e siècle dans la vallée de la Deûle à l'ouest de Lille (Ladrière, 1885, 1886) (figure 198, n° 7). Ladrière (1886) a pu présenter une synthèse des observations des formations quaternaires de la vallée de la Deûle à Lille (figure 202). La coupe générale a été reprise et simplifiée par Gosselet (1903) dans son Esquisse géologique du Nord de la France. Ces auteurs distinguent nettement deux « assises » quaternaires. L'assise inférieure est composée d'une « glaise bleue à *Succinées* » (avec passages sableux et débris végétaux) sur des sables et graviers, le tout (respectivement D, E et F sur la figure 202) reposant sur le *bed rock* sous la cote zéro. L'assise supérieure comporte des formations de versant et de fond de vallée : formation limoneuse sur versant (A et B), dépôt grossier sur versant et fond de vallée (C), « tourbe et limon de lavage » (figure 202, « a »). L'ancienneté de l'assise inférieure est cependant nettement mise en évidence par les formations de versant qui la recouvrent (Ladrière, 1881b, 1886).

1.1.3 Peu de recherches ultérieures

Jules Ladrière n'aura guère de successeurs après la Première Guerre mondiale. Les études sur les alluvions sont par la suite sporadiques. Il faut attendre les années 1950 pour que les fortes épaisseurs de remblaiement observées dans les sondages géotechniques redeviennent un thème de recherche (Bonte, 1955).

Jean Sommé aborde la problématique du remblaiement ancien des vallées du bas-pays (Sommé, 1977b ; p. 609 à 617). Il associe le creusement maximum des vallées en aval de l'axe du Mélandois au creusement ante-eemien de la vallée flamande, soulignant un remblaiement saalien et un âge eemien des formations organiques ou tourbeuses sporadiquement rencontrées. Il illustre son propos par une coupe de la vallée de la Deûle au niveau de Lille (figure 203). L'essentiel des commentaires est réalisé à partir de données géotechniques. Toutefois, il mentionne l'observation fugace faite dans la briqueterie de Sequedin d'un limon bleu à malacofaune sous les loess pléniglaciaires qu'il attribue à l'Eemien (Sommé, 1977b ; p. 304). Cette observation est dans la même position morphologique que celles de Ladrière (figure 198, n° 8).

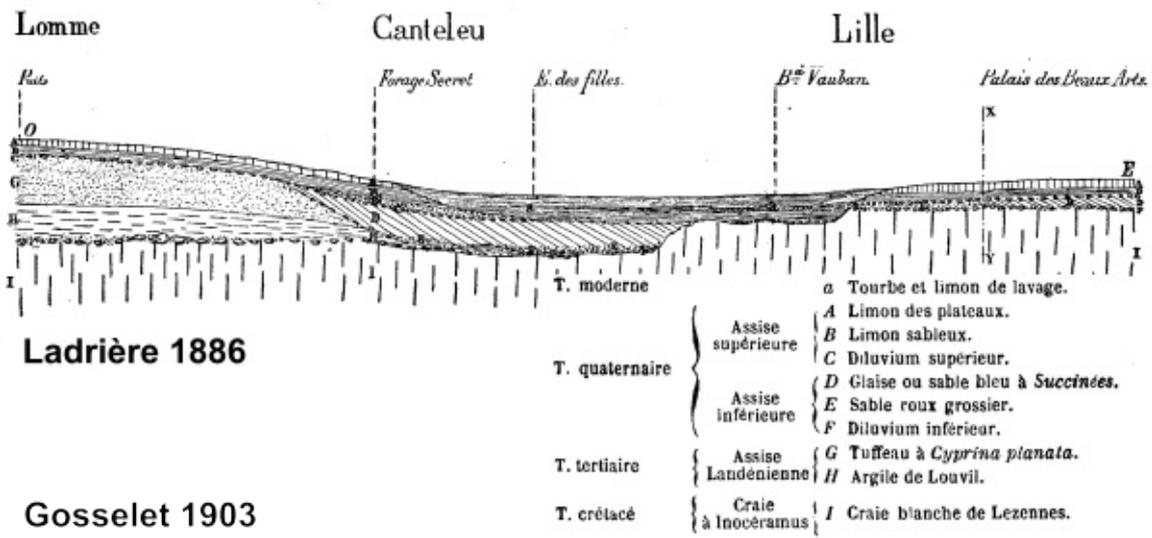
1.2 Lambersart « Les Conquérants » : une transition versant-fond de vallée sous les loess du Pléniglaciaire weichselien

À l'ouest de Lille à Lambersart « Les Conquérants » (Deschodt *et al.*, 2008) (figure 198, n° 6) un nettoyage de talus auto-routier a permis la redécouverte de ces formations anciennes (présentation détaillée dans la partie 1.2-). Le site est en position de bas de versant concave loessique en pente faible (moins de 1 pour mille), à environ 1,5 km du lit mineur holocène de la Deûle. La stratigraphie suivante a pu être mise en évidence, avec de bas en haut (figures 33 et 204) :

- unité 1 : une formation sablo-limoneuse attribuée à une formation versant ante-weichselienne, et corrélée au dépôt ante-weichselien des coupes déjà étudiées dans la briqueterie de Lambersart par Sommé (1968, 1977b) (quelques centaines de mètres plus en hauteur sur le versant) ;
- unité 2 : un limon coquillier fluvial (photo 3 et figure 35) ;
- unité 3 : une formation grossière (cailloutis d'argile) correspondant à une érosion aréolaire sur le versant et passant vers la vallée à une formation fluviale litée (photo 2 et figure 36) ;
- unités 4 à 7 : une couverture loessique typique attribuée au Pléniglaciaire weichselien (photo 1).

Les différentes observations, les analyses malacologiques (menées par Nicole Limondin-Lozouët, partie 1.2-3.2) et les analyses palynologiques (menées par André-Valentin Munaut, partie 1.2-3.1) de l'unité 2 soulignent l'humidité du lieu (dépôts alluviaux de fonds de vallée, éventuel dépôt en chenal). Le cortège des malacofaunes indique un climat froid rigoureux tandis que l'enregistrement palynologique correspond à un contexte de phase froide du Début Glaciaire en cours d'évolution vers un interstade.

L'unité 2, dépôt de fond de vallée, est limitée vers l'ouest par l'ancien versant (unité 1). Les deux unités sont érodées par une forte activité fluviale qui s'exprime de manière aréolaire. L'érosion a détruit la totalité des sols développés sur le versant. Elle a remanié l'industrie lithique et la faune. Ces éléments se retrouvent épars associés à l'unité 3, corrélative du niveau d'érosion, présente sur le versant



Ladrière 1886

Gosselet 1903

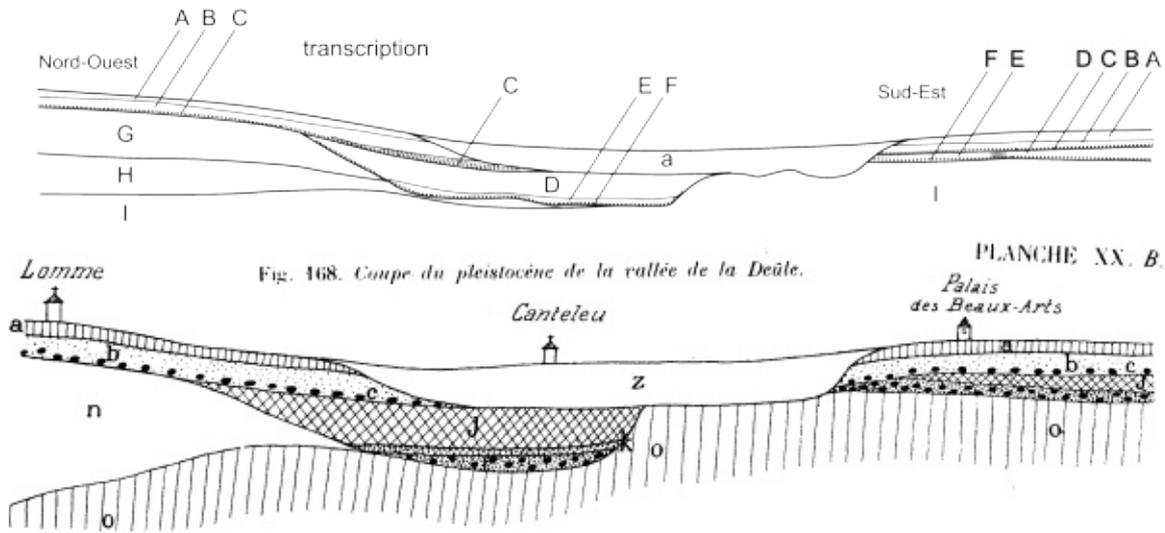


Figure 202 - Coupes de la vallée de la Deûle à Lille (fin du 19^e siècle et début 20^e siècle)

Figure 202 - Deûle river valley cross-section in Lille, late 19th century and early 20th century

- Ladrière 1886 :**
 terrain moderne
 a — tourbe et limon de lavage
 terrain quaternaire (assise supérieure)
 A — limon des plateaux
 B — limon sableux
 C — diluvium supérieur
 terrain quaternaire (assise inférieure)
 D — glaise ou sable bleu à Succinées
 E — sable roux grossier
 F — diluvium inférieur
 Terrain tertiaire (Landénien)
 G — tuffeau à *Cyprina planata*
 H — argile de Louvil
Gosselet 1903 :
 z — Terrain holocène
 a — Limon supérieur
 b — Ergeron
 c — Gravier supérieur
 d — limon gris cendré
 j — glaise
 k — sable (diluvium)
 l — gravier (diluvium)
 n — sable tertiaire
 o — craie

- Ladrière 1886 :**
 Modern surface :
 a — peat and « washed silt »
 Quaternary formation (upper strata)
 A — table land loam
 B — sandy loam
 C — upper diluvium
 Quaternary formation (lower strata)
 D — blue loamy clay or sand with *Succinea*
 E — coarse red sand
 F — lower diluvium
 Tertiary formation (Landenian)
 G — « tuffeau » (sandstone) with *Cyprina planata*
 H — « Louvil » clay
Gosselet 1903 :
 z — Holocene formation
 a — upper silt
 b — « ergeron » (calcareous loess)
 c — upper gravel
 d — ash-gray silt
 j — loamy clay
 k — sand (diluvium)
 l — gravel (diluvium)
 n — tertiary sand
 o — chalk

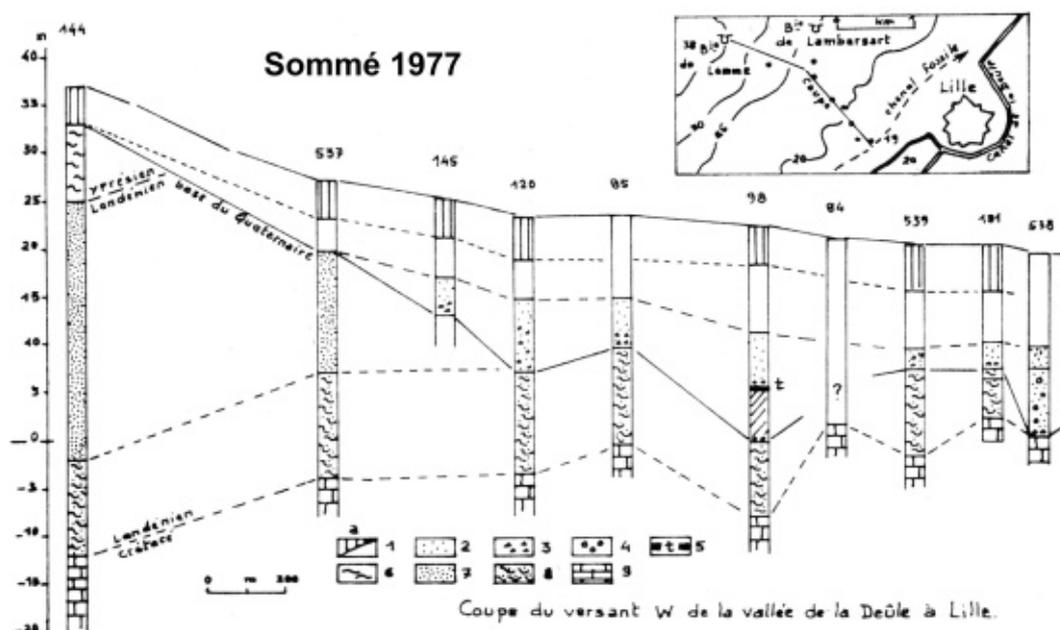


Figure 203 - Coupe du versant ouest de la vallée de la Deûle à Lille

d'après Sommé (1977b)

- 1 – Weichselien, a) loess de couverture
- 2 – Pléistocène antéweichselien
- 3 – silex
- 4 – cailloux de craie
- 5 – tourbe
- 6 – argile yprésienne
- 7 – sables d'Ostricourt
- 8 – tuffeau - argile de Louvil
- 9 – craie

Figure 203 - Crosssection of the West slope of the Deule River valley at Lille

after Sommé (1977b)

- 1 – Weichselian, a) loess cover
- 2 – Pleistocene pre-Weichselian
- 3 – flint
- 4 – chalk gravels
- 5 – peat
- 6 – Ypresian clay
- 7 – Ostricourt sands
- 8 – « tuffeau » - Louvil clay
- 9 – chalk

comme dans le fond de vallée contemporain. Elle exhibe d'ouest en est une évolution de faciès rapide en fonction de la position paléogéographique (figure 204, cartouche C, et figure 205). D'abord discontinue et irrégulière sur le versant (au contact de l'unité 1), l'unité 3 s'épaissit et se dépose sous forme graveleuse dans de petites ravines sur environ cinquante mètres en bordure du versant (figure 36). Au-delà, l'unité 3 forme des lits réguliers limono-sableux.

Par la suite, les accumulations loessiques pléniglaciaires ont entraîné la progradation du versant sur les formations de fond de vallée antérieures, tout en les protégeant (cf. partie II.2.4.3.2).

1.3 Corrélations locales

1.3.1 Des témoins bien représentés dans la vallée de la Deûle

La succession stratigraphique mise en évidence à Lambertsart « Les Conquérants » (limon alluvial coquillier / érosion et dépôts grossiers sur versant et fond de vallée / formation loessique de versant, figure 204) se retrouve en même position morphologique (bas de versant doux, à la jonction avec le fond de vallée) et à une altitude proche en plusieurs endroits du versant (table 35 et figure 206). Nous pouvons la corréler aux observations historiques de Jules Ladrière à Lomme et Canteleu (Ladrière, 1885, 1886), ainsi qu'à l'observation de Jean Sommé à Sequedin (Sommé, 1977b).

Une corrélation peut également être proposée avec l'observation de Seclin « Hôpital » (partie I.7- et figure 206, n° 9) pour laquelle nous disposons de quelques données palynologiques. La mauvaise conservation des pollens ne permet

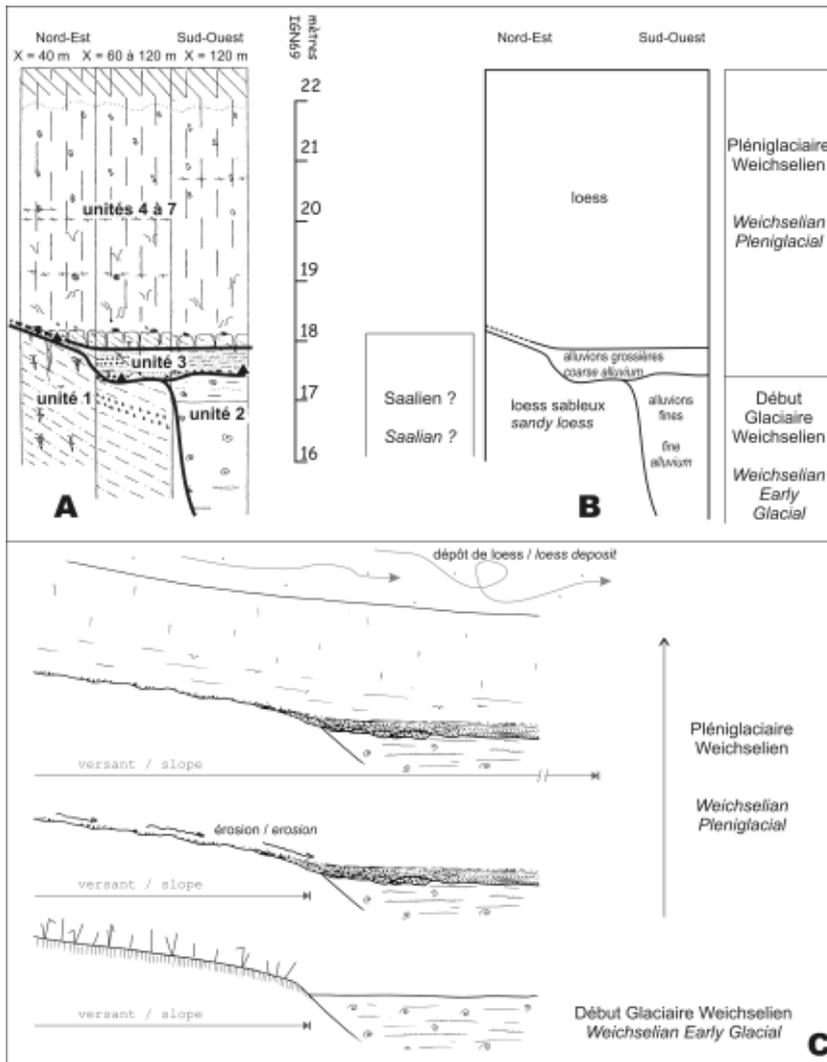


Figure 204 - Lammersart « Les Conquéranants » : synthèse

A – Synthèse litho-stratigraphique (figure 33)

B – Interprétation chronologique

C – Evolution supposée de la zone

Figure 204 - Lammersart « Les Conquéranants » : synthesis

A – Litho-stratigraphic synthesis (figure 33)

B – Chronological interpretation

C – Reconstructed evolution of the area

pas de traitement statistique sur le limon fluviatile à restes végétaux retrouvé dans le petit vallon affluent de la Deûle. Toutefois, la variété des taxons présents permet d'envisager un âge Début Glaciaire. À Seclin comme dans tous les autres lieux cités, un dépôt fluviatile grossier érode et recouvre le limon coquillier. Les accumulations de sables et graviers interstratifiés sont corrélatives d'écoulements abondants et d'une érosion des versants crayeux du sud du Mélantois (comparaison avec le site du Paléolithique moyen proche de Seclin, figure 214). Par la suite, et comme dans les autres lieux, les alluvions grossières sont recouvertes d'un dépôt loessique, traduisant un écoulement nul ou très faible dans le talweg.

1.3.2 Le cas du fort du Vert-Galant : un témoin interglaciaire

A. Un limon eemien à Quercus et Taxus ?

L'unité fluviatile composée de limon coquillier du fort du Vert-Galant présente un faciès identique et une position stratigraphique similaire à celui de Lammersart « Les Conquéranants », si ce n'est son développement sur le substrat argileux yprésien (figure 201). Le « Diluvium supérieur » remonte sur le versant. Directement sous-jacent aux formations limoneuses de versant, il peut être corrélé aux formations grossières observées à Lammersart. Stratigraphie, faciès et position morphologique permettraient de corréliser le limon coquillier du Vert-Galant avec celui de Lammersart. C'est ce que nous avons d'ailleurs déjà fait, (Deschodt *et al.*, 2008), mais probablement à tort. En effet, la présence de macrorestes végétaux thermophiles (*Quercus*) exclut une attribution au Début Glaciaire. Ladrière rapporte également la

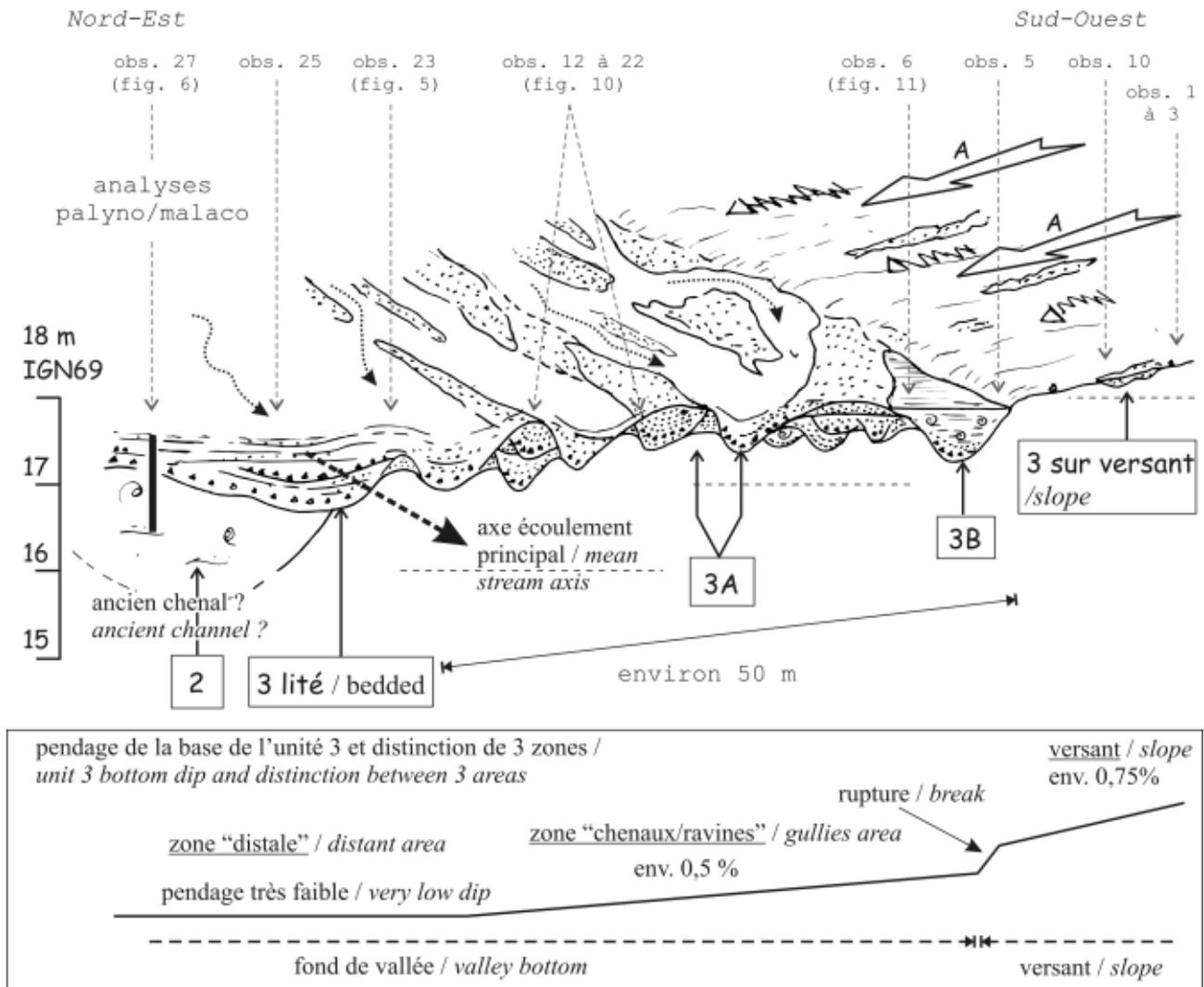


Figure 205 - Lambersart « Les Conquérants » : Conditions de dépôt de l'unité 3

Hypothèse d'un contact versant/fond de vallée et dépôt corrélatif d'une érosion du versant.

A – érosion aréolaire sur versant à pente faible (<1%) d'une couverture sédimentaire à dominante sableuse ; probable décapage des sols antérieurs par des écoulements peu concentrés

2 – dépôt de limon coquillier en fond de vallée humide au cours d'une phase froide du Début Glaciaire, évolution vers un interstade tempéré

3 – versant/dépôts sporadiques de sables et graviers sur le versant érodé

3A – écoulements rapides, incision de multiples petites ravines très mobiles, sédimentation grossière de sables et graviers avec enregistrement de quelques figures cryogéniques

3B – écoulements calmes, décantation et dépôt limon coquillier (éventuellement interstratifié avec 3A)

3 lité – dans l'axe de drainage principal, collecte des eaux provenant du versant, érosion de 2 puis dépôts très régulièrement lités de limon et sable

Figure 205 - Lambersart "Les Conquérants": Unit 3 deposit conditions.

Hypothesis of a slope/valley bottom contact correlated with deposition of slope erosion colluvium

A – sheet erosion on a mainly sandy low grade slope (<1%), probable scouring of earlier layers by poorly concentrated wash

2 – deposition of shelly loam settlement in the humid valley bottom during an Early Glacial cold phase with a trend toward a temperate interstadial

3 – sporadic slope deposits of sands and gravels

3A – rapid flows, incision of numerous small gullies, coarse sands and gravels with a record of a few cryogenetic features

3B – calm flows, decantation and deposition of shelly loam (becoming interbedded with 3A)

3 bedded – regular layers in the main drainage axis, concentration of the flows coming from the slope, erosion of unit 2 followed by deposition of very regular layers of silt and sand

Corrélations stratigraphiques				évolution morpho-sédimentaire			attribution chrono.
Lambersart « les Conquérants »	Wambrechies « Fort du Vert-Galant »	Sequedin	Seclin « Hôpital »	versant	fond de vallée à proximité du versant	centre vallée	
unité 5 – loess calcaire gleyifié et cryoturbé à concrétions rouilles (à partir de 18 m)	alternance de limon et sable très finement lité, pendage vers la vallée / vers le versant : limon gris panaché à concrétion ferrugineuses	loess calcaire (au dessus de 20 et 21 m)	sable et loess calcaire sableux, lité	dépôt régulier (épais sous le vent) de loess typique	progradation du versant	dépôts de lits de loess et de loess sableux en fond de vallée, petits chenaux méandriformes très mobiles	Pléni-glaciaire supérieur
érosion, cryoturbations		cryoturbation					
unité 4 – formation de limon et sable lités, à fentes de gels, peu épaisse, aux environs de 18 m	?	limon sableux avec nombreuses lignes de petites fentes de gel sur limon lité et cryoturbé	?	dépôt des formations limono-sableuses litées à micro-fentes développement irrégulier sur versant	début progradation du versant ?	dépôt fluvial limono-sableux en fond de vallée ?	
érosion		érosion		?	légère déflation sur les sédiments fluviaux sableux	?	Pléni-glaciaire inférieur et moyen
Unité 3 - formation fluviale épisodique sur le versant, associée à une limite érosive, passant à des dépôts de sable et gravier puis à des lits réguliers de limon et sable dans la vallée ; éléments de grande faune et industrie lithique : de 18,3 m dans le fond de vallée à moins de 17 m localement	"diluviun" de sable et gravier, localement argile tourbeuse, restes de grandes faunes ; se prolonge sous la forme d'une mince couche sur le versant	sable en stratification oblique, aux environs de 17 m : mince niveau présent sur le versant vers 18 m	sable et graviers, lits entrecroisés, environ 20,5 à 19,5 m	érosion fluviale aréolaire (Pays de Weppes) ou en ravines (Méantais), avec remaniement des sols et de leur contenu en pollens, faune, industrie...	accumulation sédimentaire fluviale provenant du versant	?	
érosion	érosion	érosion	érosion		érosion	incision ?	
Unité 2 - formation de limon coquillier, calcaire, quelques lits sableux ; mollusques (principalement de terrains découvert et hygrophile) et enregistrement pollinique de cariçaie attribués à une phase froide du Début glaciaire (apparaît sous 17,4 m et se prolonge au-delà de 16,5 m)	limon gris bleuâtre, calcaire, coquillier, quelques lits de sables, mollusques (Lymnées, Succinées) ; restes végétaux de chêne et d'if	limon gris bleu compact calcaire à coquilles, brunâtre à la partie supérieure (apparaît sous 17 m)	limon bleu avec débris organiques (sous 19,5 m), quelques lits sableux, présence de petites fentes de gel	colluvions et pédogénèses	dépôts limoneux, caractère humide et épisodiquement fluviale ; très probables diachronismes et variations d'environnements (fond de vallée/système chenalisé) au sein de cet ensemble (érosion préalable ?)		Début glaciaire

Table 35 - Corrélation des unités stratigraphiques de Lambersart « Les Conquérants », Sequedin, Wambrechies « Fort du Vert-Galant » et Seclin « Hopital » et ébauche d'une synthèse de l'évolution morphosédimentaire de la vallée au Weichselien

stratigraphic correlation				morpho-sedimentary evolution			chronologic attribution
Lambersart « les Conquéranis »	Wambrechies « Fort du Vert-Galant »	Sequedin	Seclin « Hôpital »	slope	slope toe	central valley bottom	
unit 5 – gleyed and gelliturbated calcareous loess with rusty concretions (since 18 m)	very thinly bedded silt and sand alternation, dipping towards the valley / towards the slope : grey silt with ferric concretions	calcareous loess over 20 et 21 m)	sand and calcareous sandy loess, bedded	steady deposit of typical loess (thick downwind)	prograding slope	loess and sandy loess beds deposits, mobile meandering little channels très mobiles	Upper Pleniglacial
erosion, gelliturbations		gelliturbation					
unit 4 – bedded silt and sand formation, frost cracks, thin, about 18 m	?	sandy silt, numerous little frost crack lines over a gelliturbated bedde silt	?	sandy silt deposits with little frost cracks, irregular	beginning of prograding slope ?	fluvial sandy silt deposits ?	
erosion		erosion		?	light deflation in sandy fluvial sediments	?	Lower and Middle Pleniglacial
Unit 3 – occasional slope fluvial formation, linked to an erosive limit, shifts to sand and gravels deposit then to regular sand and silt beds in the valley bottom ; big mammalian and lithic industry pieces ; since 17 up to 18,3 m in the valley bottom	“diluvium”, locally peaty clay, large mammalian remains, extend to the slope in a thin layer	sand with oblique stratification, about 17 m, thin layer over the slope about 18 m	cross bedded sand and gravels, about 20,5 to 19,5 m	areolar fluvial erosion (Pays de Weppes) or gullying erosion (Mélançois), soils and soils contents reworking (pollen, faun remains, lithic industry)	fluvial sedimentary deposition coming from the slope	?	
erosion	erosion	erosion	erosion		erosion	incision ?	
Unit 2 – shelly silt formation, calcareous, few sandy beds ; shells (open land and hygrophyl species) and palynological sedge meadowe recording allocated to an Early Glacial cold phase (appearance under 17,4, down to 16,5 m)	calcareous, shelly bluish grey silt, few sand beds, oak and yew remains) f	compact shelly calcareous blue grey silt, brownish upper part ; appearance under 17 m	blue silt with vegetal remains (under 19,5 m), few sandy beds, few little frost cracks	colluviums and weathering	silty deposits, damp and sometimes fluvial area ; very likely diachronic deposits and environmental variations (valley bottom/channels system)	(preliminar erosion ?)	Early Glacial

Table 35 - Stratigraphic correlations between Lambersart “Les-Conquéranis”, Sequedin, Wambrechies “Fort du Vert-Galant”, Seclin “Hopital” and a synthesis of the morpho-sedimentary valley evolution during the Weichselian

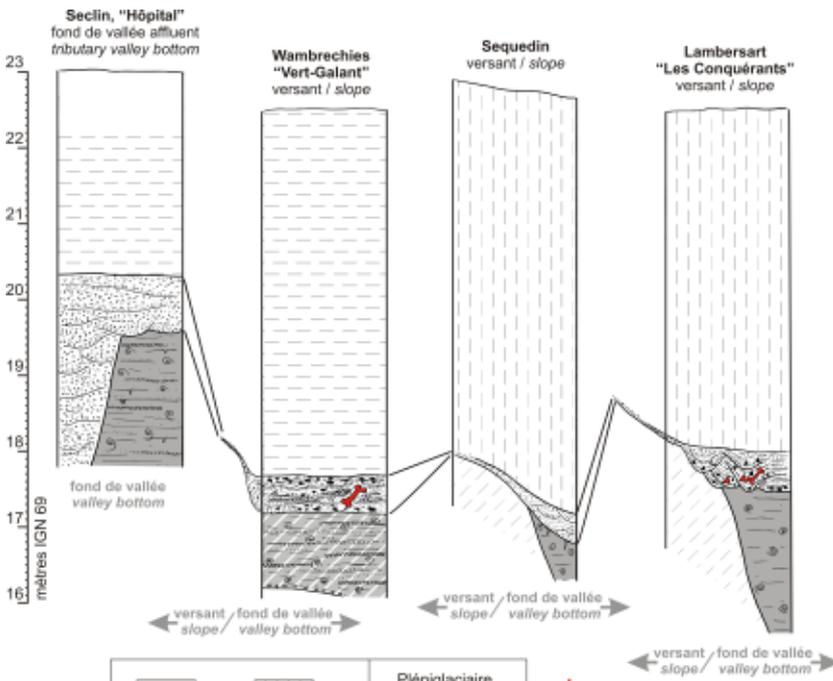


Figure 206 - Logs des observations dans la vallée de la Deûle et corrélations

- 1 - loess lité
- 2 - loess homogène
- 3 - graviers
- 4 et 5 - limon coquillier
- 6 - loess sableux lité
- 7 - faune
- 8 - industrie lithique

Figure 206 - Observation logs and correlations in the Deûle valley

- 1 - bedded loess
- 2 - homogeneous loess
- 3 - gravels
- 4 and 5 - shelly loam
- 6 - bedded sandy loess
- 7 - fauna
- 8 - lithic industry

	1		2	Pléniglaciaire Weichselien	7
	3			Weichselien Pleniglacial	
	4			Début Glaciaire Weichselien Weichselian Early Glacial	8
	5			Eemien ? Eemian ?	
	6			Saalien ? Saalian ?	

Figure 207 - Seclin « Hôpital » : Corrélation avec les observations proches et interprétation chronostratigraphique

Figure 207 - Seclin "Hôpital": Correlation of field observations with chronostratigraphic interpretation

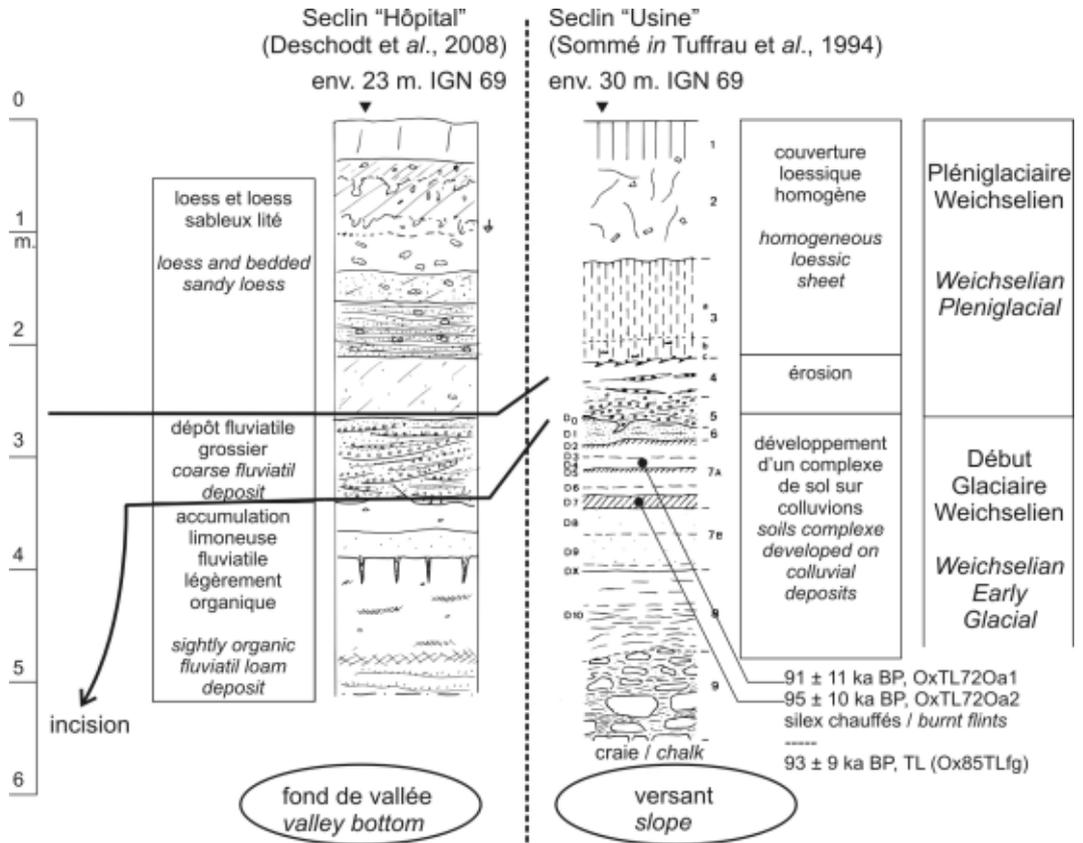


Figure 207 - Seclin "Usine": Correlation of field observations with chronostratigraphic interpretation

présence de *Taxus*. L'if n'est pas présent dans les dépôts proches attribués à l'Eemien, que ce soit à Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996), à Gand (Paepe et Vanhoorne, 1967) ou Anvers (Paepe et Vanhoorne, 1967 ; Vanhoorne et Ferguson, 1997), contrairement à l'Holsteinien d'Herzeele dans la vallée de l'Yser (Sommé *et al.*, 1978). Par contre, il semble bien représenté dans la partie médiane de l'Eemien des Pays-Bas, de l'Europe du Nord et de l'Allemagne (Aalbersberg et Litt, 1998 ; Turner, 2000 ; Verbruggen, 1999 ; Bosch *et al.*, 2000 ; Klotz *et al.*, 2003 ; Kukla *et al.*, 2002 ; Eissmann, 2002 ; Zagwijn, 1996). Son absence sur certains sites pourrait résulter de conditions locales, notamment un engorgement des sols en eau qui est un des facteurs limitants d'une essence qui bénéficie par ailleurs d'une large valence écologique (Rameau *et al.*, 1989). Une humidité croissante des tourbières littorales au cours de l'Holocène est d'ailleurs proposée pour expliquer la disparition de *Taxus* à la fin de l'Atlantique et au début du Subboréal dans les tourbières boisées du littoral belge et de la basse vallée de l'Escaut (Deforce et Bastiaens, 2007).

Les données rapportées par Ladrière ne permettent bien évidemment pas de statuer définitivement sur l'âge des dépôts. Toutefois, la conservation d'une formation avec restes de chêne et d'if sous les formations attribuables au Pléniglaciaire supérieur permet d'envisager un témoin interglaciaire. En l'état des connaissances, un âge eemien est à notre avis le plus probable.

B. Un dépôt en pied de versant ?

Le caractère ponctuel de l'observation de Jules Ladrière et la faible densité des sondages géotechniques proches ne permettent pas d'obtenir une image claire de la géométrie du dépôt à l'extrémité nord du pays de Weppes (figure 200). Ladrière note que « d'après les forages qui ont été faits au fort même ou dans les environs, on peut affirmer que ce dépôt ne forme pas une couche continue, mais qu'il est surtout développé sur le flanc de la vallée » (Ladrière, 1883, p. 92). Il a pu observer les dépôts selon deux axes : celui de la tranchée de fortification et celui du chemin de fer. Bien qu'il associe le dépôt aux alluvions de la Deûle, il ne fait aucune mention de chenal. La coupe nous montre une nappe alluviale régulière et étendue selon l'axe nord-ouest/sud-est. Des sondages effectués à environ 250 mètres plus au nord (BDLD 1310 à 1315) ont rencontré l'argile yprésienne à faible profondeur sous des dépôts fluvio-éoliens et non la nappe décrite par Ladrière. La formation observée au fort s'interrompt donc vers la Deûle (figure 208). La

présence d'un paléo-chenal de la Deûle est peu probable, et ce pour plusieurs raisons. D'une part, la faible épaisseur de la sédimentation et l'absence de « nappe de fond » (seule est mentionnée « une mince couche de graviers » sur un sable appartenant à l'Yprésien) ne semblent pas correspondre aux alluvions d'une rivière de taille moyenne telle la Deûle. D'autre part, la logique paléogéographique privilégie la position d'un cours plus ancien et plus encaissé vers le nord (ci-dessous, partie II.1-1.3.3). L'altitude reconstituée d'après les données publiées situerait le dépôt aux environs de 15 à 17 m IGN69 (altitude similaire aux dépôts attribués au Début Glaciaire, plus en amont, à Lambersart et Sequedin). Elle est largement supérieure à l'altitude des formations eemiennes proches attestées ou supposées, toutes vers la cote zéro (table 36). Faute de données nouvelles, nous proposons d'interpréter la formation comme un dépôt interglaciaire lié à un petit cours d'eau affluent de la Deûle ou, éventuellement, à une zone de sources. Dans tous les cas, le dépôt et sa conservation ont été favorisés par la rupture de pente au pied du versant du Weppes développé dans l'Yprésien. Le passage au sein de l'Yprésien d'une assise sableuse (mentionnée par Ladrière) à une assise argileuse (la seule que nous ayons observée plus au nord) a également pu jouer un rôle dans la topographie ou l'humidité du lieu. Dans tous les cas, la paléo-Deûle contemporaine du dépôt devait probablement se situer plus à distance du versant et nettement en contrebas.

1.3.3 Stratigraphie des dépôts à l'échelle de la vallée : l'apport des sondages géotechniques

Les alluvions anciennes sont bien représentées dans la région de Lille, en deux positions morphologiques (figure 209) :

- en pied du versant sous le vent du Pays de Weppes (Lambersart, Sequedin, Wambrechies),
- dans des vallons secs affluents (Seclin).

Le secteur de Lille, urbanisé et riche en sondages géotechniques (plusieurs milliers) permet également de construire des transects. Ceux-ci replacent les dépôts dans le contexte morphostratigraphique de la vallée. Le transect « A », présenté sur la figure 210 est une version simplifiée et interprétée de la figure 48. Le « B » est une interprétation de celui réalisé via Lambersart « Les Conquérants » (figure 40). Le « C » est celui du Vert-Galant (figure 208) pris en compte pour

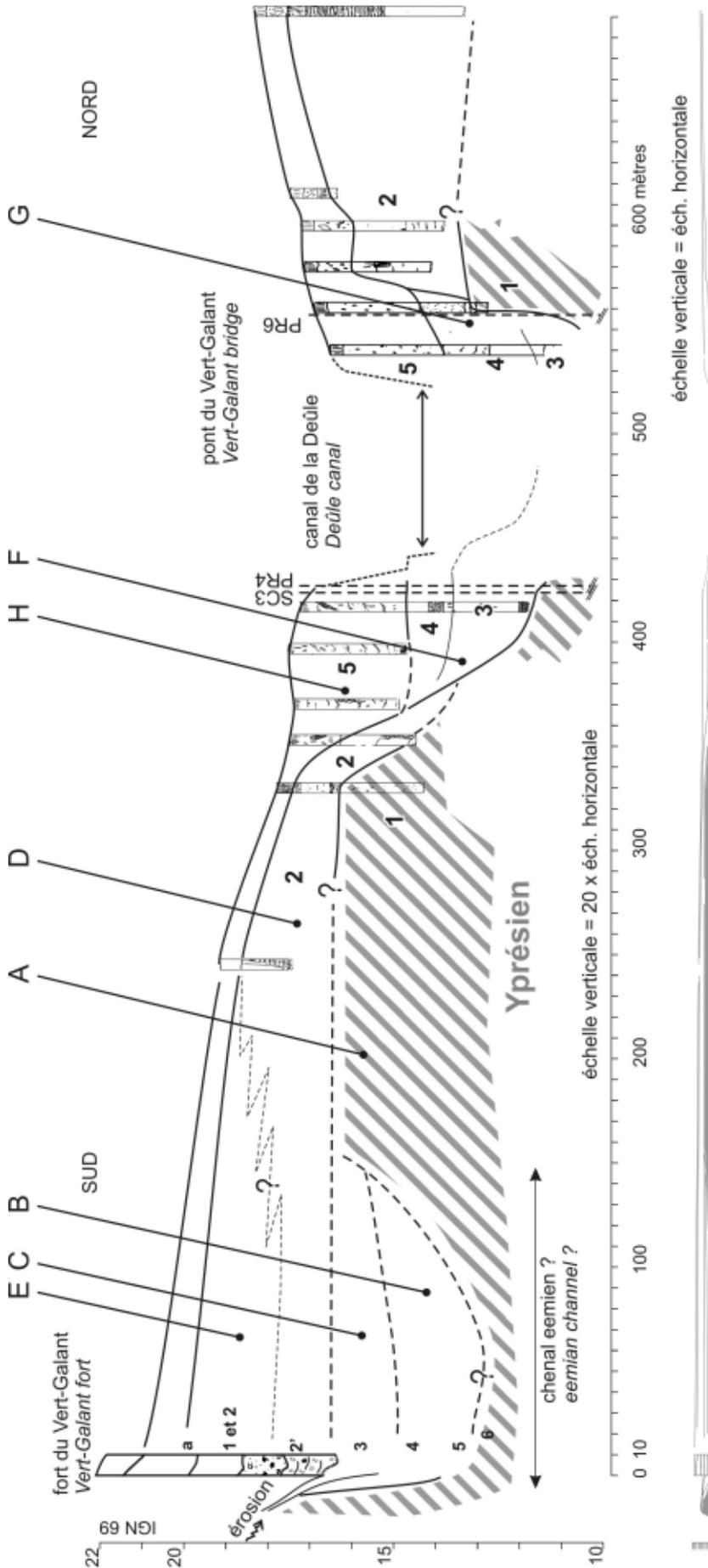


Figure 208 - Transect de la Deûle à Wambrechies « Vert-Galant »

Fort du Vert-Galant : localisation n°2 sur la figure 200 ; description, cf. figure 201

Pont du Vert-Galant : localisation n°3 sur la figure 200 ; données : voir BDL1310 à 1321 et CETE (2001)

1 – Argile bleue (Yprésien)
2 – limon loessique sablonneux lité, thermokarsts, pédogenisé en partie supérieure, fréquemment gleyifié en partie inférieure

3 – limon brun à lits sableux et coquilles ou limon plastique vert gleyifié

4 – limon bleu, vert ou brun avec petits débris de brique

5 – limon, brique, béton, ordures diverses

Interprétation :

A – argile yprésienne

B – nappe alluviale limoneuse. Eemien ?

C – érosion sur versant et nappe alluviale grossière. Pléniglaciaire weichselien.

D – dépôts fluvi-éoliens. Pléniglaciaire weichselien

E – loess. Pléniglaciaire weichselien

F – alluvions. Tardiglaciaire-Holocène

G – alluvions récentes. Subatlantique

H – colluvions et remblais anthropique récent

Figure 208 - Deûle cross-section in Wambrechies "Vert-Galant"

Vert-Galant fort: location n°2 on figure 200; description: see figure 201

Vert-Galant bridge: location n°3 figure 200 and for data see BDL1310 to 1321 and CETE (2001)

1 – blue clay (Ypresian)

2 – bedded sandy loessic silt, thermokarsts, upper part weathered, the lower part is often gleyed

3 – brown loam with sandy beds et shells, or gleyed green plastic loam

4 – blue, green or brown loam with small fragments of brick

5 – silt, brick, concrete, miscellaneous garbage

Interpretation

A – Ypresian clay

B – loamy alluvial sheet. Eemian ?

C – slope erosion and coarse alluvial sheet. Weichselian Pleniglacial

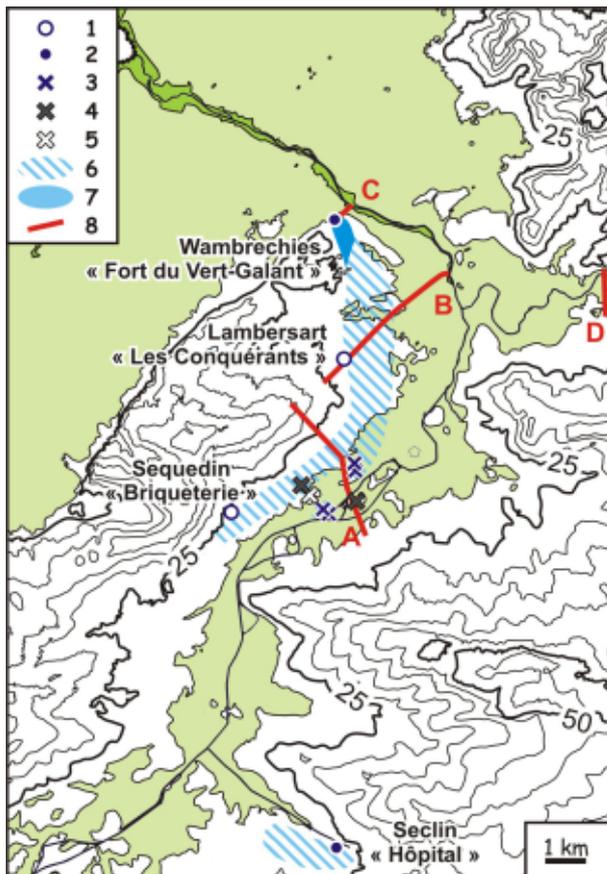
D – fluvi-aeolian deposits. Weichselian Pleniglacial

E – loess. Weichselian Pleniglacial

F – alluvia. Late Glacial-Holocene

G – alluvia. Subatlantic

H – colluvia and recent anthropic embankments



comparaison. Dans chaque cas, le substrat anté-quadernaire est différent, avec d'amont en aval :

- A, passage du Sénonien (craie) au Landénien (argile puis sable) ;
- B, substrat sableux (Landénien) ;
- C, substrat argileux (Yprésien).

Les transects A et B atteignent la cote 0. Plusieurs incisions sont nettement sensibles à travers A tandis que la topographie de la base du Quaternaire est moins accidentée en B. Dans ce dernier cas, l'angle du transect avec l'axe de la vallée ne peut expliquer à lui seul la régularité de la base du Quaternaire. Nous y voyons l'influence du *bed rock*, le substrat sableux ayant favorisé les migrations latérales. Le transect C est différent de ceux plus en amont puisque le lit mineur tardiglaciaire-holocène incise directement le *bed rock* argileux à une altitude beaucoup plus élevée. La comparaison de C avec les incisions maximales des transects A et B implique la présence d'au moins un chenal plus ancien fortement incisé dans la plaine en rive droite, vers le Ferrain (non encore repéré à ce jour).

Dans les trois cas, les dépôts alluviaux limoneux attribués au Début Glaciaire weichselien ou à l'Eemien (à Wambrechies) sont préservés en bordure ouest de la paléo-vallée (n° 6 sur la figure

Figure 209 - Dépôt alluviaux attribués au Début Glaciaire Weichselien ou à l'Eemien dans la région de Lille

fond de plan d'après Quérel (INRAP, inédit), modifié, courbes de niveau à équidistance de 5 m NGF Lallemand
 1 – observation d'une formation limoneuse à malacofaune attribuée au Début Glaciaire Weichselien
 2 – observation d'une formation limoneuse à malacofaune attribuée à l'Eemien
 3 – forages anciens cités par Ladière (Ladière, 1885, 1886) décrivant un « sable argileux gris bleu avec débris végétaux et succinées »
 4 – id. 3, mais sans mention de texture argileuse
 5 – autre forage cité par Ladière
 6 – délimitation approximative de la zone de conservation des dépôts attribués au Début-Glaciaire Weichselien
 7 – délimitation approximative de la zone de conservation des dépôts attribués à l'Eemien
 8 – Transects (A à C : figure 210 ; D : figure 211)

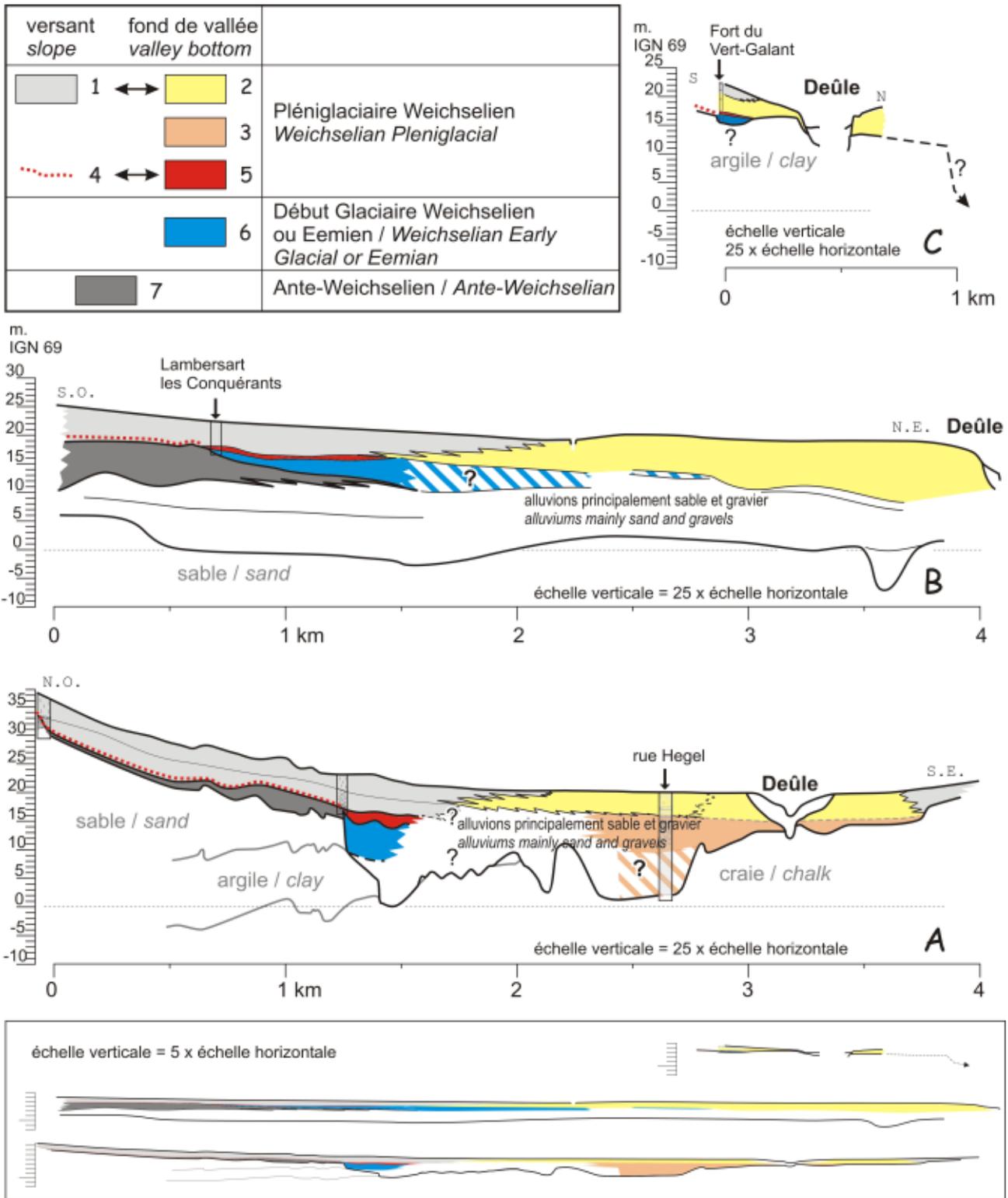
Figure 209 - Alluvial deposits attributed to the Weichselian Early Glacial or the Eemian in Lille region

Base map from Quérel (INRAP), modified, contour interval 5 m, NGF Lallemand survey
 1 – observation of loamy deposits with malacofauna, attributed to the Weichselian Early Glacial
 2 – observation of loamy deposits with malacofauna, attributed to the Eemian
 3 – old drilling cited by Ladière (Ladière 1885, 1886) who described a "blue-gray clayey sand with plant remains and Succinea"
 4 – id. 3, but without mention of clay
 5 – another drilling described by Ladière
 6 – approximate limits of the deposits attributed to the Weichselian Early Glacial
 7 – approximate limits of the deposits attributed to the Eemian
 8 – cross-sections (A to C: figure 210; D: figure 211)

210). Leur toit se situe aux environs de 16 m d'altitude et leur base (interprétations de sondages géotechniques sur la base de la texture et la présence de restes organiques) aux environs de 10 m dans les transects A et B.

Dans les trois transects, les dépôts limoneux anciens sont érodés par une formation grossière associée à une érosion forte et aréolaire sur le versant (n° 4 et 5 en rouge sur la figure 210). Il s'agit là d'un épisode érosif majeur qui intervient sur versant comme en fond de vallée, commenté dans la partie II.2-4.3.1. Le dépôt correspondant est vraisemblablement plus étendu en fond de vallée que perçu à travers les transects. Outre les possibles érosions ultérieures du dépôt, la composante grossière nourrie par le versant s'estompe vers le centre de la vallée (à l'image de l'observation faite à Lambersart « Les Conquérants », figures 40 et 204, cartouche C) : le niveau est alors indiscernable des autres formations fluviales sableuses qui l'environnent.

Les formations décrites sont scellées par plusieurs mètres de limon loessique accumulés au pied du versant. Le loess passe progressivement vers l'est à des formations fluvio-éoliennes (cf. partie II.2-



4.3.2). Dans le transect B, à Lambersart, une formation éolienne d'un Glaciaire antérieur au Weichselien est conservée (n° 7 sur la figure 210).

Dans le transect A, rue Hegel, les formations alluviales sableuses sous les formations fluvo-éoliennes sont datées du Pléniglaciaire supérieur. Il est possible que les 13 mètres d'alluvions sableuses soient pléniglaciaires. Les formations qui comblent la base de l'incision la plus à l'ouest sont

attribuables au début du Weichselien ou à une période antérieure. Leur histoire est probablement complexe avec une suspicion d'un emboîtement de nappes révélé par la topographie du toit de la craie et la présence de deux niveaux de graviers distincts (figure 48). Dans le transect B, des alluvions de sable et de gravier crayeux sont présentes sous la formation de versant antérieure au Weichselien (n° 7 sur la figure 210). Ceci implique leur présence depuis au moins le Saalien.

Figure 210 - Trois transects à la jonction versant/fond de vallée de la Deûle, interprétation chronostratigraphique

- Localisation : voir figure 209
 A – Transect via Sequedin et Lille « rue Hegel », cf. partie I.4- et figure 48
 B – Transect via Lambersart « Les Conquérants », cf. partie I.2- et figure 40
 C – Transect via le Fort du Vert-Galant, cf. figure 208
 1 – loess, transition vers (2) en fond de vallée
 2 – formation fluvio-éolienne, transition vers (1) sur versant
 3 – formation alluviale, sable dominant
 4 – érosion sur versant et cailloutis, passage à (5) en fond de vallée
 5 – formation alluviale, cailloutis et sable, passage à (4) sur versant
 6 – formation alluviale, limon dominant, malacofaune, dépôt organique épisodique
 7 – formation limono-sableuse

Figure 210 - Chronostratigraphic interpretation of three transects at the junction of the slope/Deûle river valley bottom,

- Location : See figure 209
 A – Cross-section from Sequedin and Lille "Hegel Street", see part I.4- and figure 48
 B – Cross-section from Lambersart "Les Conquérants", see partie I.2- and figure 40
 C – Cross-section through the Fort du Vert-Galant, see figure 208
 1 – loess, changint to (2) in the valley bottom
 2 – fluvio-aeolian deposit (sandy bedded loam) changing to (1) on slope
 3 – alluvium, mainly sand
 4 – erosion on slope and gravels, changing to (5) in the valley bottom
 5 – alluvium, gravel and sand, changing to (4) on slope
 6 – alluvium, mainly loam, shells, scattered organic deposits
 7 – sandy loam deposits

1.3.4 La Marque

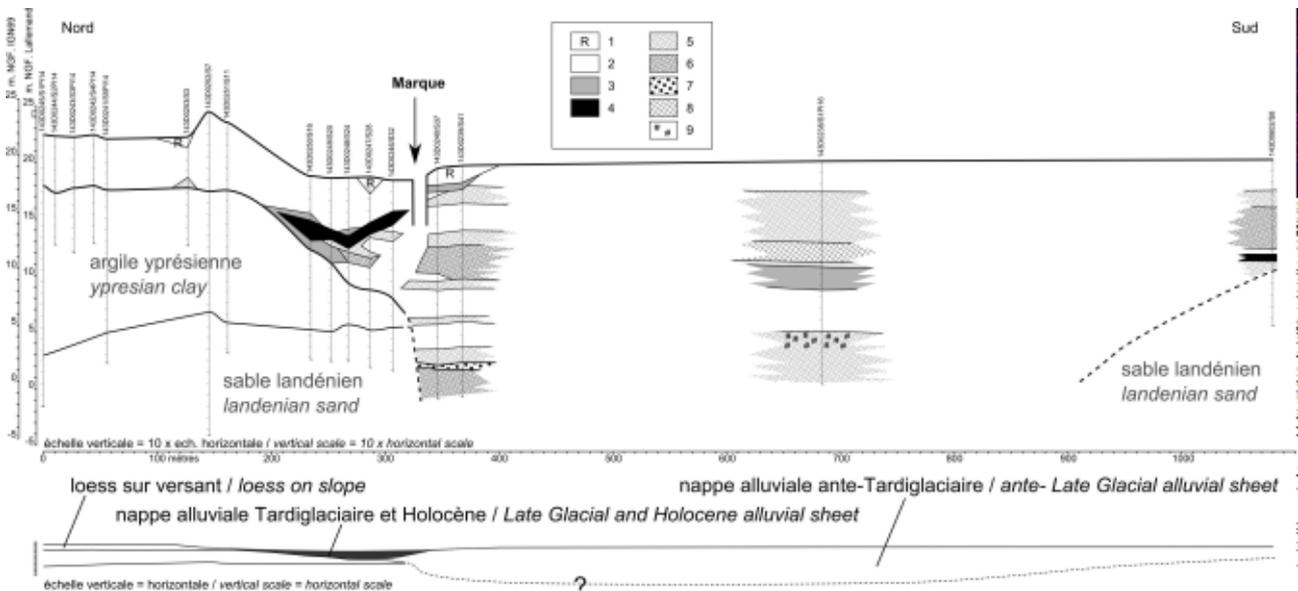
La Marque présente dans son cours aval, au nord de l'anticlinal du Mélantois, une configuration similaire à la vallée de la Deûle. La large vallée est comblée de plus de 20 mètres de sédiments essentiellement sableux. Sommé (1977b) mentionne la présence d'une tourbe attribuée à l'Eemien aux environs de la cote 0 (altitude proche de la tourbe d'âge eemien attestée dans la plaine de la Lys, cf. *infra*). Il rapporte la possibilité de deux cycles sédimentaires (Sommé, 1977b ; p. 613). Nous ne possédons pas de données supplémentaires dans ce secteur. Un transect à partir des sondages de la « Banque du Sous-Sol » du BRGM a été entrepris : figure 211 et figure 198, n° 10. Il confirme la présence d'au moins une nappe grossière (en profondeur) et de matière organique.

Figure 211 - Transect de la Marque à Marcq-en-Baroeul

- Localisation : voir figure 209
 1 – remblais
 2 – limon
 3 – limon sombre, ou « vaseux »
 4 – tourbe et limon tourbeux
 5 – limon sableux
 6 – sable
 7 – graviers de silex
 8 – graviers de craie
 9 – débris végétaux

Figure 211 – Marque River cross-section in Marcq-en-Baroeul

- Location : see figure 209
 1 – fill
 2 – loam or clayey loam
 3 – dark or « muddy » loam
 4 – peat and peaty loam
 5 – sandy loam
 6 – sand or loamy sand
 7 – flint gravels
 8 – chalk gravel
 9 – vegetal remain



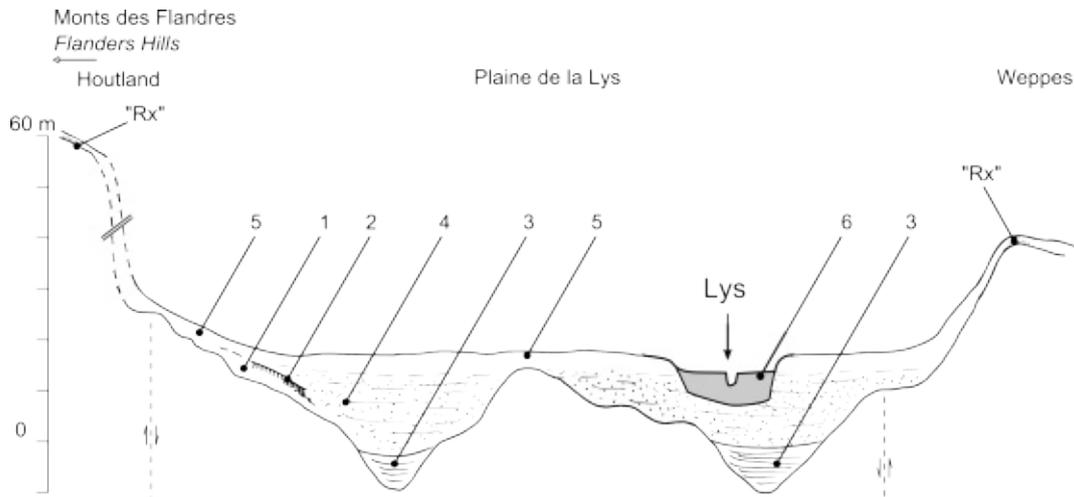


Figure 212 - Transect schématique de la plaine de la Lys
 échelle non respectée, d'après Leplat et al. (1985) et Sommé (1977b, figure 124)
 Rx - « formations résiduelles à silex » (Pléistocène inférieur et début du Pléistocène moyen)
 1 - limon, Saalien ?
 2 - possible complexe de sols du Début Glaciaire weichselien ?
 3 - limon, sable et tourbe, fluviatile, Eemien
 4 - limon sableux et sable, fluviatile et fluvio-éolien, Début Glaciaire et Pléniglaciaire weichselien
 5 - limon éolien, Pléniglaciaire Supérieur weichselien
 6 - limon, sable et tourbe, fluviatile, Tardiglaciaire weichselien et Holocène

Figure 212 - Diagrammatic cross-section of the Leie Plain
 not to scale, after Leplat et al. (1985) and Sommé (1977b, figure 124)
 Rx - residual formations with flints, Lower Pleistocene and Early Middle Pleistocene
 1 - silt, Saalian ?
 2 - possible soil complex, Weichselian Early glacial?
 3 - loam, sand and peat, fluvial, Eemian
 4 - sandy silt and sand, fluvial and fluvio-aeolian, Weichselian Early Glacial and Pleniglacial
 5 - aeolian silt, Weichselian Upper Pleniglacial
 6 - loam, sand and peat, fluvial, Weichselian Late Glacial and Holocene

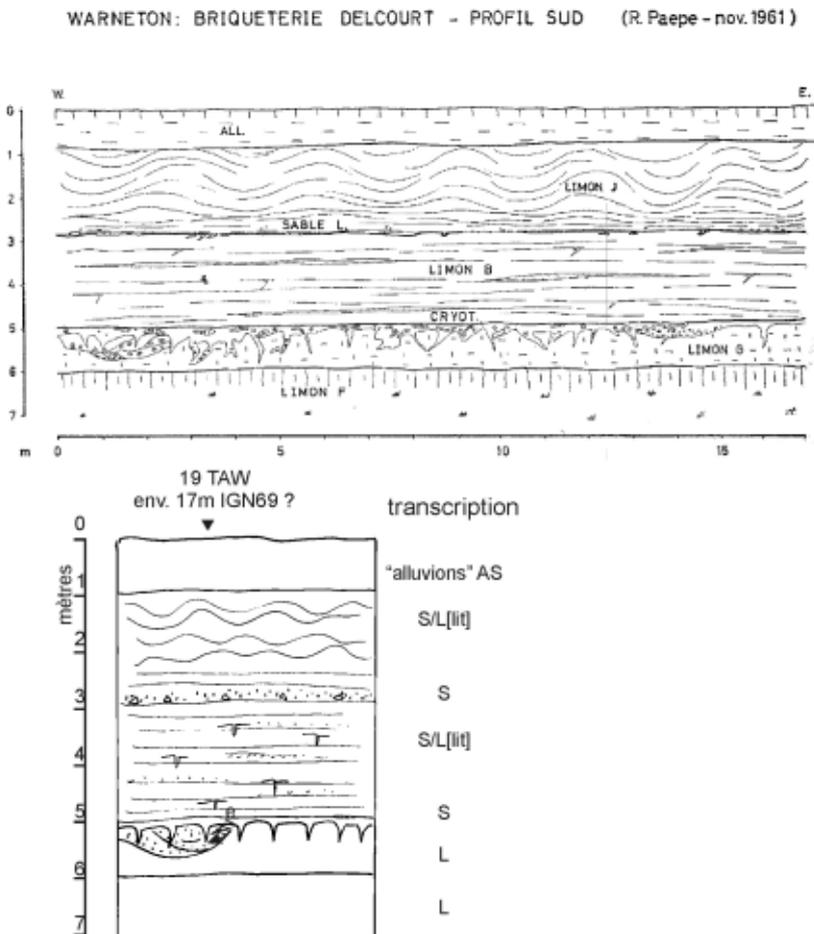


Figure 213 - Coupe sud de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton

Paepe 1964
 AS - argile sableuse
 S/L[lit] - lits de sable et limon
 S - sable
 L - limon

Figure 213 - Delcourt brickyard south cross-section (1964) in Warneton

Paepe 1964
 AS - sandy clay
 S/L[lit] - sand and silt beds
 S - sand
 L - silt

2. La plaine de la Lys

2.1 Deux observations de référence : Warneton et Erquinghem-sur-la-Lys

La plaine est entièrement couverte par des formations limoneuses et sablo-limoneuses fluvio-éoliennes du Pléniglaciaire supérieur (à l'exception des formations fluviatiles du Tardiglaciaire-Holocène associées aux axes de drainages contemporains). Elles se développent en continuité avec les formations loessiques sur les versants. Ce dernier dépôt aréolaire masque des formations sableuses et limoneuses qui présentent fréquemment un caractère fluviatile marqué (lits réguliers, sables grossiers) et des marqueurs de froids périglaciaires (figure 212). Elles sont attribuées au Pléniglaciaire weichselien (Sommé, 1977b ; Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967). L'épaisseur totale des formations quaternaires varie beaucoup dans l'espace : de moins de 2 mètres (les formations du Pléniglaciaire supérieur weichselien sont alors les seules présentes sur le substrat yprésien) et jusqu'à plus de 20 mètres au droit des anciennes vallées (figures 20 à 22). Les formations attribuées au Pléniglaciaire weichselien masquent des dépôts plus anciens. Aucun de nos travaux n'a atteint ces formations anciennes. Leur connaissance est liée aux travaux pionniers de Paepe et Sommé à Warneton et à Erquinghem-sur-la-Lys.

2.1.1 Erquinghem-sur-la-Lys : une formation fluviatile eemienne

À Erquinghem-sur-la-Lys (n° 2 sur la figure 198), un forage carotté a permis d'étudier des formations fluviatiles eemiennes développées entre environ 0 et -5 mètres d'altitude sur le substrat argileux yprésien et sous les dépôts du Pléniglaciaire weichselien (Sommé *et al.*, 1996). La partie moyenne de l'Interglaciaire est enregistrée dans un environnement variant du fluviatile peu dynamique à une zone de marais. La fin de l'Eemien n'est pas enregistrée, vraisemblablement érodée par la partie inférieure des dépôts fluviatiles ultérieurs (pléniglaciaires) qui remanient quelques pollens thermophiles.

2.1.2 Warneton

A. Le « sol de Warneton » : stratotype du Début Glaciaire

Warneton est une localité frontalière dans la plaine de la Lys. Des fronts de briqueterie situés en rive gauche de la Lys, en Belgique (n° 1 sur la figure 198), ont permis à Roland Paepe de décrire dans le courant des années 1960 des horizons humifères et tourbeux. Le « sol de Warneton » est attribué au Début Glaciaire weichselien, au-dessus d'un sol interprété comme sol de rang interglaciaire et corrélé au « sol de Rocourt » eemien. Les travaux de terrains ont été effectués en deux vagues (Jean Sommé, communication personnelle). La première en 1961-1962 a abouti à la thèse de Paepe en 1964 d'où sont issues des publications en 1964 et 1965 (Paepe, 1964, 1965). La seconde 1964-1965 a abouti à la publication de 1967 (Paepe et Vanhoorne, 1967). Depuis cette dernière, le sol de Warneton est intégré dans un système lithostratigraphique et chronostratigraphique régional qui abandonne à partir de cette date la terminologie alpine au profit de celle de l'Europe du Nord. Le changement est validé par la première session de l'INQUA en Europe occidentale la même année (Paepe, 1967 ; Fink, 1967, 1969). Le sol de Warneton a pris valeur de stratotype et est utilisé en binôme avec le « Sol de Rocourt » pour définir l'association d'un sol argileux rouge attribué à l'Eemien et d'un sol gris ou noir attribué au Début Glaciaire weichselien (Paepe, 1969 ; Paepe et Sommé, 1970 ; Sommé et Tuffreau, 1978 ; Langohr et Sanders, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1990). Depuis, de nouvelles coupes bénéficient d'études paléoenvironnementales et de datations qui permettent d'appréhender la complexité de l'histoire pédosédimentaire depuis la fin de l'Eemien jusqu'à l'amorce du Pléniglaciaire (entre autres exemples : Bettencourt-Saint-Ouen et Saint-Saulfieu dans la Somme, Rémicourt en Belgique) (Antoine *et al.*, 1994, 1998 ; Haesaerts *et al.*, 1999). L'utilisation du stratotype de « Warneton » tend à tomber en désuétude depuis le développement de référentiels plus détaillés, si ce n'est pour désigner de manière globale et non différenciée l'ensemble des sols du Début Glaciaire (Haesaerts et Mestdagh, 2000).

B. Les descriptions

Quatre coupes ont été levées par Paepe à Warneton. Les deux premières concernent la briqueterie « Delcourt » (Paepe, 1964). Les observations de Warneton appartiennent à une suite d'observations réalisées sur les briqueteries de la plaine de la Lys (partie II.2-2.1.2). Les descriptions sont succinctes. Deux autres coupes concernent la briqueterie « Dumoulin » (Paepe et Vanhoorne, 1967). Sans précisions supplémentaires dans les publications ni recherche complémentaire de notre part, nous ne savons pas s'il s'agit de la même briqueterie avec changement de propriétaire ou d'une autre briqueterie dans la même commune. Dans les publications de 1967, les coupes de Warneton appartiennent à une suite d'observations réalisées dans toute la Belgique. Les coupes sont minutieusement dessinées et les descriptions plus détaillées. Paepe qualifie le « Sol de Warneton » de steppique et insiste sur la présence d'une érosion entre le sol humifère et le sol eemien (Paepe et Vanhoorne, 1967, p. 41).

Nous présentons à travers les figures 213 à 216 les coupes observées et décrites par Paepe à Warneton. En 1967 une altitude de 19 m (vraisemblablement dans le système de nivellement belge TAW) est indiquée pour le sol de surface, soit environ 17 m IGN 69 en prenant en compte la différence TAW – NGF Lallemand (environ -2,3 m) et la différence entre NGF Lallemand et NGF IGN69 (environ +0,6 dans la région de Lille).

Briqueterie Delcourt – profil sud (1964) (figure 213)

Sous un mètre d' « alluvions » se développent deux mètres de limon et sable lités cryoturbés [« J »], avec empreintes végétales à la base. La limite inférieure, nette et rectiligne, est soulignée par un limon sableux et un cailloutis. Dessous se développent deux mètres de limon et sable lités [« B »], avec selon le dessin des lits sableux plus épais et des fentes de gel syngénétiques. La base est rectiligne et régulière, à 5 m de profondeur. Elle recoupe un des remplissages de ravines composé de graviers et de coquilles, avec fentes de gel. Les ravines, associées à des fentes de gel, érodent [« G »] un limon « gris brunâtre, homogène » qui repose à 6 m de profondeur sur [« F »] un « limon fendillé ».

Figure 214 - Delcourt brickyard east cross-section (1964) in Warneton
Paepe 1964

Briqueterie Delcourt – profil est (1964) (figure 215)

Le « profil est » de 1964, levé sur environ 70 mètres rencontre les mêmes sédiments que le profil sud. Roland Paepe ajoute juste la présence d'un horizon humifère ([« hum »]) à la base du limon. Selon le dessin, le caractère humifère s'exprime en continuité avec le développement des lits horizontaux. Ceux-ci semblent même dessinés plus fins et réguliers (vers x = 120 à 100 m sur la coupe).

À 5 m de profondeur, une limite nette et régulière est observée, comme dans la coupe sud. Dessous, Roland Paepe décrit deux ensembles : un « faciès éolien » puis un « faciès fluviatile ».

Le « faciès éolien » est composé de haut en bas par : [« H »] « un limon gris argileux humifère », [« R »] un « limon gris bleuâtre très argileux (...) », [« F »] le « limon fendillé (...) », [« cryot. »] et le limon « A » lité qui passe à la base de la coupe à [« Z hum »] une « zone humifère avec stratification horizontale fine », à environ 8 m de profondeur.

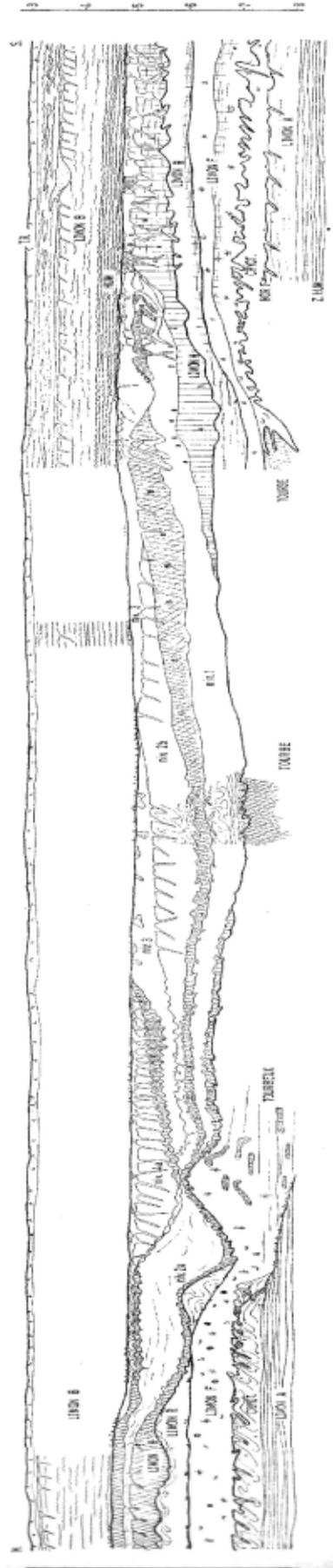
Le « faciès fluviatile colmate une dépression incisée dans les limons [H à A] ». Il distingue, de haut en bas : (4) limon gris, (3) une « bande très mince » qui se positionne en stratigraphie au dessus de « H », (2) deux lentilles de limon sableux sur une zone humifère contenant des coquilles, (1) [limon] fluviatile (riche en coquilles et débris végétaux) et une « masse tourbeuse ».

Briqueterie Dumoulin – profil est (1967) (figure 216)

Sous un mètre d' « alluvial deposits » (argile sableuse) (1 et 2), est présente une fine unité de sable (3) à la limite inférieure cryoturbée et affectée de fentes de gel. En dessous, un limon est finement lité (4) avec des lits de plus en plus nets vers le bas (5). La base est marquée par des lits sableux plus épais, quelques lits de graviers et sables entrecroisés (6) qui érodent légèrement les dépôts sous-jacents. À trois mètres de profondeur, une limite rectiligne et régulière avec cailloutis (7) et fentes de gel borne des lits fins de sable/limon/argile (8), avec une composante organique à la base (9). Vers 4 m de profondeur, un fin dépôt de limon à structure fluviatile (10) recouvre une limite régulière et rectiligne (11),

Figure 214 - Coupe est de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton
Paepe 1964

ERIE BELCOURT - PROFIL EST (R. Piquet - novembre 1951 - mai 1962)

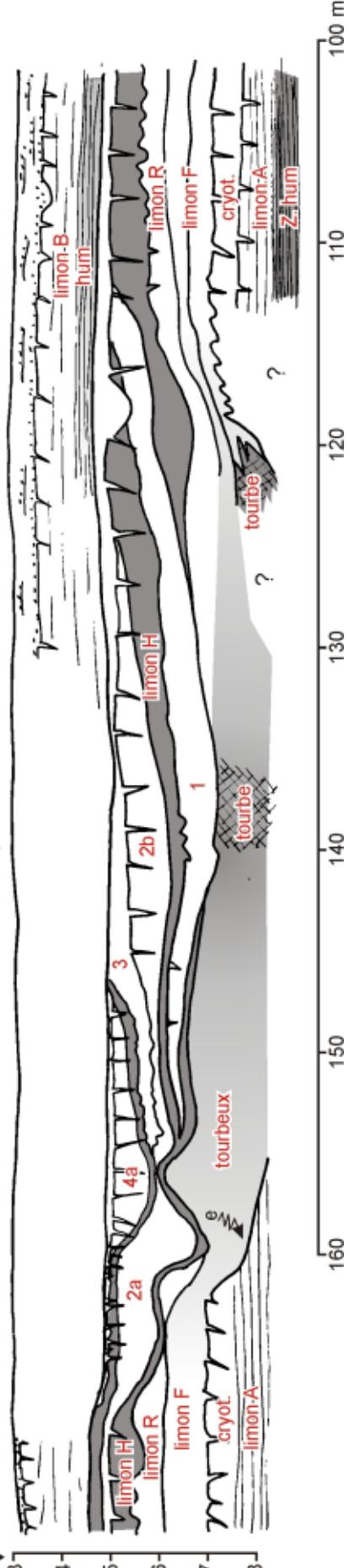


original déformé (échelle horizontale = 0,4 x échelle verticale / horizontal scale = 0,4 x vertical scale)

0 = 19 (TAW ?)
env. 17 (IGN69 ?)

transcription 1

■ sédiment humifère / humic sediment



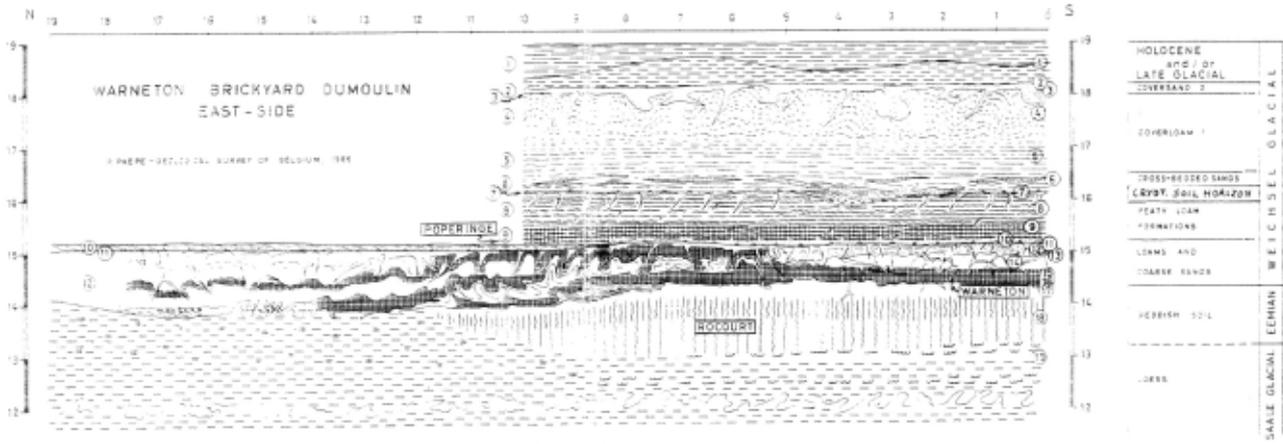
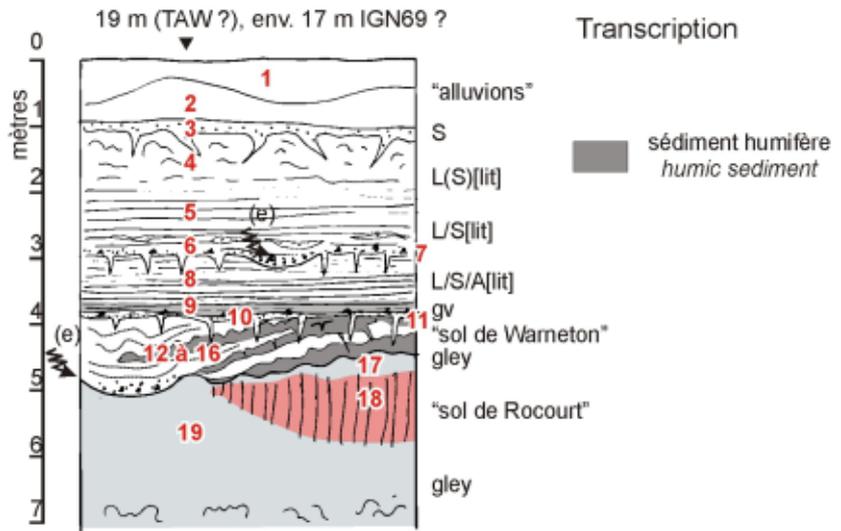


Figure 215 - Coupe est de la briqueterie Dumoulin (1967) à Warneton

Paepe et Vanhoorne 1967
 S – sable
 L(S) [lit] – lit de limon sableux
 e – érosion
 L/S/A[lit] – lits de sable, de limon et d'argile
 gv – gravier

Figure 215 - Dumoulin brickyard east cross-section (1967) in Warneton

Paepe et Vanhoorne 1967
 S – sand
 L(S) [lit] – sandy silt beds
 e – erosion
 L/S/A[lit] – sand, silt and clay beds
 gv – gravels



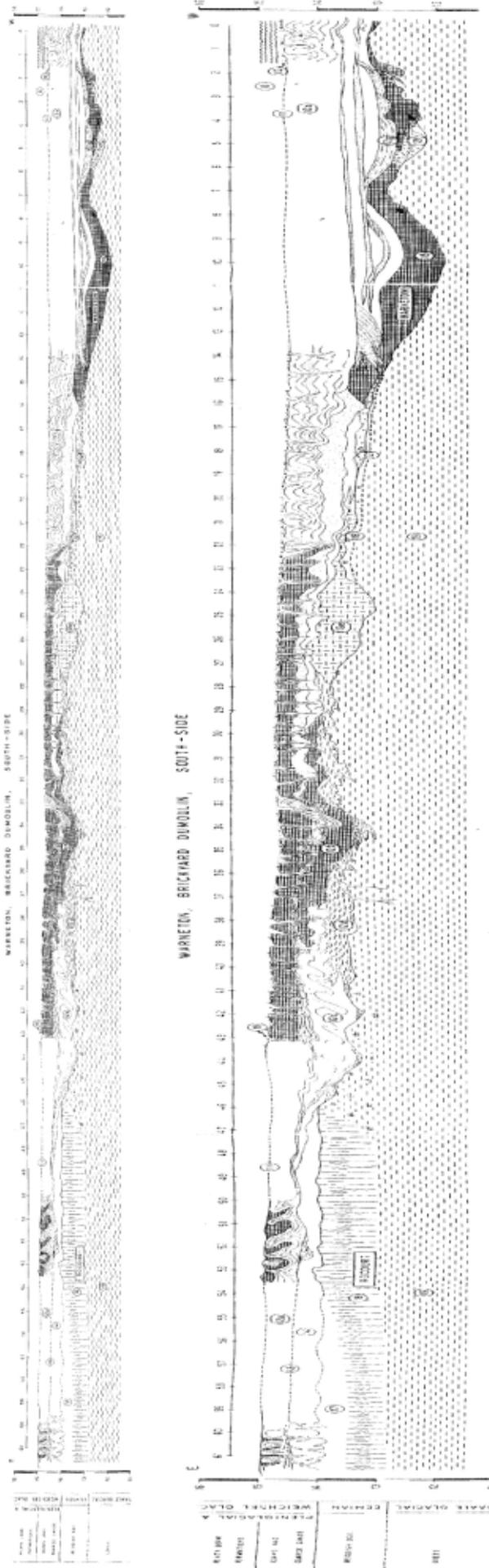
Briqueterie Dumoulin – profil sud (1967) (figure 220)

avec fentes de gel et cailloutis. Dessous Roland Paepe observe un limon jaune fluviatile, avec mollusques, interstratifié avec des bandes de limon humifère contenant des fragments de tourbe (12 à 16). La base prend localement un caractère érosif et repose sur un sol (gley peu épais puis sol rougeâtre interprété comme « sol de Rocourt », passant latéralement à un gley) (17 à 19).

La partie supérieure du « profil sud » est identique à celui du profil est jusqu'à la limite régulière rectiligne à fentes de gel (11). En dessous, nous retrouvons le mélange, cryoturbe et affecté de fentes de gel, de limon lité brun et jaune, d'horizon humifère plus ou moins organique, interstratifié avec des lits fluviatiles éventuellement graveleux (graviers d'argile) (12). Le limon gleyifié sous-jacent est nettement érodé par l'activité fluviatile. Le dépôt le plus profond est composé d'un sédiment gris ou brun sombre avec morceaux de tourbe noire (15). Avant l'érosion fluviatile, un premier dépôt limoneux jaune homogène (n° 14 entre X=46 à 61 m) se dépose sur le gley (17) et l'horizon rougeâtre (18). Ce dernier est interprété comme « sol de Rocourt » et est développé sur (19) un limon argileux brun ou bleuâtre.

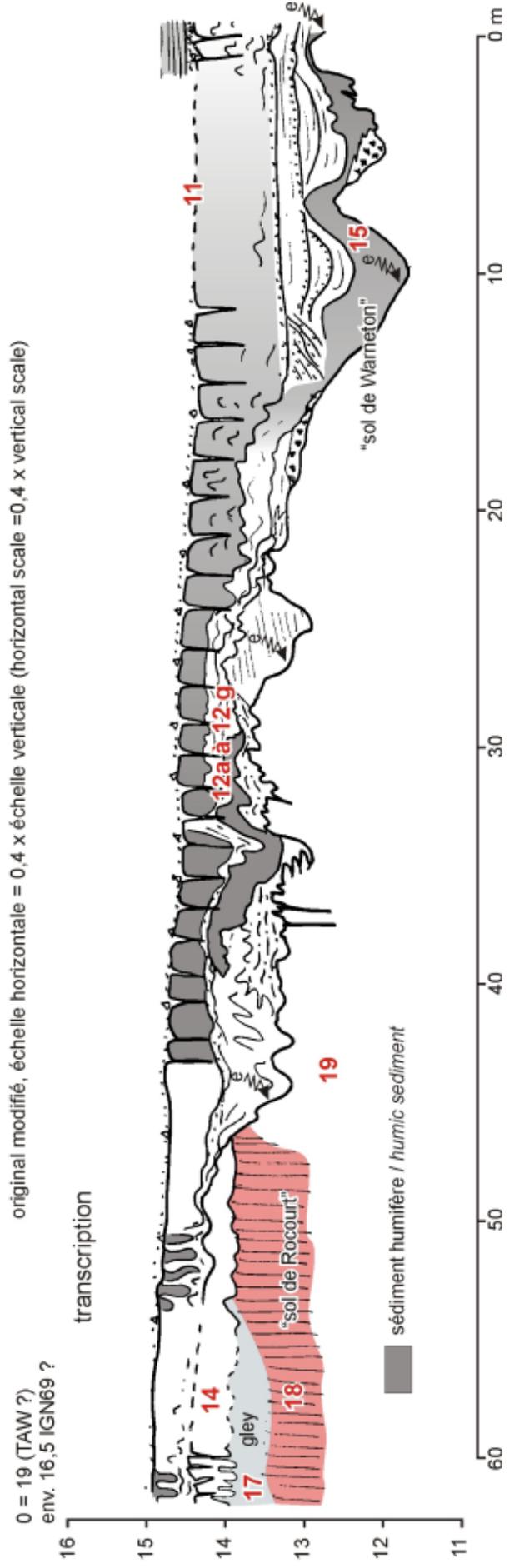
Figure 216 - Dumoulin brickyard south cross-section (1967) in Warneton
 Paepe et Vanhoorne 1967

Figure 216 - Coupe sud de la briqueterie Dumoulin (1967) à Warneton
 Paepe et Vanhoorne 1967



0 = 19 (TAW ?)
 env. 16.5 IGN69 ?

transcription



C. Une interprétation alternative

Synthèse lithostratigraphique

Nous proposons une corrélation des coupes de Warneton en deux formations principales (figure 217) : sous environ 12 à 13 m IGN69, un premier ensemble (W1) de limons gleyifiés, de limon humifère, de tourbe, de formations fluviales à dominante limoneuse. Au-dessus un deuxième ensemble (W2) est composé de formations limono-sableuses régulièrement litées.

Figure 217 - Corrélation entre les coupes de briqueterie de Warneton

W1a – limon et sable lités, en partie humifère
 W1b – limon et passage latéral à un chenal à remplissage tourbeux
 W1c – limon jaune homogène
 W1d – limons et sables fluviaux, horizons humifères, localement tourbeux
 contact W1d-W2a – *desert pavement*
 W2a – lits réguliers de limon sableux, localement tendance humifère à la base
 contact W2a-W1b – *desert pavement*
 W2b – lits réguliers de limon sableux, sableux à la base avec légère érosion fluviale

Figure 217 - Correlation of the Warneton brickyard cross-sections

W1a – bedded silt and sand, partly humic
 W1b – silt and the lateral passage of a channel infilled with a peaty deposit
 W1c – homogeneous yellow silt
 W1d – fluvial silts and sands, locally peaty humic horizons
 W1d-W2a contact – *desert pavement*
 W2a – regular beds of sandy silt, trending locally to humic at the base
 contact W2a-W1b – *desert pavement*
 W2b – regular sandy silt beds, sandy at the base with light fluvial erosion

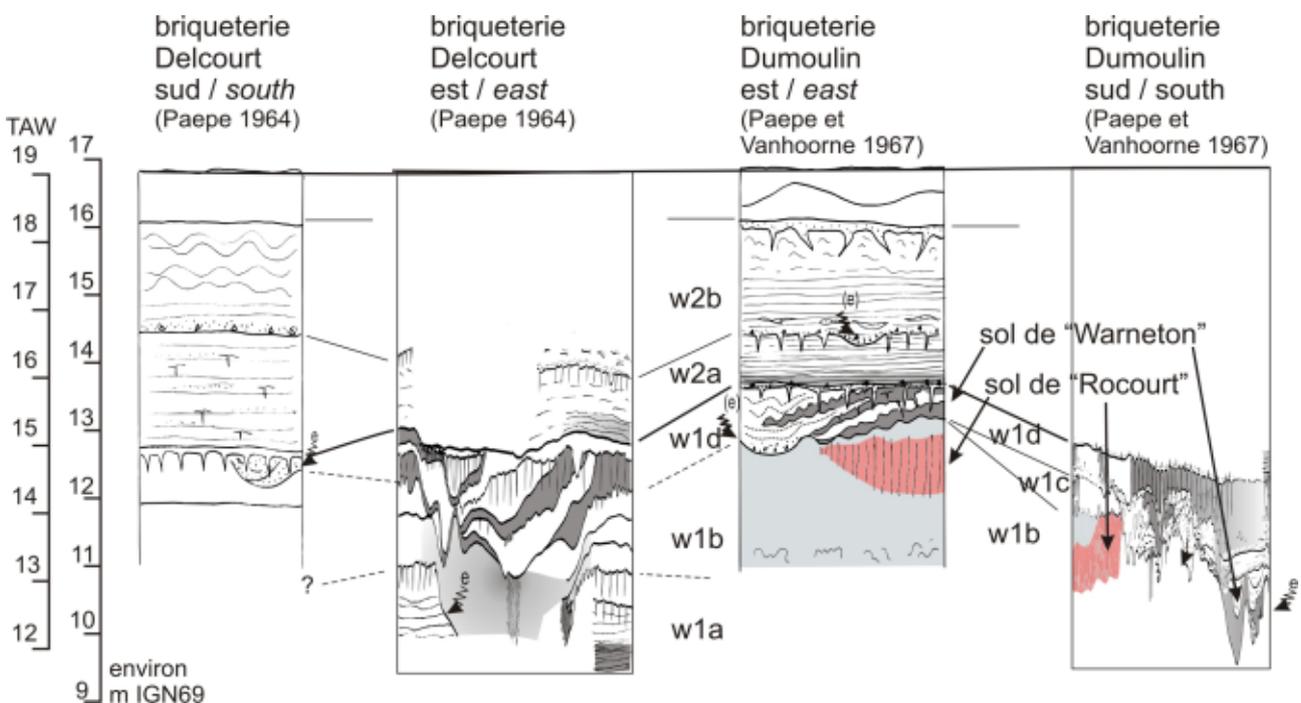
Chacune des observations peut être décomposée comme suit, avec de haut en bas :

- W1a, limon et sable lité, en partie humifère,
- W1b, limon passage latéral à un chenal à remplissage tourbeux (coupe 1964 est, cf. *infra*),
- W1c, limon jaune homogène (coupe 1967 sud),
- W1d, association de formation fluviale aux litages plus ou moins marqués et de limon humifère, localement tourbeux
- W2a, lits réguliers de limon sableux, localement une tendance humifère à la base
- W2b, lits réguliers de limon sableux, plus sableux à la base avec quelques figures d'érosions.

Toutes les unités décrites sont, à des degrés divers, affectées par des cryoturbations et des fentes de dessiccation. Les limites entre W1/W2 et W2a/W2b sont régulières, rectilignes, ponctuées de cailloutis.

Un chenal dans une plaine d'inondation active ?

Les limites horizontales nettes et régulières observées dans les fronts de briqueterie sont interprétées comme érosion par déflation éolienne (*desert pavement*). L'ensemble supérieur W2 est représentatif des formations limoneuses litées de grande extension dans la plaine et interprété comme dépôt fluvio-éolien de la fin du Pléniglaciaire weichselien (cf. parties II.2-2.1.4 et II.2-4.3.2).



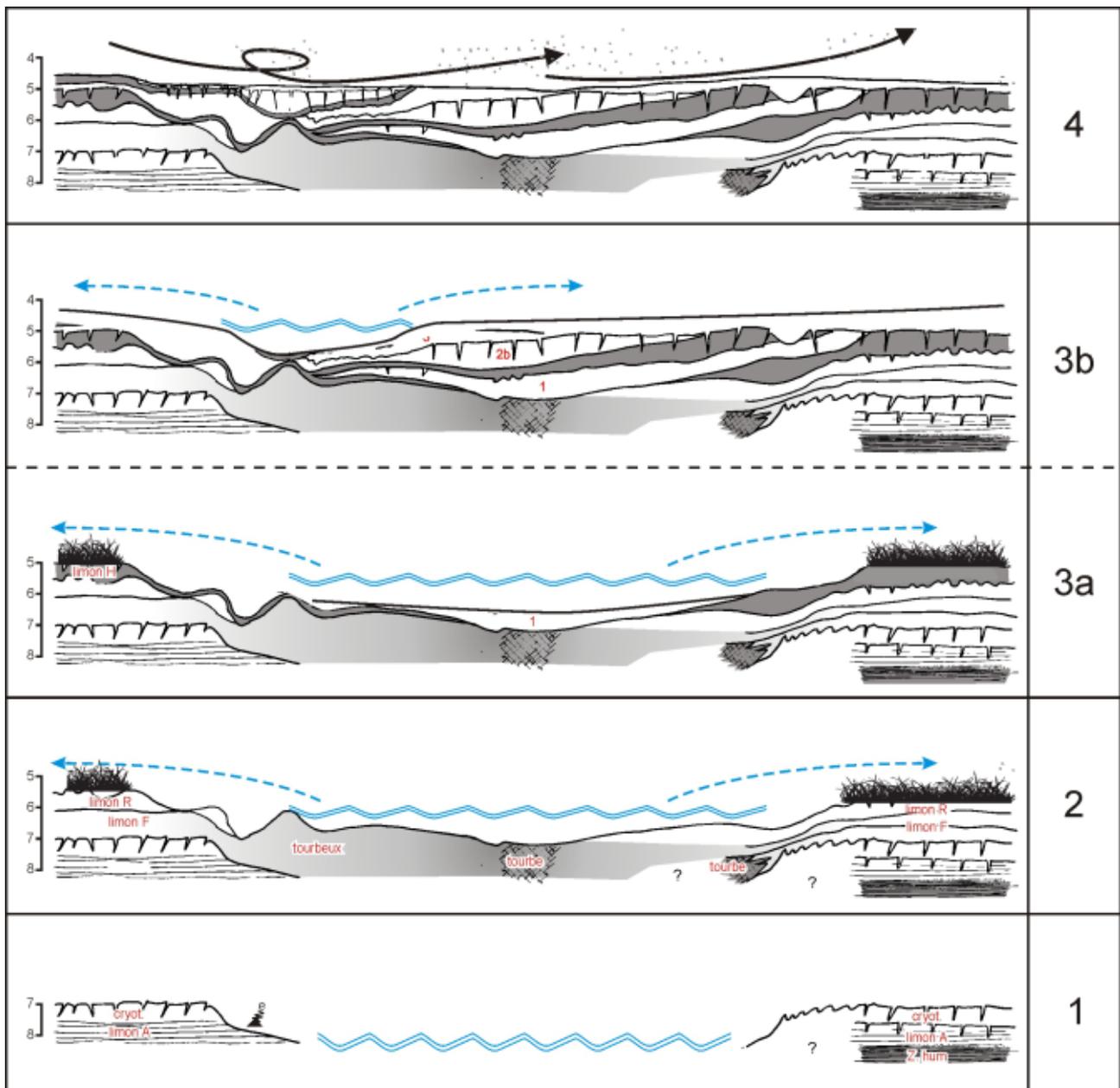


Figure 218 - Coupe est de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton : évolution d'un chenal ?

- phase 1 – fonctionnement du chenal, érosion de W1a
- phase 2 – comblement tourbeux et dépôt de limons d'inondation (W1b)
- phase 3 – fin de comblement et dépôt d'inondation (W2b)
- phase 4 – déflation

Figure 218 - Delcourt Brickyard east cross-section (1964) in Warneton: evolution of a channel?

- phase 1 – active channel flow, erosion of W1a
- phase 2 – peaty infilling and flood silt deposit (W1b)
- phase 3 – upwards infilling and flood deposit (W2b)
- phase 4 – deflation

La partie supérieure de l'ensemble inférieur W1d est interprétée par Paepe comme pédocomplexe du Début Glaciaire et reposerait sur des limons saaliens affectés par une pédogenèse interglaciaire. Nous proposons une interprétation différente notamment grâce à la coupe « Est » de 1964 (figure 215). Paepe y décrit une série d'unités « éoliennes » incisée par des unités fluviatiles. Toutefois, il y a une différence notable entre la description (assez peu détaillée par ailleurs) et le dessin minutieux de la coupe. En effet, contrairement à ce qui est décrit, le levé ne montre pas d'incision d'un ensemble dans l'autre,

mais bien un passage progressif d'une unité à l'autre, voire une interstratification entre unités. Par exemple, le limon « F » passe à un faciès tourbeux puis à la tourbe sur le côté nord de la coupe tandis que, sur le côté sud, il est dessiné en interstratification avec la tourbe. La qualité du levé permet de proposer une interprétation alternative du front de briqueterie : le levé du front pourrait correspondre à un chenal au sein de dépôts de plaine d'inondation active. La structure représentée comblée par un sédiment tourbeux est large d'une quarantaine de mètres. Dans l'hypothèse d'un chenal, sa largeur serait donc au

maximum d'une quarantaine de mètres (s'il est coupé à angle droit par le front de la briqueterie ; elle ne serait plus que d'une vingtaine de mètres dans l'hypothèse d'un angle de 30° entre le front d'exploitation et la structure envisagée). Toujours selon cette hypothèse, le creusement maximum n'est pas figuré. Néanmoins, en fonction de l'évasement des bords, la profondeur pourrait être estimée à 2 ou 3 mètres. Son évolution pourrait être décrite en plusieurs phases (figure 218). Par l'intermédiaire de corrélations stratigraphiques, l'interprétation alternative d'un dépôt lié à un environnement alluvial peut être étendue à l'ensemble de la zone de Warneton (figure 219) :

phase 1 – Le chenal envisagé est actif. Il érode les niveaux « cryot. » et « limon A » (W1a), eux-mêmes héritage d'une activité fluviale antérieure.

phase 2 – Une tourbe se développe au centre du chenal ; elle passe latéralement à un limon (limon F, limon R), dépôt contemporain dans une plaine d'inondation (W1b).

phase 3 – L'activité fluviale diminue et intervient de manière intermittente. Une succession de dépôts limoneux lités jaunes et de limons humifères localement tourbeux (W1d) finit par combler le chenal, de moins en moins profond et de plus en plus étroit. La même formation sédimentaire (dépôt fluviale limoneux avec passages humifères) se retrouve dans les coupes 1967, à une altitude proche, associée à des érosions fluviales localisées. Dans la coupe 1967 sud la formation occupe une incision plus marquée. Le dépôt W1d pourrait correspondre à une activité fluviale plus diffuse et plus étendue ou à une modification du tracé des chenaux.

phase 4 – L'activité fluviale cesse et la zone est soumise à une déflation éolienne (limite W1/W2).

Selon cette interprétation alternative, le complexe tourbeux observé à Warneton pourrait être un dépôt de fond de vallée lié à une activité fluviale et alluviale dans un contexte de cours d'eau de faible énergie, chenalisé, et probablement anastomosé. L'abondance des marqueurs de froid sous, dans et sur le dépôt organique implique des conditions vraisemblablement périglaciaires. De telles formations datées du Pléniglaciaire weichselien ont déjà été observées en Europe du nord-ouest (Van Huissteden *et al.*, 2001).

D. Arguments à l'encontre d'un sol Début Glaciaire

Outre la proposition d'une interprétation alternative (*supra*), une série d'éléments participe à renforcer la suspicion quant à la valeur de Warneton comme stratotype d'un pédocomplexe du Début Glaciaire.

(a) Paepe a considéré et traité les dépôts observés comme formations de versant. S'il note bien des phénomènes érosifs entre « sol de Warneton » et « sol de Rocourt », ceux-ci sont attribués à de la solifluxion allant « vers un faciès plus fluviale » (Paepe, 1969 ; p. 48). Pourtant, les deux campagnes de levés indiquent clairement une interstratification du « sol de Warneton » avec des dépôts fluviaux parfois grossiers (sable, voire gravier) (figures 215 et 216). De même, le « sol de Warneton » comble localement des surcreusements dans le « sol de Rocourt » ou du limon gleyifié sous-jacent dont l'aspect est bien celui d'incisions fluviales (figure 216).

(b) Le « sol de Rocourt » est irrégulièrement présent. Il n'est décrit que sur une partie des coupes de 1967 (figures 215 et 216). Il apparaît comme un horizon rouge au sein d'un limon gleyifié. Le « sol de Warneton » est plus couramment en contact direct avec le limon gleyifié sous-jacent.

(c) Les formations les plus profondes observées (vers 9 ou 10 m d'altitude) sont constituées de dépôts limoneux lités, en partie organiques et cryoturbés (w1a sur la figure 217). Ces dépôts sont plus profonds que le « sol de Rocourt » lui-même (vers 11 à 12 m d'altitude). Nous ne connaissons pas exactement leur relation stratigraphique. Toutefois, elle implique soit (i) une érosion du sol attribué à l'Eemien suivie d'un dépôt limoneux sur plusieurs mètres avant la formation du « sol de Warneton », soit (ii) le développement de la pédogenèse attribuée à l'Eemien sur les dépôts lités et cryoturbés plus anciens (cas le plus probable à notre avis).

(d) Les observations de Warneton se situent le long de l'axe de drainage central actuel de la plaine et à proximité (sinon au droit), des remblaiements quaternaires les plus épais (*cf. infra*). La présence d'un complexe tourbeux du Début Glaciaire vers environ 10 m d'altitude implique un volume de remblaiement limoneux démesuré et très rapide de la plaine de la Lys dans sa morphologie ante-weichselienne puisque nous savons que les écoulements eemiens interviennent aux environs de la cote zéro (Erquinghem-sur-la-Lys). Ce phénomène d'ampleur considérable serait incohérent avec la tendance à une plus forte activité fluviale (voire une tendance à l'incision) observée par ailleurs au Début Glaciaire (Antoine, 1990).

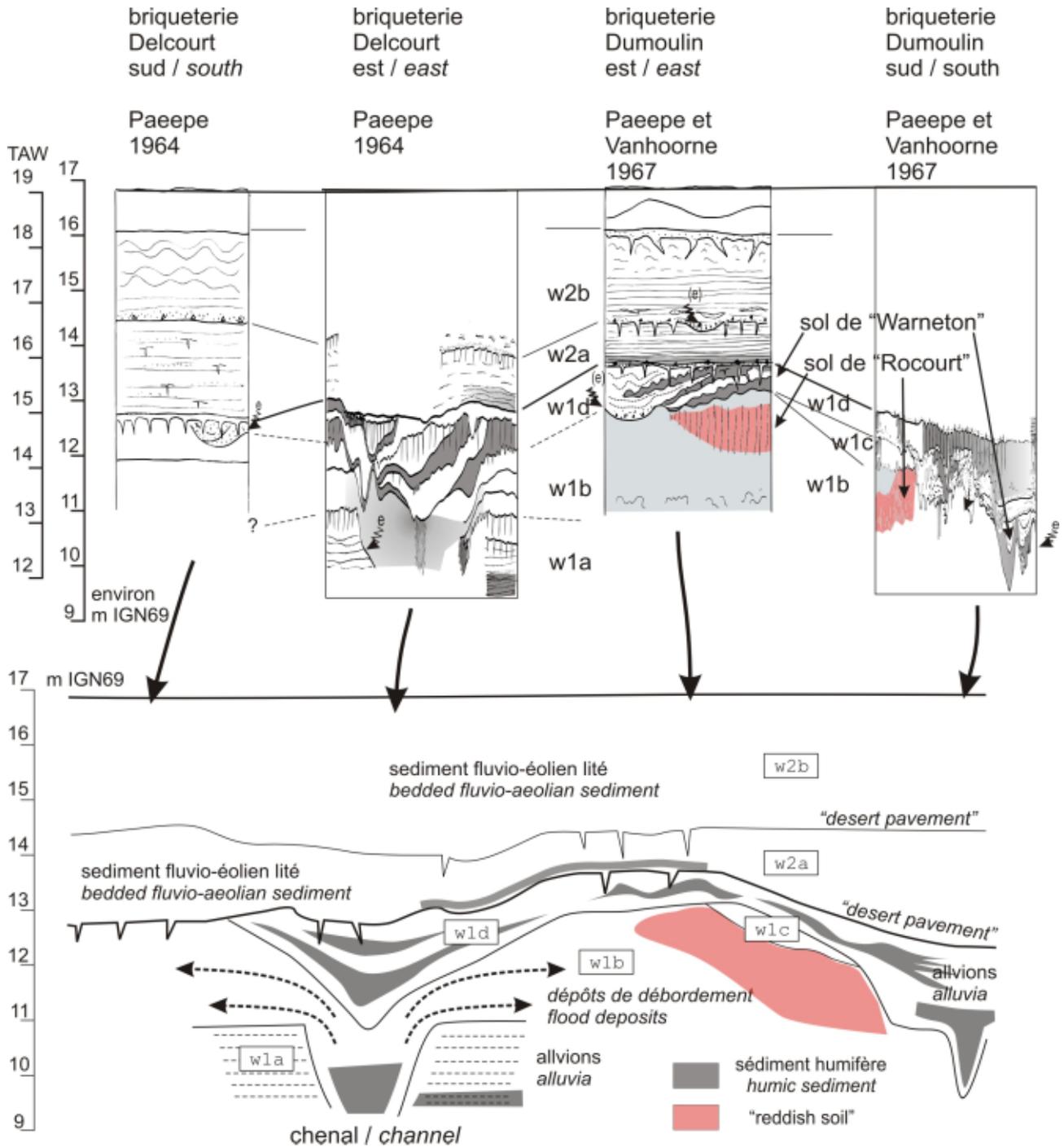


Figure 219 - Coupes de Warneton : synthèse et interprétation

- W1a – limon et sable lités, en partie humifère
- W1b – limon et passage latéral à un chenal à remplissage tourbeux
- W1c – limon jaune homogène
- W1d – limons et sables fluviatiles, horizons humifères, localement tourbeux
- W2a – lits réguliers de limon sableux, localement tendance humifère à la base
- W2b – lits réguliers de limon sableux, sableux à la base avec légère érosion fluviatile

Figure 219 - Warneton cross-sections: synthesis and interpretation

- W1a – bedded silt and sand, partly humic
- W1b – silt and the lateral passage of a channel infilled with a peaty deposit
- W1c – homogeneous yellow silt
- W1d – fluvial silts and sands, locally peaty humic horizons
- W2a – regular sandy silt beds, locally humic trend at the bottom
- W2b – regular sandy silt beds, sandy at the bottom with light fluvial erosion

E. Des investigations supplémentaires nécessaires

Une simple relecture des données publiées ne nous permet aucunement de barrer d'un coup de plume un stratotype validé. Par contre, rien dans les données connues n'est de nature à lever les doutes que nous nous permettons d'émettre quant au contexte du dépôt et son âge. De nouveaux éléments issus d'un travail de terrain s'avèrent nécessaires pour confirmer le stratotype ou le remettre en cause.

Dans tous les cas, Warneton est le seul site régional connu comportant des tourbes weichseliennes anciennes. Que celles-ci soient du Début Glaciaire ou du Pléniglaciaire, ce gisement nécessite de nouvelles investigations qui, nous n'en doutons pas, seraient riches d'enseignements.

2.2 Approche du remplissage de la plaine à travers les sondages géotechniques

2.2.1 Réalisation

Les données sur la vaste plaine de la Lys sont rares et la stratigraphie de son comblement est en grande partie inconnue. Son investigation nécessite l'interprétation des sondages géotechniques. À la suite de Roland Paepe (figure 20) et de Jean Sommé (figure 21), nous tentons l'exercice. Près de 800 sondages ont été consultés en ligne dans la Banque du Sous-Sol du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (figure 221). Plus de 70 sondages ont été écartés en raison d'une absence de coupe, d'une coupe trop peu précise ou d'une erreur patente de localisation (la présence d'erreur de localisation laisse planer un doute sur la qualité de la localisation des autres sondages (pour une erreur repérée, combien restent présentes dans le corpus ?). Une vingtaine de points a été rajoutée à proximité de Wambrechies (autres sondages géotechniques dont nous avons eu connaissance et observations personnelles). Le détail des données est présenté dans l'annexe 4.

La comparaison de nos données avec la carte de la topographie de la base du Quaternaire de Colbeaux *et al.* (1978) qui couvre le quadrant d'Hazebrouck (figure 21) permet de constater que nous n'avons pas connaissance de tous les sondages à disposition des auteurs de l'époque. La densité de sondages est faible (un peu plus d'

un sondage par kilomètre carré). Ils sont inégalement répartis, avec une concentration principale dans la région d'Armentières et une autre dans le sud de la plaine à proximité de Béthune. De vastes zones restent sans couverture. La réalisation d'une carte précise reste donc illusoire. Le site de l'ancienne centrale électrique, au nord de Comines, fait exception avec une couverture à la fois dense et de bonne qualité. Dans ce cas une approche à grande échelle est possible. Nous y percevons une topographie de la base du Quaternaire relativement complexe. Cette complexité est difficile, voire impossible à appréhender partout ailleurs. Toutefois, à l'échelle de la plaine, les forts contrastes topographiques autorisent une approche cartographique. Nous avons essayé de compléter et d'étendre la carte existante (Colbeaux *et al.*, 1978).

Le remplissage est essentiellement sableux. Il devient limoneux en partie supérieure. Il se prête mal à l'établissement de niveaux repères et l'approche stratigraphique est difficile, en particulier au travers de sondages géotechniques. Nous nous sommes donc attachés à cartographier les mentions de graviers et de matière organique, qui contrastent avec le remplissage généralisé limono-sableux et sont plus facilement notés dans les descriptions des sondeurs.

2.2.2 Creusements maximums

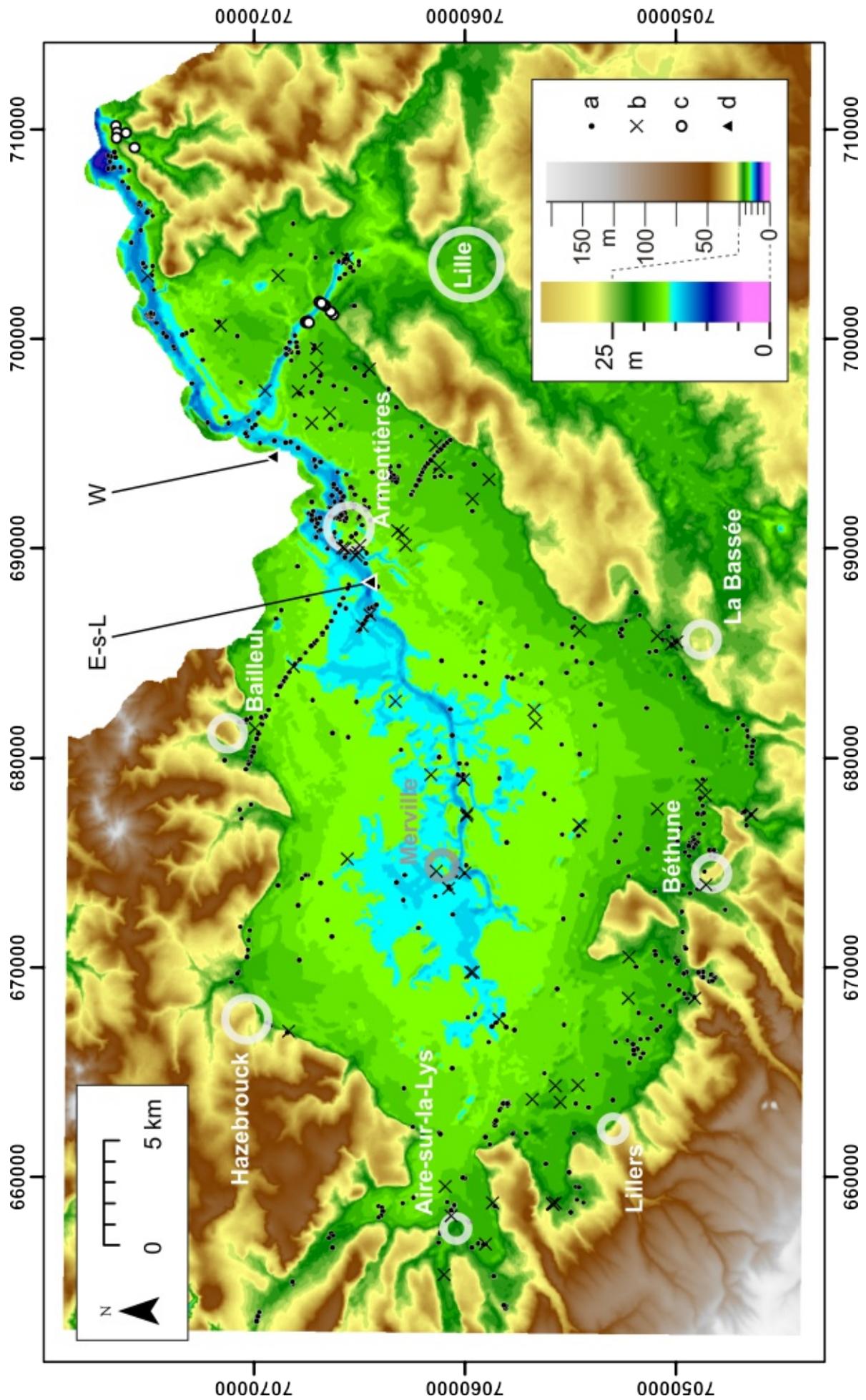
Sur la carte de topographie de la base du Quaternaire (figure 221) nous percevons deux talwegs profondément incisés et sans corrélation avec le réseau hydrographique de surface. Ils sont en rapport avec la structure tectonique. Colbeaux

Figure 220 - Localisation des sondages consultés sur la plaine de la Lys

fond de plan : modèle numérique de terrain d'après BDalti (IGN), altitude en mètres IGN 69
 1 – sondage « BSS » utilisé (voir annexe 2)
 2 – sondage « BSS » non utilisé
 3 – sondage ou observation non « BSS »
 4 – observation de référence
 E-s-L = Erquinghem-sur-la-Lys
 W = Warneton

Figure 220 - Location of the analyzed sections on the Leie plain

background map : digital elevation model after BDalti (IGN), altitude in meters IGN 69 survey
 1 – utilized « BSS » boring (see annex 2)
 2 – non utilized « BSS » boring
 3 – non « BSS » boring or observation
 4 – reference observation
 E-s-L = Erquinghem-sur-la-Lys
 W = Warneton



et al. (1978) avaient perçu plusieurs surcreusements le long de ces axes. Nous ne les avons pas toujours retrouvés à travers les données dont nous disposons. Le corpus de sondage n'est probablement pas identique et la réalisation de la carte la plus ancienne avait bénéficié de sondages électriques dans le cadre du levé de la carte géologique d'Hazebrouck. Nous ajoutons à la carte de 1978 un surcreusement à -5 m près du débouché de la Lawe, à l'est de la commune de Hinges (sud-est de la plaine). Connu par un seul sondage, et donc sujet à caution, le surcreusement est cependant cohérent avec la trame tectonique connue plus au nord et la forme géométrique du promontoire d'Hinges qui forme un relief isolé au sud de la plaine (Sommé, 1977b ; p. 417).

Au débouché de la Deûle dans la plaine de la Lys, la cote -10 m est atteinte dès Wambrechies dans un sondage. La raréfaction des sondages vers l'aval ne permet pas de savoir s'il s'agit d'un surcreusement ou si le profil longitudinal est régulier. Dans tous les cas, nous pouvons dessiner un axe de creusement distinct du cours actuel de la Deûle dont le *bed rock* se situe à relativement faible profondeur dans l'argile yprésienne (cf. *supra*).

La craie affleure sous le Quaternaire entre Béthune et La Bassée. La frange sud de la plaine est composée de sable éocène. Ailleurs, la base du Quaternaire est en contact avec l'argile yprésienne, à l'exception de petites zones à proximité du Weppes et dans le creusement maximum à Wambrechies.

Figure 221 - Topographie de la base du Quaternaire dans la plaine de la Lys

avec surimposition de la structure tectonique dans le quadrant de la carte géologique au 1/50 000 de Hazebrouck d'après Colbeaux et al. (1978)

- a – fin du sondage dans le Quaternaire sans atteindre le substrat ante-quaternaire
- b – base du Quaternaire sur l'argile yprésienne
- c – base du Quaternaire sur le sable landénien
- d – base du Quaternaire sur la craie mésozoïque
- e à h – sondages annexe 3

Figure 221 – Topography of the base of the Quaternary deposit of the Leie plain

with overlay of tectonic structure on the quadrant of the 1/50000 Hazebrouck geological map according to Colbeaux et al. (1978)

Lambert 93 survey

- a – base of core within the Quaternary deposit without reaching pre-quaternary substratum
- b – base of Quaternary over Ypresian clay
- c – base of Quaternary over Landenian sand
- d – base of Quaternary over Mesozoic chalk
- e to h – cores annex 3

2.2.3 Répartition des alluvions graveleuses

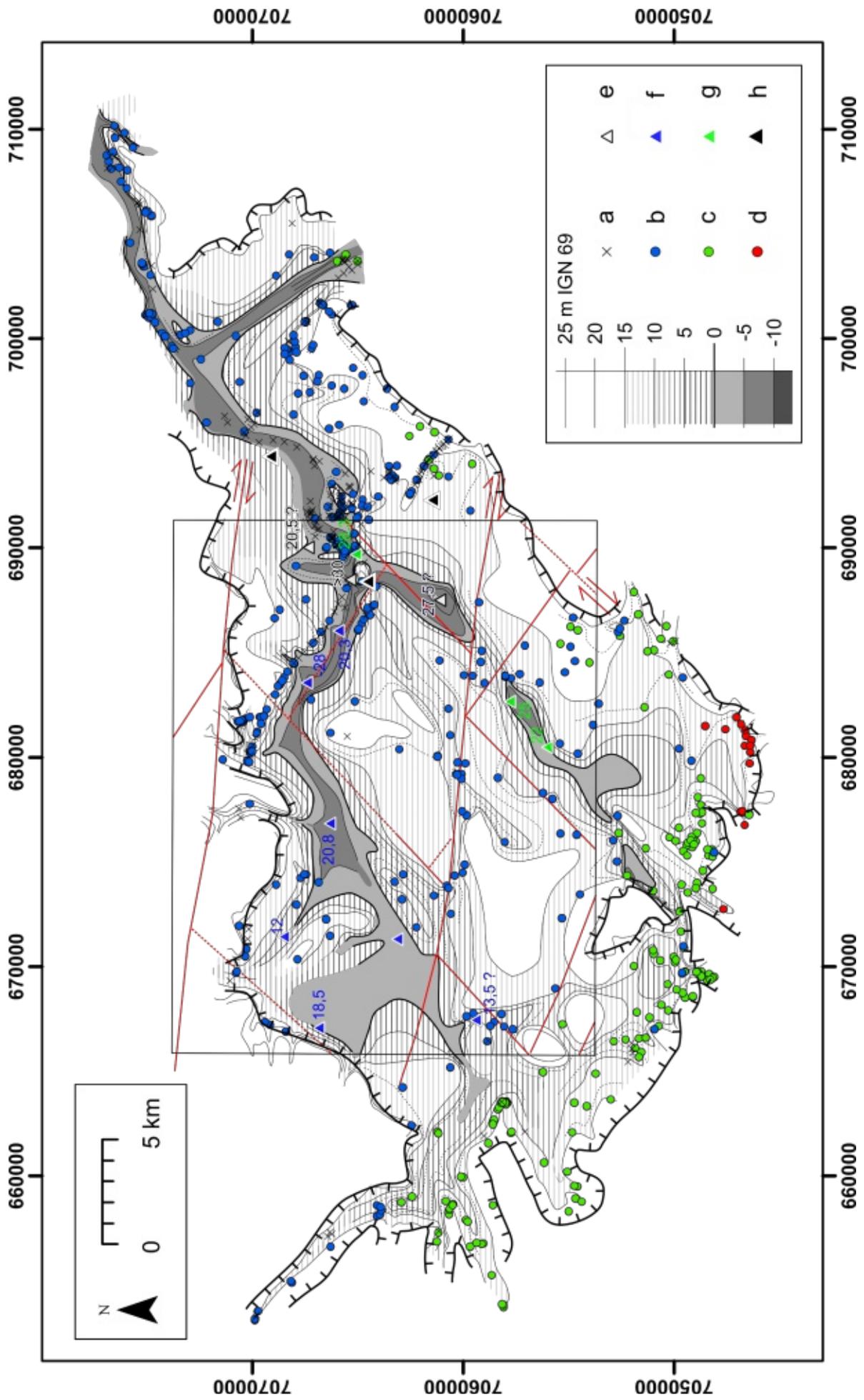
Trois types de mentions de graviers ont été retenus pour la construction de la figure 222 :

- les « graves » pour les descriptions d'au moins une unité de cailloutis de silex, éventuellement de craie, éventuellement avec matrice sableuse ;
- les « mentions de silex » pour les présences de silex épars à la base du Quaternaire ou en association avec des alluvions sableuses ;
- les « mentions de craie » pour les présences de craie à la base du Quaternaire ou en association avec des alluvions sableuses, tout en prenant garde d'écarter les quelques cas de confusion entre graviers de craie et concrétions carbonatées en partie supérieure des sondages.

Nous constatons que les « graves » se répartissent de la manière suivante :

- a) Les plus fortes concentrations et épaisseurs de graves se développent au débouché des rivières artésiennes dans la plaine. Les accumulations sont localement importantes et peuvent dépasser la dizaine de mètres (Chocques, Aire-sur-la-Lys).
- b) Plusieurs sondages en aval de la vallée de la Deûle montrent de fortes épaisseurs de graviers de silex.
- c) Deux sondages isolés, proches l'un de l'autre, indiquent des accumulations de silex à Armentières au sein de la plaine (sondage 141C0141/S1, 3,6 m de « sable (...) avec éclats de silex / galets dans limon sableux » à partir de 10,8 m de profondeur et sondage 141C0119/S1 plus de 2,2 m de « silex tout venant enrobés de limon gris » à partir de 12,8 m de profondeur).

Des mentions de silex se retrouvent épisodiquement dans toute la plaine. Les graviers de craie se retrouvent fort logiquement sur la bordure artésienne et dans l'axe d'écoulement de la Deûle jusqu'à Deulémont, à la confluence Deûle/Lys.



2.2.4 L'absence d'alluvions graveleuses en aval : indice paléogéographique ou problème de reconnaissance ?

Les cailloutis épars observés dans la majeure partie de la plaine sont interprétés comme remaniement des formations résiduelles provenant des versants ou remaniement des assises diestiennes des collines (Gosselet, 1920). Gosselet cite de très rares sondages faisant mention de graviers épais : à la Chapelle d'Armentières et à Steenwerck, tout en concluant toutefois qu'ils font exception et qu'il n'y pas de « diluvium » dans la plaine (Gosselet, 1920 ; p. 149-150). Selon Paepe (1964, 1965), la présence de graves sur la seule bordure artésienne implique un drainage ancien des rivières vers la mer du Nord *via* le sillon de Neuffossé et l'Aa (figure 223). Les cours artésiens de la Lys et de la Lawe n'auraient rejoint l'Escaut qu'après une capture (attribuée au « Riss ») des cours de la partie nord de la plaine. Cette vision est à l'opposé de celle plus couramment admise d'un écoulement ancien d'ouest en est de l'Aa vers la Lys dans le sillon de Neuffossé avant sa capture vers le sud de la Mer du Nord (Briquet, 1905 ; Gosselet, 1920), ou du moins d'un écoulement partiel de l'Aa vers l'est, selon Lorie (1921). Jean Sommé se range à ce dernier avis, en soulignant que la structure des graviers implique un écoulement d'ouest en est et que la base des alluvions présente une pente assez forte de 3 % vers la Lys (Sommé, 1977b ; p. 629 à 641). Les quelques sondages nouveaux ne permettent pas de mieux connaître la stratigraphie du remplissage du sillon de Neuffossé : nous y observons, comme les auteurs précédents, une nappe de graviers de silex d'origine fluviale sous quelques mètres de limon loessique.

Figure 222 - Recensement des dépôts grossiers dans la plaine de la Lys

- a – alluvions grossières, « graves » et épaisseur du dépôt
- b – mention de silex associé aux alluvions
- c – mention de craie associée aux alluvions
- d – base du Quaternaire sous 0 m IGN69

Figure 222 - Inventory of coarse deposits in the Leie plain

- a – coarse alluviums, « gravels » and thickness of deposit
- b – observation of flint associated with alluvia
- c – observation of chalk associated with alluvia
- d – base of Quaternary below 0 m IGN69 survey

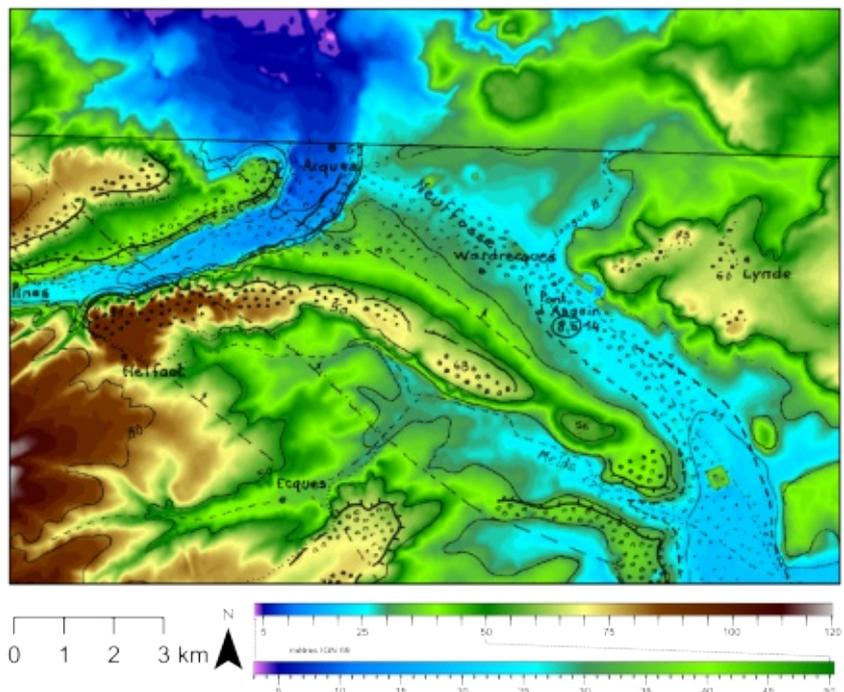
L'argument de Paepe (écoulement vers Neuffossé en raison d'une absence de gravier vers l'aval) est séduisant : un écoulement ancien vers le nord n'aurait-il pas conduit peu ou prou à un développement des nappes graveleuses vers l'Escaut ? Nous ne pensons pas pouvoir le recevoir en l'état. La présence des nappes graveleuses tend à s'effacer dans le bas-pays, et ce, sans pouvoir arguer d'un tracé différent de l'actuel. Le fait déjà remarqué par Sommé (1977b, p. 604) est confirmé par nos travaux sur la vallée de la Deûle ou de la Marque : les transects transversaux ne rencontrent que ponctuellement les formations graveleuses (figure 210 et 211) et le contact direct des alluvions sableuses sur le *bed rock* éocène est le cas le plus fréquent. La plaine de la Lys pose la question du transit et de la reconnaissance des matériaux grossiers vers l'aval. Si les rivières artésiennes forment indéniablement des accumulations de piedmont importantes sur la frange sud de la plaine, doit-on exclure tout transit vers l'aval de la plaine comme le suggère Roland Paepe ? En entrant dans le bassin cénozoïque, la pente longitudinale devient brutalement extrêmement faible. De manière concomitante, l'alimentation en sable prédomine.

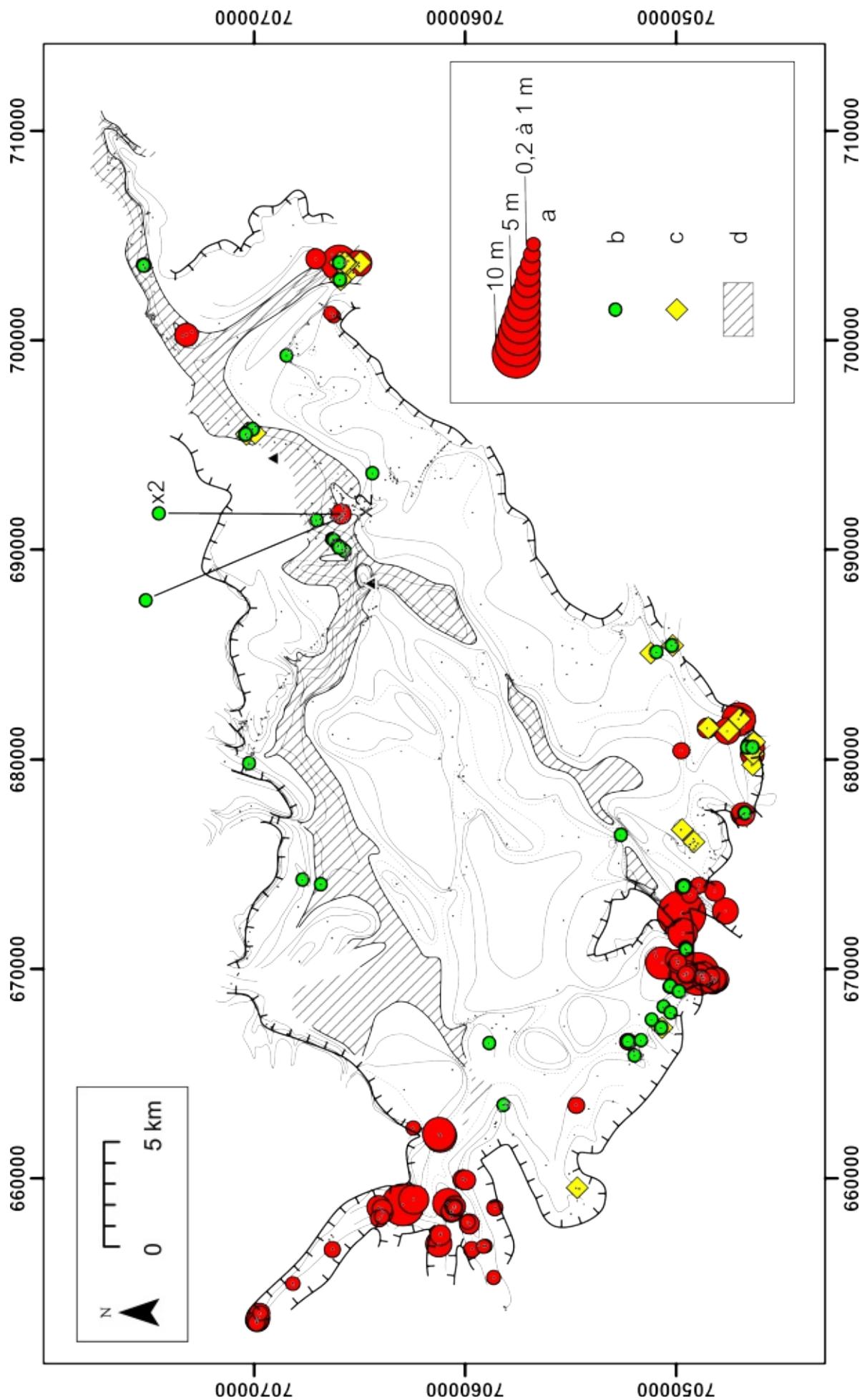
Figure 223 - Morphologie de la région de Neuffossé

et nappes fluviales grossières d'après une extrait de la figure 170 de Sommé (Sommé, 1977b)
MNT : BDalti 25
pour une représentation complète du système de terrasses, voir la figure 197

Figure 223 - Neuffossé area morphology

and coarse grained fluvial layers after figure 170 of Sommé (1977)
DEM : BDalti 25
for an overview of the terraces system, see figure 197





Nous émettons l'hypothèse qu'au moins une partie des silex accumulés à la rupture de pente se déplace lentement vers l'aval, au moins par intermittence pendant les périodes de plus forte activité des rivières. Cependant, la charge graveleuse (qu'elle provienne d'ailleurs des assises éocènes ou crétacées) est « diluée » dans la matrice sableuse, largement plus abondante et facilement mobilisable. La grave n'est dès lors plus reconnue comme telle dans les sondages géotechniques qui décrivent des sables à silex épars ou à rares lits de cailloutis. Si d'aventure des nappes graveleuses perdurent où se reforment, la largeur démesurée de la plaine limite les chances de les rencontrer. Ce fut toutefois le cas dans deux sondages BSS : 141C0119 et 141 à Armentières (région de plus grande densité d'observations), qui s'ajoutent aux rares sondages cités par Jules Gosselet. Bien que faisant exception, ces cas sont à notre avis suffisants pour arguer d'une présence de graviers dans la plaine et de l'écoulement ancien vers l'Escaut.

2.2.5 Répartition des formations organiques profondes

En essayant d'éliminer les occurrences attribuables au Tardiglaciaire-Holocène (proche de la surface et associées au réseau hydrographique de surface), nous retenons 9 sondages géotechniques décrivant des formations organiques attribuables au Début Glaciaire weichselien ou à l'Eemien (formations profondes ou scellées par les limons de surface). Ils s'ajoutent aux gisements de Warneton et d'Erquinghem-sur-la-Lys (table 36). Ils permettent de construire la carte figure 224.

Les formations organiques profondes s'ordonnent logiquement sur les axes de creusement maximum. Nous pouvons distinguer deux groupes en fonction de la profondeur et de la nature des sédiments observés.

A. Composante organique, profondeur modérée (<10 m) : Weichselien ?

Un premier ensemble se trouve à une profondeur modérée (de l'ordre de 4 à 9 mètres de profondeur, soit environ 6 à 12 mètres d'altitude). Il est constitué de débris organiques associés à des alluvions litées (n° 1, 3 à 5 et 8). Nous l'interprétons comme des formations alluviales périglaciaires avec une composante organique. Ces formations sont corrélables à celles décrites dans la région de Lille (cf. *supra*) ou dans la briqueterie de Warneton (Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967) (attribution au Début Glaciaire weichselien, avec toutefois les discussions évoquées dans les parties II.1-2.1.2C. à II.1-2.1.2E.).

B. Tourbe, profondeur importante (<10 m) : Eemien ?

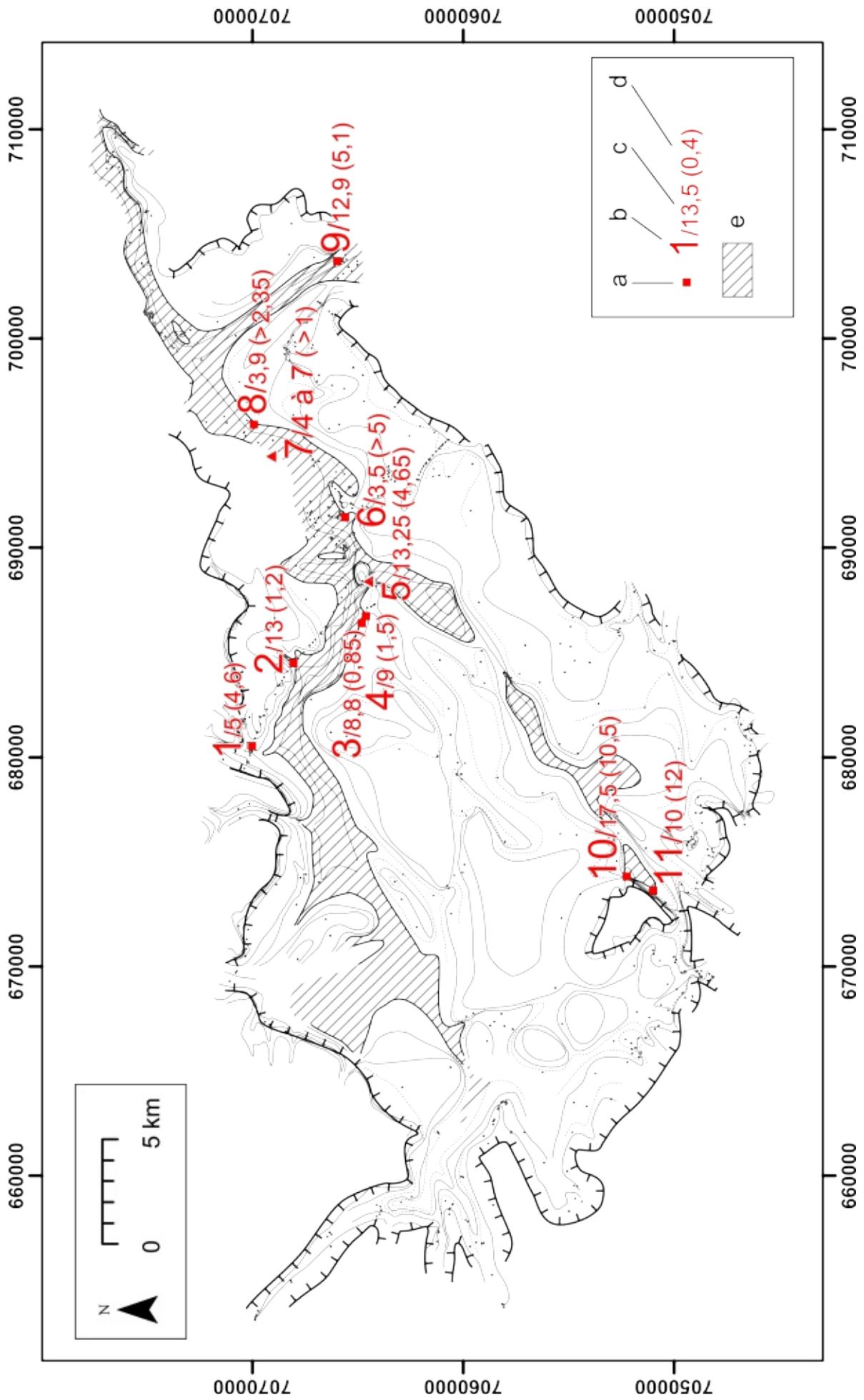
Un deuxième ensemble de trois sondages correspond aux descriptions de « tourbe ». Celle-ci est décrite à une profondeur plus importante (10 mètres ou plus). Les mentions de tourbe sont corrélables aux formations fluviatiles eemiennes étudiées à Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996). Un sondage ancien (n° 5 sur la figure 198, n° 9 sur la figure 224), bien décrit et détaillé, est situé dans l'axe de creusement maximum de la Deûle à Wambrechies (tourbe à environ +3 à -2 mètres d'altitude). Deux sondages récents (n° 3 sur la figure 198, n° 10 et 11 sur la figure 224) présentent des données étonnantes mais malheureusement laconiques. Situés au sud de la plaine à l'est d'Hinges, ils se distinguent par une épaisseur de tourbe importante (respectivement 10,5 et 12 mètres, soit entre +12,5/+0,5 et +1,5/-9 m d'altitude) ce qui impliquerait un dépôt quaternaire jusqu'à 27,5 m d'épaisseur. Si ces sondages ne sont pas erronés, le secteur situé au débouché de la Lawe dans la plaine, à l'est de Hinges, serait une zone tectoniquement affaissée particulièrement favorable aux enregistrements pléistocènes avec, peut-être, une dizaine de mètres de formations fluviatiles eemiennes.

Figure 224 - Inventory of deep organic deposits in the Leie plain

- a – location
- b – observation number (see table 36)
- c – depth to top of organic deposit (meters)
- d – thickness of organic deposit (meters)
- e – base of Quaternary below 0 m IGN69 survey

Figure 224 - Recensement des dépôts organiques profonds dans la plaine de la Lys

- a – localisation
- b – numéro de la mention (voir table 36)
- c – profondeur du sommet du dépôt organique (mètres)
- d – épaisseur du dépôt organique (mètres)
- e – base du Quaternaire sous 0 m IGN69



n°	référence	profondeur (sommet) / deep (top) (m)	épaisseur / thickness (m)	description	interprétation
1	133X0018/111111	5	4,6	« pigmentation noire organique » / « organic black color »	DG ?
2	133X0037/111111	13	1,2	« limon tourbeux » / « peaty silt »	DG ?
3	134C0116/CPS18	8,8	0,85	« lits tourbeux » / « peaty silt »	DG ?
4	134C0114/C14	9	1,5	« débris végétaux », « lits tourbeux » / « vegetal remains », « peaty layers »	DG ?
5	Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé et al. 1996)	13,25	4,65	complexe limono-sableux et argileux, organique à débris végétaux / organic clayey and sandy silt with vegetals remains	Eemien
6	00141C0204/PR1	3,5	> 5	« mouchetures organiques » / « organic dots »	DG ?
7	Warneton (Paepe 1964)	4 à 7	> 1	sol, tourbe / soil, peat	DG
8	141B0110/S1	3,9	> 2,35	« alluvions sablo-argileuses brunes jaunâtres », « débris de tourbe » / « yellowish brown clayey sandy alluviums », « peat fragments »	DG ?
9	142D0142/F1	12,9	5,1	« tourbe » / « peat »	Eemien ?
10	192X0269/F1	17,5	10,5	« tourbe » / « peat »	Eemien ?
11	192X0260/F1	10	12	« tourbe » / « peat »	Eemien ?

Table 36 - Recensement des mentions de dépôts organiques profonds dans la plaine de la Lys

localisation : figure 224

DG = Début Glaciaire weichselien

Table 36 - Inventory of deep organic deposits in the Leie plain

location : figure 224

DG = Weichselian Early Glacial

2.2.6 Un enregistrement limité aux deux derniers cycles glaciaires : un comblement fluvio-éolien massif propre au Weichselien ?

La morphologie de la plaine de la Lys est directement liée à la structure tectonique. Drainée par des cours d'eau modestes sans commune mesure avec sa superficie (plus de 800 km²) ou l'épaisseur du Quaternaire (plus de 20 mètres), elle est particulièrement favorable aux enregistrements sédimentaires. Pourquoi, dans des conditions aussi favorables, n'avons-nous pas d'occurrences de formations plus anciennes ? Certes, les fortes érosions ultérieures peuvent expliquer en partie cette absence. Mais quelques témoins d'un comblement fluvio-éolien massif antérieur au Weichselien auraient pu être conservés comme l'a été partiellement l'Eemien. D'ailleurs, pourquoi donc les deux interglaciaires présents (Eemien et Holocène) sont-ils dans des positions morpho-sédimentaires aussi différentes (figure 212) ?

Paepe (1965) répond à cette question en faisant intervenir un mouvement tectonique important à la fin du Pléistocène moyen : selon lui, un basculement et une subsidence de blocs auraient permis la capture des cours d'eau artésiens et expliqueraient l'importance de la sédimentation et le contact des formations du « Riss » avec la *bed rock*.

Sans exclure une néotectonique probable dans une structure clairement subsidente, nous pensons qu'un affaissement ne peut expliquer à lui seul la non-reconnaissance de formations antesaaliennes. Sauf à avoir recours à une « crise » et une morphogenèse rapide, la structure générale et le potentiel d'enregistrement sédimentaire existaient déjà avant les deux derniers cycles qui sont seuls reconnus dans la plaine. Nous émettons l'hypothèse que les apports éoliens antérieurs ont été modestes, limités à un saupoudrage. Ils sont absents de la plaine comme ils le sont des versants environnants. Selon cette hypothèse, le bilan sédimentaire du Saalien, et plus encore celui du Weichselien, sont en rupture avec les périodes précédentes. L'Eemien et le Weichselien sont bien représentés car ils ont bénéficié d'un changement du système morpho-sédimentaire. Ceci explique la différence de position entre les formations interglaciaires de l'Eemien et de l'Holocène (figure 212). À part d'éventuels témoins épars disséminés dans la plaine (qui restent encore à mettre en évidence) les témoins corrélatifs de la morphogenèse pléistocène de la plaine sont essentiellement les épandages graveleux au débouché des rivières artésiennes.

3. La Scarpe

3.1 Quelques passées organiques au nord de la Plaine

La sédimentation attribuable au Quaternaire reste modérée dans le bassin de la Scarpe (maximum de l'ordre de 7 mètres) et aucun indice de dépôt antérieur au Glaciaire weichselien n'avait été trouvé avant la découverte récente de Waziers (partie I.13- et *infra*). Hervé Fourier note la présence d'un « faciès limoneux humifère de base » avec un contact franc avec le substrat. Il le décrit comme un « niveau, de moins de 1 m d'épaisseur, de teinte brun foncé à noire [qui] contient environ 2 % de matière organique (...) avec dans certains cas des restes de végétaux mal décomposés. » (n° 12 sur la figure 198, Fourier, 1989 ; p. 223). Cette formation est selon lui relativement bien circonscrite dans la plaine (figure 225). Il l'interprète comme un pédocomplexe du Début Glaciaire. Nos propres investigations, limitées en profondeur (*cf.* partie I.14-) n'ont pas rencontré cette formation. Nous pouvons nous étonner de la conservation au milieu d'une plaine où s'est

manifestée une forte activité fluviale pléniglaciaire weichselienne (*cf.* partie II.2-4.3.1) d'un sol qui n'est que rarement observé sur les versants limitrophes (plus favorables pourtant à sa conservation). Nous remarquons que l'aire d'extension de ce niveau correspond majoritairement à la plaine haute. Fourier note par ailleurs que le niveau se trouve en « association avec des dépôts variés (sables, limons, sables et limons lités) ». Il s'agit à notre avis d'une formation alluviale. En l'absence de datations, elle peut être rapportée au Début Glaciaire ou à une première partie du Pléniglaciaire weichselien. Sa répartition peut s'expliquer par une meilleure préservation au nord de la plaine, à l'écart de l'axe de drainage principal emprunté par les écoulements du Pléniglaciaire. Son extension est toutefois vraisemblablement moins régulière que présentée, avec de probables lacunes érosives importantes liées aux écoulements provenant de la Pévèle.

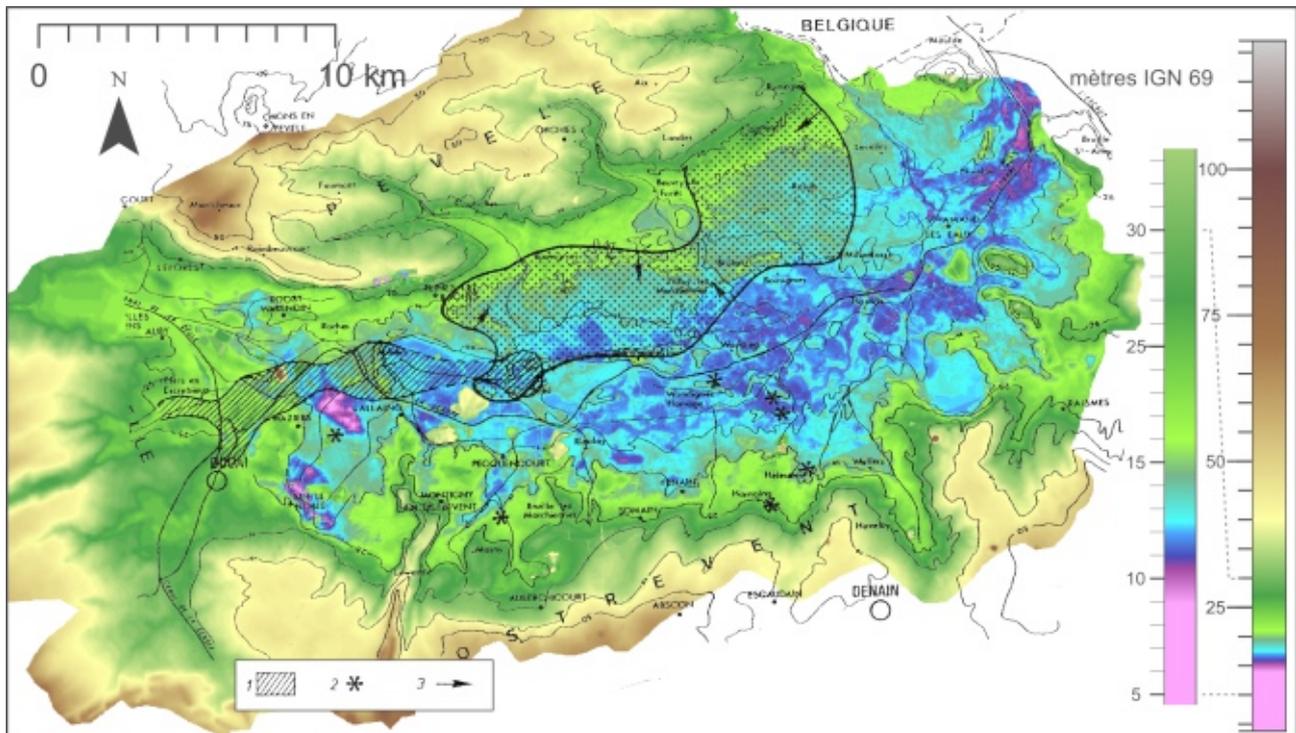


Figure 225 - Extension de dépôts organiques attribués au Début Glaciaire weichselien dans la plaine de la Scarpe

d'après Fourier (1989, figure 93) sur un MNT d'après BDalti (IGN) et Lidar Scarpe (DREAL)

- 1 – sable à graviers de craie (1 à 5 mm), de 0,2 à 1 m d'épaisseur (...)
- 2 – graviers de craie localement présent
- 3 (et points) – limon humifère brun foncé à noir, de 0,2 à 0,5 m

Figure 225 - Extension of organic deposits attributed to the Weichselian Early Glacial in the Scarpe plain after Fourier (1989, figure 93) over a DEM after BDalti (IGN) and Lidar Scarpe (DREAL)

- 1 – sand with chalk gravels (1 to 5 mm), 0,2 to 1 m thick (...)
- 2 – local chalk gravels
- 3 (and dots) – brown to black humic silt, 0,2 to 0,5 m thick

3.2 Waziers « Bas Terroir »

3.2.1 Découverte d'une formation fluviatile eemienne

Durant l'année 2013 (au cours de la rédaction du présent mémoire), un dépôt fluviatile travertineux et tourbeux eemien a été découvert à Waziers au lieu-dit « Le Bas-Terroir » (partie I.13-) au sud-ouest de la plaine (figure 110). Le dépôt a été observé une première fois par Yann Petite en 2011 au cours d'un diagnostic archéologique (Rorive, 2012). Une nouvelle observation de la formation tourbeuse en 2013 sur une parcelle proche, toujours dans le cadre d'un diagnostic archéologique, a permis d'émettre l'hypothèse d'un âge anté-Pléniglaciaire en raison de la présence d'une tourbe à bois sous des formations fluvio-éoliennes attribuables au Pléniglaciaire weichselien (photos 56 à 58 et figures 113 et 114) (Deschodt, 2013). L'ancienneté de la formation a été confirmée par une datation radiocarbone sur bois au-delà des limites de la méthode (Save et Beta Analytic Ltd, 2013). De plus, le statut d'Interglaciaire et donc selon toute vraisemblance l'âge eemien de la formation a été clairement mis en évidence grâce au contenu malacologique prélevé dans un nouveau sondage (partie I.13-3. et Antoine *et al.*, 2013) et en particulier par la présence de *Belgrandia marginata* (Limondin-Lozouët, 2013). Cette espèce est en effet présente uniquement au cours des Interglaciaires et a disparu des cortèges holocènes. Nous sommes à Waziers vraisemblablement en présence d'un début d'Interglaciaire évoluant vers un optimum climatique.

3.2.2 Stratigraphie et conditions de préservation

La mise en évidence de la formation d'âge eemienne a motivé des investigations supplémentaires sous forme de sondages géophysiques et de sondages à la tarière mécanique dans le cadre d'une opération programmée (Antoine *et al.*, 2013). Les formations eemiennes sont associées à une structure en chenal. Elles sont conservées à partir d'environ trois mètres de profondeur et parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur (figures 124 à 127).

Les dépôts limoneux ou sableux gris à graviers qui la surmontent présentent fréquemment des lits tourbeux issus de leur remaniement (figures 116 et 117). Il s'agit vraisemblablement du résultat d'une dégradation climatique avec intensification de la compétence du cours d'eau (Gibbard et Lewin, 2002). Une attribution au Début Glaciaire weichselien est vraisemblable, mais devra être discutée à la lumière des résultats de la datation des sédiments sus-jacents au comblement du chenal interglaciaire par la méthode OSL.

L'axe du chenal eemien a continué de fonctionner au Weichselien et la formation eemienne est localement érodée par des dépôts fluviaux grossiers attribuables au Pléniglaciaire. Toutefois, la bonne préservation générale des formations les plus anciennes est vraisemblablement due à une défluviaton au cours du Weichselien : le tracé holocène de la Scarpe se situe quelques centaines de mètres plus à l'ouest. La défluviaton envisagée a pu être favorisée par la configuration générale de la zone en limite de la plaine de la Scarpe et du versant de l'Ostrevant. L'absence d'alluvions attribuables au Tardiglaciaire-Holocène conforte l'hypothèse d'une défluviaton weichselienne.

Ultérieurement, les dépôts ont été préservés grâce à leur position en bordure de la plaine et leur éloignement des écoulements weichseliens les plus forts. Toutefois, un faciès de dépôts fluvio-éoliens caractéristiques (partie II.2-4.3.2) témoigne d'écoulements extensifs attribuables au Pléniglaciaire supérieur weichselien, localement exprimés sous forme d'un chenal peu profond (figure 116). Un dépôt loessique peu épais (quelques décimètres) nappe la zone à la fin du Pléniglaciaire supérieur.

4. L'Escaut

4.1 Le bassin frontalier (est du Ferrain)

4.1.1 État des connaissances

Des sondages géotechniques ont rencontré de fortes épaisseurs de sédiments du Pléistocène aux environs de Lys-lez-Lannoy, près de la frontière belge. Des sondages, cités par Sommé (1977, p. 616), indiquent plusieurs niveaux grossiers contenant des roches du socle paléozoïque. D'autre part, les auteurs belges figurent systématiquement dans cette zone un remblaiement quaternaire épais qui formerait une connexion sous la cote zéro entre les vallées de l'Escaut et de la Marque (Tavernier et De Moor, 1974 ; Haesaerts, 1984a ; Gullentops *et al.*, 2001).

4.1.2 Cartographie du substrat ante-quaternaire

À défaut d'observations personnelles dans cette zone, nous avons entrepris un recensement systématique des sondages disponibles à la Banque du Sous-Sol du Bureau de Recherches Géologiques et Minières sur un large périmètre compris entre les affleurements

crayeux dans l'axe du Mélandois au sud et la partie aval de la vallée de l'Espierre au nord (figure 226). Sur 333 sondages dépouillés, douze ont été rejetés (erreur de localisation manifeste, document absent ou trop peu précis). Deux sondages (figure 227) ont effectivement rencontré des épaisseurs de sédiments quaternaires particulièrement importantes : jusqu'à 33,5 m de profondeur (soit -10 m sous zéro IGN69). À l'issue du travail de dépouillement, deux cartographies de la base et de l'épaisseur du Quaternaire sont proposées (figure 229 et 230) ainsi qu'un transect succinct reprenant les sondages avec les plus fortes épaisseurs de Quaternaire (figure 228).

Nous pouvons dès lors affirmer que de très fortes épaisseurs de Quaternaire existent (jusqu'à plus de 30 m d'épaisseur). Toutefois, elles sont liées à la vallée de l'Escaut et ne pénètrent que relativement peu sur le territoire français. Un interfluve étroit de sable landénien est présent entre les vallées de la Marque et de l'Escaut. La connexion quaternaire entre la Marque et l'Escaut à l'ouest se révèle donc une extrapolation erronée. Elle a pu être envisagée par les chercheurs belges au vu de la proximité des fortes épaisseurs rencontrées dans deux terminaisons de la vallée flamande peu éloignées : l'Escaut en aval de Tournai et la Marque à proximité de Lille (*cf.* partie II.1-1.3.4 pour la Marque).

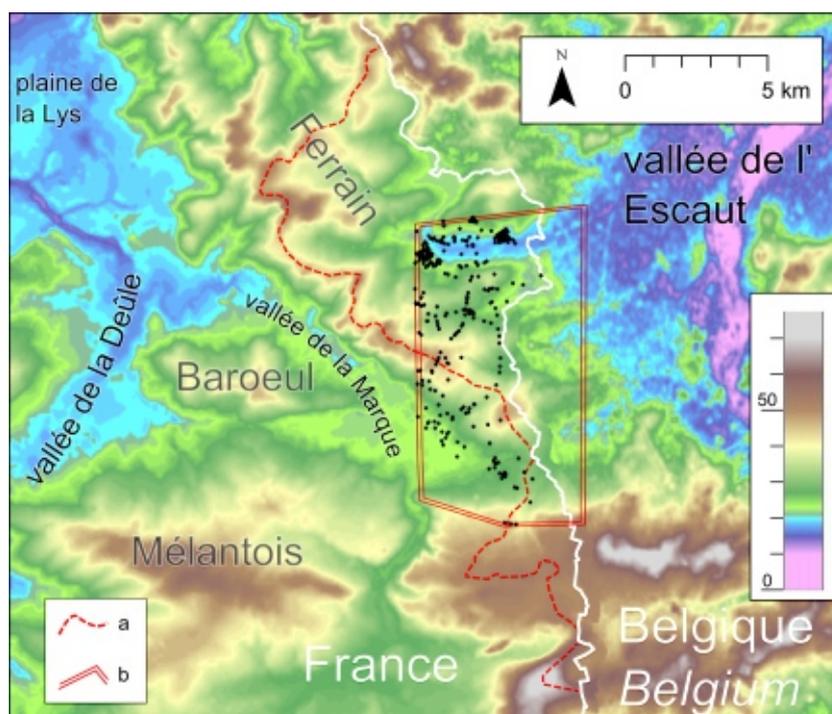


Figure 226 - Zone de dépouillement systématique des sondages dans les environs de Lys-lez-Lannoy

fond de plan : MNT d'après BDalti IGN (en mètres IGN69), prolongé en Belgique d'après SRTM3
 a – bassin de versant frontalier de l'Escaut
 b – zone de dépouillement systématique des sondages géotechniques français

Figure 226 - Zone of systematic analysis of cores around Lys-lez-Lannoy

map background : DEM after BDalti (IGN) (IGN 69 m survey), continued in Belgium after SRTM3 (USA).
 a – Scheldt catchment along the border
 b – Zone of systematic analysis of French cores

La base du remplissage quaternaire semble être constituée d'au moins deux nappes alluviales emboîtées (figure 228). La position sous le bas de versant d'exposition est du Ferrain permet de conclure à la répétition, dans cette section de l'Escaut, du système morpho-stratigraphique observé pour la Deûle à Lille : une progradation du versant sur d'épaisses formations alluviales de l'Escaut déposées au cours des deux derniers cycles glaciaires.

Figure 227 - Environs de Lys-lez-Lannoy : sondages dépouillés

- fond de plan : MNT d'après BDalti IGN (en mètres IGN69), prolongé en Belgique d'après SRTM3
- a – sondages utilisés
- b – sondages non utilisés
- c – localisation du transect figure 228

Figure 227 - Analyzed cores Around Lys-lez-Lannoy :
 map background : DEM after BDalti (IGN) (IGN 69 m survey), continued in Belgium according SRTM3 (USA)
 a – utilized cores
 b – non-utilized cores
 c – location of the cross-section figure 228

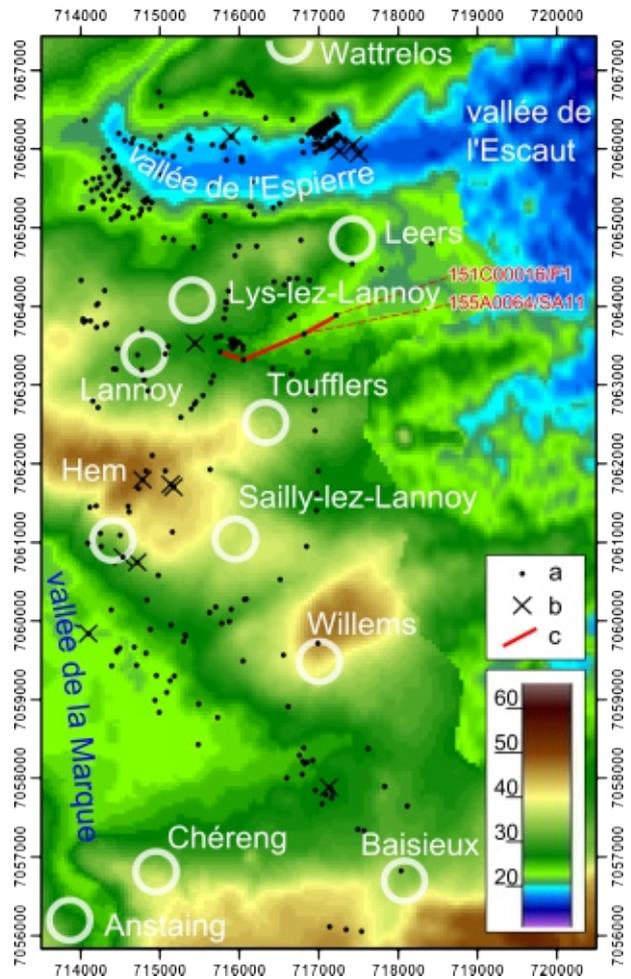
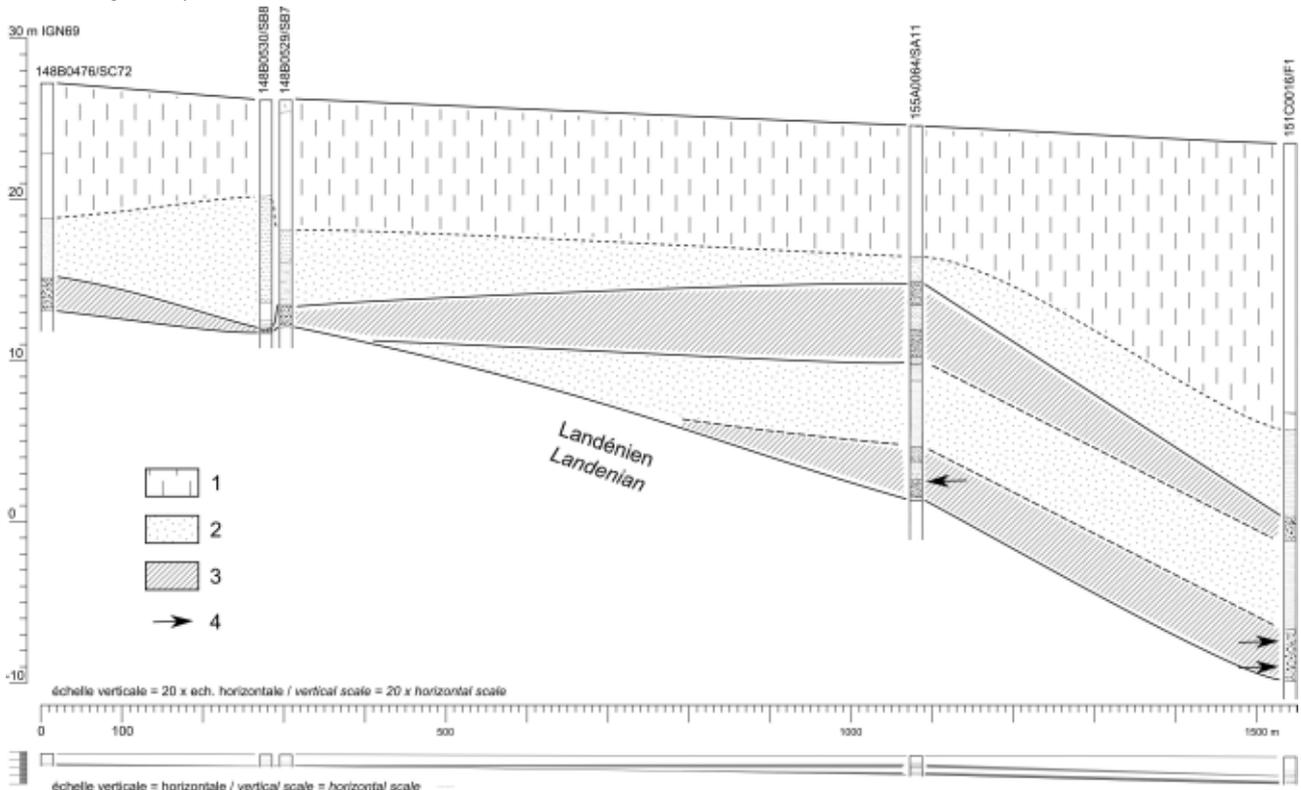


Figure 228 - Transect à Lys-lez-Lannoy

- localisation sur la figure 227
- 1 – limon
- 2 – sable dominant
- 3 – graviers et blocs
- 4 – dépôt organique

Figure 228 - Transect at Lys-lez-Lannoy
 for location see figure 227
 1 – silt
 2 – mainly sand
 3 – gravel and cobbles
 4 – organic deposit



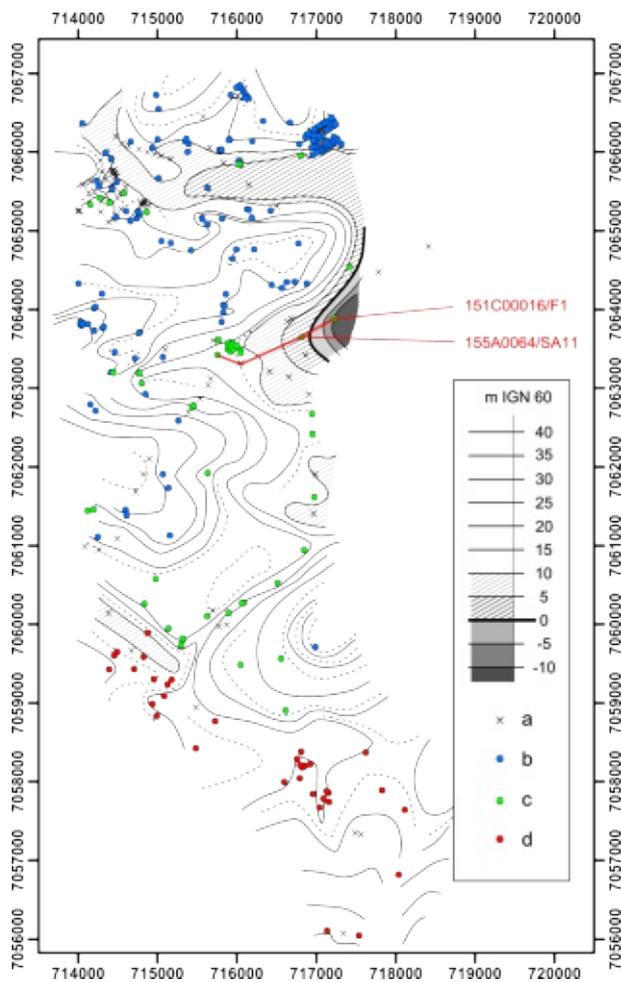


Figure 229 - Topographie de la base du Quaternaire dans les environs de Lys-lez-Lannoy

- a – fin du sondage dans le Quaternaire sans atteindre le substrat ante-quaternaire
- b – base du Quaternaire sur l'argile yprésienne
- c – base du Quaternaire sur le sable landénien
- d – base du Quaternaire sur la craie mésozoïque

Figure 229 - Quaternary bottom topography around Lys-lez-Lannoy

- a – base of core in the Quaternary deposit without reaching pre-quaternary substratum
- b – base of Quaternary over Ypresian clay
- c – base of Quaternary over Landenian sand
- d – base of Quaternary over Mesozoic chalk

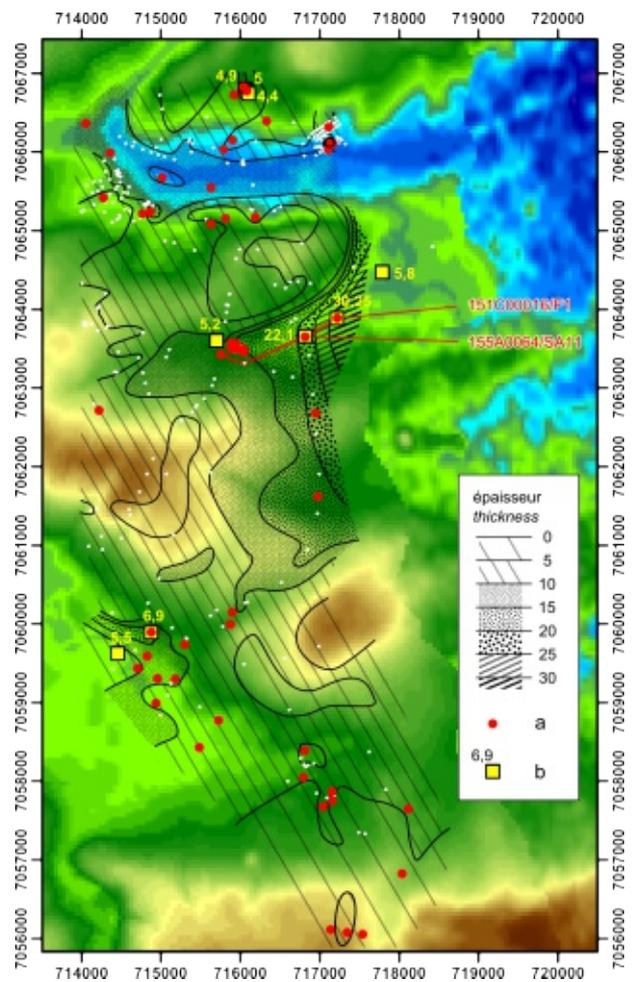


Figure 230 - Epaisseur du Quaternaire et localisation des dépôts graveleux et organiques, environs de Lys-lez-Lannoy

- épaisseur en mètres
- a – formation graveleuse
- b – mention de dépôt organique et profondeur d'apparition

Figure 230 - Thickness of Quaternary formation and location of organic and gravelly deposits, around Lys-lez-Lannoy

- thickness in meters
- a – gravelly deposit
- b – organic deposit and depth of appearance

4.2. La plaine de confluence Escaut-Haine

4.2.1 La plaine

Une lecture systématique des sondages géotechniques effectués en 2001 (annexe 4 et Deschodt, 2001a) a permis de pointer les occurrences de mentions de matière organique dans des contextes sédimentaires attribuables au Pléistocène (dépôts grossiers ou sable et limon lités). Toutefois, nombre de ces mentions peuvent

correspondre à des débris végétaux associés à une sédimentation du Pléniglaciaire, voire du Tardiglaciaire. Seule une occurrence est située sous le versant et est clairement antérieure au Pléniglaciaire Weichselien (sondage 22-5-15 de la Banque du sous-sol, avec une mention de « tourbe » entre 6,8 et 7,1 m de profondeur dans une accumulation de silex) (n° 13 sur la figure 198). Le réseau des incisions maximales (environ 12 m de profondeur, sous l'altitude 5 m IGN69) et la répartition des nappes de silex (jusqu'à plus de 4 m d'épaisseur) présentent une complexité certaine sans rapport avec le réseau hydrographique actuel ni même la topographie (figure 231). Ceci, avec la

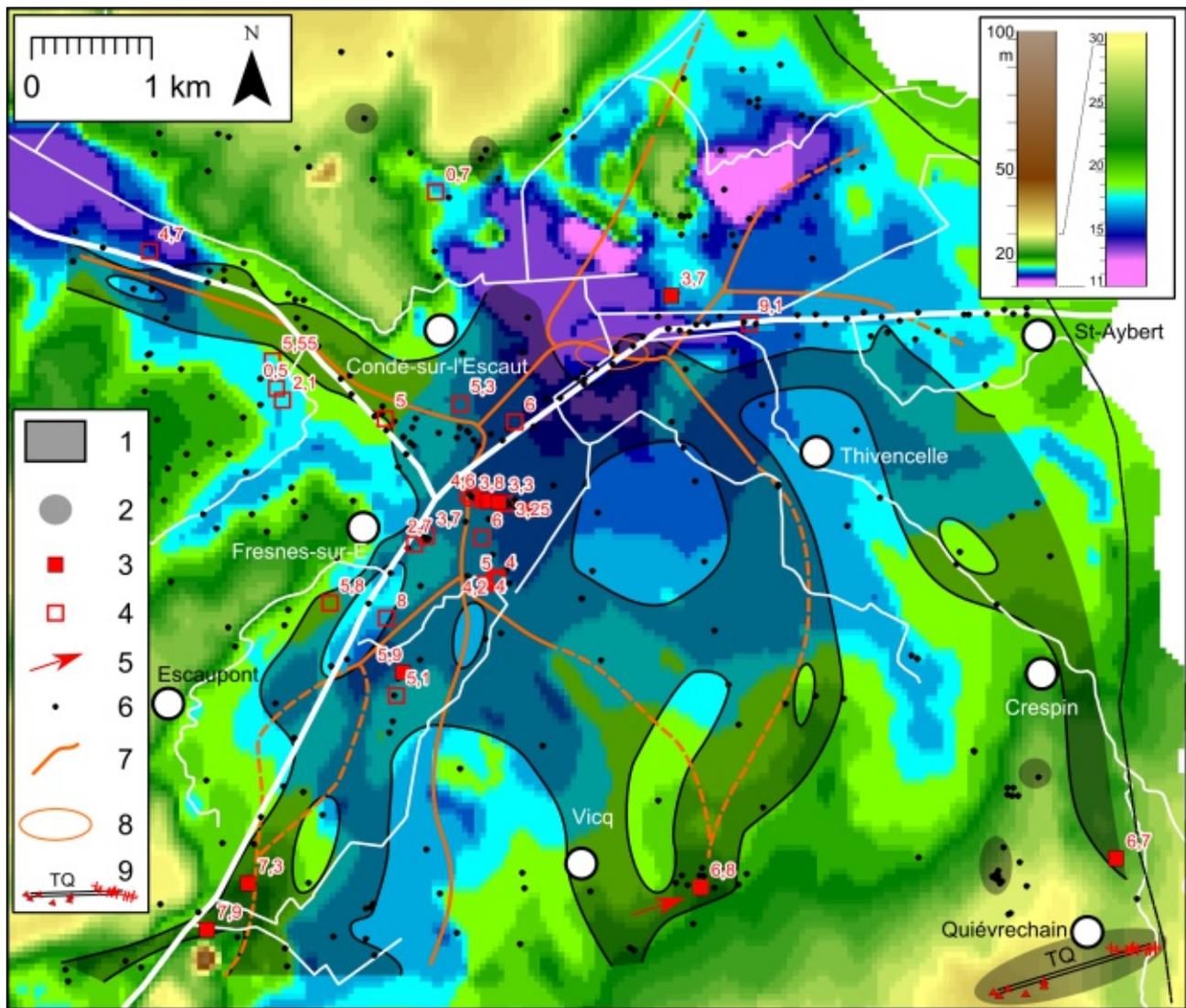


Figure 231 - Présence d'éléments organiques associés à des sédiments du Pléistocène dans la plaine de confluence Escaut-Haine

d'après les sondages consultés dans le cadre de Planarch 1 (Deschodt, 2001a), voir annexe 4
 MNT : BDalti (données IGN), altitudes en mètres IGN69
 réseau hydrographique en blanc (données PPIGE)
 1 – nappe de silex
 2 – amas de silex isolé en position de versant
 3 – sondage avec mention de tourbe dans des niveaux attribués au Pléistocène, et profondeur d'apparition (en mètres)
 4 – sondage avec mention de débris végétaux ou matière organique dans des niveaux attribués au Pléistocène, et profondeur d'apparition (en mètres)
 5 – position du sondage 22-5-15 en position de versant et mention de tourbe en profondeur
 6 – autres sondages consultés
 7 – axe de l'incision maximum dans le substrat antérieur au Quaternaire (trait plein : moins de 5 m d'altitudes IGN 69 ; traits hachés : plus de 5 mètres d'altitude IGN69)
 8 – zone d'affaissement minier (base du Quaternaire à moins de 0 m IGN69)
 9 – localisation du transect figure 236

Figure 231 - Organic elements associated with pleistocene sediments in the Scheldt-Haine confluence plain based on corings consulted for Planarch 1 project (Deschodt, 2001), see annex 4

DEM: BDalti (IGN data), IGN69 elevation in meters
 hydrographic network in white (PPIGE data)
 1 – flint layer
 2 – isolated flint concentrations on slope
 3 – core with note of peat in layers attributed to the Pleistocene, depth of occurrence (m)
 4 – core with note of vegetal remains or organic material in layers attributed to the Pleistocene, depth of occurrence (m)
 5 – location of core 22-5-15 with note of peat at depth 6
 6 – other cores consulted
 7 – axis of maximum incision into Quaternary substratum (solid line: less below 5 m elev., IGN 69 survey; dashed line : over 5 m elev., IGN 69 survey)
 8 – zone of mining subsidence (base of Quaternary below 0 m, IGN 69)
 9 – location of cross section figure 236

présence de dépôts grossiers sous le bas de versant au nord-est de la plaine de confluence, permet de supposer une histoire complexe et des emboîtements de nappes dans cette vaste zone de confluence. Une analyse plus fine est gênée par la faible différenciation des altitudes, la similitude des faciès (sable et silex) et la rareté des observations directes.

4.2.2 En-deçà Quiévrain

Au sud de la plaine, un transect du versant de rive gauche de l'Aunelle a été réalisé en utilisant des observations personnelles à Quiévrain (BDLD 970 à 979) complétées par quelques sondages géotechniques enregistrés à la banque du sous-sol du BRGM (figure 232). Malgré des données dispersées, la mention répétée de graviers de silex sous une couverture limoneuse permet d'envisager sous le versant en pente douce un système de nappes alluviales emboîtées et légèrement étagées (altitude de la base des graviers entre environ 22 et 28/30 m IGN69) sur plus d'un kilomètre. La morphologie plus vigoureuse du versant opposé (où est construite la proverbiale ville belge de Quiévrain) semble en adéquation avec cette interprétation. Nous sommes probablement en présence d'un déplacement latéral du cours de l'Aunelle (ou plutôt, de la confluence Aunelle/Hogneau) au cours du Pléistocène. Le déplacement latéral a été facilité par la faible résistance mécanique du *bed rock* sableux éocène. Il est accompagné d'une légère incision dont la chronologie est inconnue.

Cette géométrie des dépôts (avec un léger encaissement) est symétriquement opposable aux emboîtements (à des altitudes proches ou constantes) enregistrés dans la plaine quelques centaines de mètres plus au nord. Un déplacement des rivières qui alimentent la plaine pourrait expliquer l'étendue et la répartition des nappes graveleuses, en inadéquation avec le réseau actuel. Enfin, la différence entre l'emboîtement à altitude constante et une tendance à l'étagement renvoie à la nature tectonique probable du versant bordier de la plaine, à la transition entre les plaines du Nord et les plateaux du Bassin parisien.

4.3 Le haut-pays

Le ruisseau de la Fontaine en aval de Poix-du-Nord se situe dans le bassin de l'Écaillon, affluent de rive droite de l'Escaut (n° 14 sur la figure 198). Le bas de versant exposé au nord de la vallée encaissée est composé de loess. Ce dernier scelle sous 3 à 4 mètres de profondeur une formation limoneuse litée, avec malacofaune, lits sombres et lits crayeux de plusieurs centimètres (BDLD 1342 à 1347). Aucune datation ni analyse n'a été effectuée, mais, en raison de la proximité du faciès et de la position stratigraphique, une corrélation avec les formations de fond de vallée du Début Glaciaire weichselien de la région de Lille est envisagée. La localisation de la zone au débouché d'un vallon affluent permet d'expliquer la présence vers le

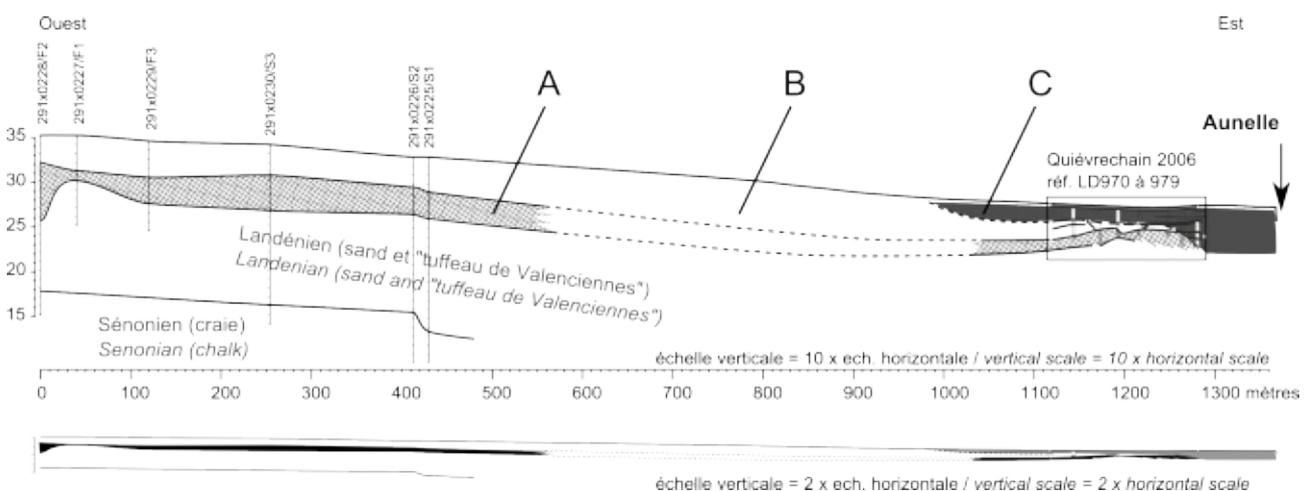


Figure 232 - Transect Ouest-Est du versant et du fond de vallée en rive gauche de l'Aunelle au sud de Quiévrain

localisation : voir figure 231

A – silex

B – limon

C – dépôts alluviaux Tardiglaciaire-Holocènes

Figure 232 - Aunelle river left bank slope and valley bottom West-East cross-section, South of Quiévrain

location : see figure 231

A – flint

B – silt

C – Lateglacial-Holocene alluvial deposits

versant de blocs de craie, de silex et de boue crayeuse sous les formations litées (écoulements et solifluxion en provenance du vallon). Elle permet d'expliquer également les variations d'altitude du toit de la formation limoneuse litée (en fort pendage) par un probable dépôt en cône de déjection. À proximité immédiate du lit mineur actuel, ces formations sont remplacées par des dépôts grossiers (rognons de silex sans matrice)

directement sur le substrat argileux, témoin d'une forte activité fluviale (Pléniglaciaire). L'observation de Poix-du-Nord offre un exemple de conservation d'un dépôt antérieur à l'apport loessique pléniglaciaire dans la partie amont du bassin de l'Escaut. Ce cas peut être rapproché des sondages effectués à Neuf-Mesnil dans un vallon sec du bassin de la Sambre, hors zone d'étude (BDLD 1253, n° 15 sur la figure 198).

5. Bilan, comparaisons et discussions

5.1 Les nappes alluviales anciennes conservées en fond de vallée

La table 34 et la figure 198 recensent et classifient les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien conservés en fond de vallée.

5.1.1 Les témoins du Début Glaciaire Weichselien

A. Le sol de Warneton

Le Début Glaciaire weichselien en fond de vallée est principalement connu par le « sol de Warneton » utilisé comme pédostratotype pour le Début Glaciaire Weichselien. La relecture des données nous permet de proposer une interprétation alternative. Il pourrait s'agir d'une formation humifère et tourbeuse associée à une activité fluviale dans un contexte de plaine d'inondation périglaciaire (cf. partie II.1-2.1.2). Un âge Début Glaciaire est possible, mais n'est pas certain (la formation pourrait avoir été déposée dans des conditions peu dynamiques au Pléniglaciaire).

B. L'exemple de la Deûle : une conservation sous les bas de versant

Nos travaux permettent de pointer plusieurs endroits où des formations fluviales limoneuses à dépôts organiques (débris végétaux, passages organiques) sont attribuables au Début Glaciaire. L'attribution chronologique est toutefois fragile, avec seulement deux sites où elle est étayée par de la palynologie. Elle repose souvent sur des

comparaisons et une position morpho-stratigraphique (sous les loess du Pléniglaciaire en bas de versant). C'est en particulier le cas dans la vallée de la Deûle (figure 209). Toutefois, une confusion avec des formations Pléniglaciaire à composante organique est envisageable.

C. Autres indices dans le bas-pays

Des formations litées à composante organique ont été cartographiées au nord de la plaine de la Scarpe par Fourrier (1989) qui leur a attribué un âge Début Glaciaire. L'attribution chronologique n'est pas certaine.

Le dépouillement des sondages géotechniques entrepris sur la plaine de la Lys pointe des mentions de dépôts organiques profonds associés à des formations fluviales (figure 224 et table 36). À une altitude proche, elles peuvent être attribuées aux dépôts fluvio-organiques de Warneton. Un âge Début Glaciaire ou Pléniglaciaire weichselien pourra leur être attribué en fonction des investigations futures.

D. Une présence possible dans le haut-pays ?

Enfin, nous notons deux occurrences dans le haut-pays dont une dans notre zone d'étude (à Poix-du-Nord) sous la forme d'un limon gleyifié lité avec présence de matière organique. Le dépôt est scellé par les formations limoneuses de versant. Un âge Début Glaciaire est possible. Dans l'attente de données chronologiques pour ce type de dépôts, il peut donc être envisagé des conservations locales de témoins weichseliens anciens dans des vallées secondaires en contexte de plateau.

5.1.2 Les témoins de l'Eemien

A. Erquinghem-sur-la-Lys : un cas non isolé

Le dépôt fluvio-organique observé en carottage à Erquinghem-sur-la-Lys (Somme *et al.*, 1996) était jusqu'à récemment le seul élément attesté de formation fluviatile eemienne dans les fonds de vallées de la zone d'étude.

Le dépouillement des sondages géotechniques de la plaine de la Lys permet d'envisager au moins trois autres occurrences possibles de tourbe eemienne dans des conditions paléogéographiques et à une altitude proche (cote zéro) : une à Wambrechies (à proximité de la Deûle) et deux à l'est de Hinges au sud de la plaine. Dans ces deux derniers cas, la tourbe, dont la présence reste à confirmer (les descriptions de sondages étant laconiques), serait particulièrement épaisse et profonde (figure 224 et table 36).

B. Waziers « Bas Terroir » : un témoin majeur à l'échelle nord-ouest européenne ?

En 2013, le corpus des formations eemiennes attestées dans la zone d'étude a doublé avec la découverte du gisement de Waziers (parties I.13- et II.1-3.2). La faible profondeur du dépôt (à partir de trois mètres) et la possibilité d'exploration en coupe le distinguent d'emblée des formations profondes de la plaine de la Lys et de la Deûle aval connues uniquement par sondage carotté. En outre la présence de faune, de bois, de matériel archéologique et la conservation des pollens renforcent considérablement son intérêt pour l'étude de l'Interglaciaire eemien. L'environnement fluviatile continental le rapproche du gisement de Caours (Antoine *et al.*, 2006 ; Antoine *et al.*, 2007a) dont il semble d'ailleurs en première approximation contemporain. Il s'en distingue toutefois par l'absence de travertin construit et l'importance de la sédimentation tourbeuse. Autant de caractéristiques qui permettent de considérer la formation de Waziers

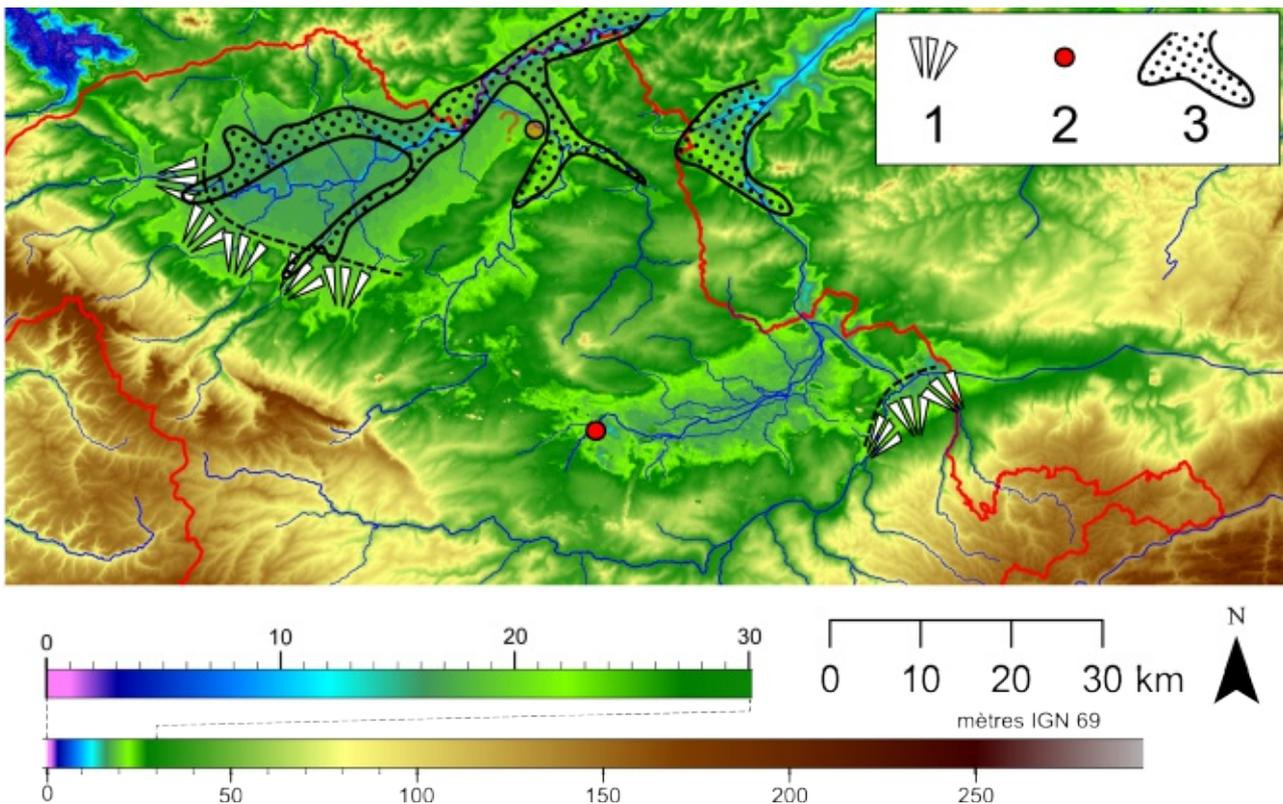


Figure 233 - Les trois catégories de dépôts antérieur au Weichselien conservées en fond de vallée dans la zone d'étude et leur localisation

- 1 – emboîtements de nappes graveleuses à la bordure du haut-pays : sud de la plaine de la Lys et plaine de confluence Escaut-Haine
- 2 – témoin isolé de nappes eemiennes à faible profondeur : Waziers (attesté) et Wambrechies (supposé)
- 3 – nappes alluviales saaliennes et eemiennes profondes emboîtée dans le fond de la vallée flamande : plaine de la Lys, Deule-Marque aval et Escaut à l'est du Ferrain

Figure 233 - The three categories of deposits anterior to Weichselian preserved in the valley bottoms of the study area and their location

- 1 – interbedded coarse layers in the high country border : Leie river plain southern part and Scheldt-Haine river confluence plain
- 2 – isolated indication of Eemian deposits at shallow depth : Waziers (attested) and Wambrechies (supposed)
- 3 – deep interbedded Saalian and Eemian alluvial layers on the Flemish valley bottom : Leie river plain, lower Deule-Marque rivers and the Scheldt river valley east of Ferrain

comme pouvant fournir des données majeures à l'échelle européenne, à côté des sites littoraux ou marins de la mer du Nord, des quelques tourbes continentales néerlandaises encore mal connues (Bosch *et al.*, 2000) et des sites lacustres ou des alluvions travertineuses d'Allemagne (Eissmann, 2002). L'exploration et exploitation du gisement de Waziers « Bas-Terroir » restent à mener.

C. Autre indice

La lecture attentive des observations anciennes permet d'envisager un témoin eemien à Wambrechies au fort du Vert-Galant (partie II.1-1.3.2). La paléogéographie et les conditions de conservations, mal explicitées, seraient sensiblement différentes de celles des formations tourbeuses profondes du type d'Erquinghem.

5.1.3 Les témoins du Saalien (stade isotopique marin 6)

Dans la région de Lille, la géométrie des formations alluviales profondes et des formations limoneuses de versant met en évidence la présence de deux cycles de dépôt de limon de versant. Le plus ancien scelle des formations fluviatiles qui sont donc attribuables au Saalien (stade isotopique marin 6). Le phénomène se reproduit dans la partie aval de la Marque et dans un petit secteur de la vallée de l'Escaut à Lys-lez-Lannoy, en aval de Tournai.

Dans la plaine de confluence Escaut-Haine, en aval de Valenciennes, la complexité des épandages graveleux et leur déconnexion des axes d'écoulements principaux actuels suggèrent une mise en place sur plusieurs cycles.

5.1.4 Des témoins antérieurs ?

Les épandages graveleux de la bordure artésienne de la plaine de la Lys ont vraisemblablement des correspondances avec les nappes étagées immédiatement en amont dans les vallées de la Lys et de la Lawe (Sommé, 1976, 1977b). Ce secteur est potentiellement propice à l'établissement d'une chronostratigraphie plus ancienne en lien avec la morphogenèse de la plaine. Toutefois, ce raisonnement inductif n'est étayé par aucune observation. Aucun dépôt de fond de vallée n'est identifié comme antérieur au stade isotopique marin 6 dans la zone d'étude.

5.1.5 En résumé : trois types de dépôts ante-weichseliens en fond de vallée

En dehors de la préservation des dépôts du Début Glaciaire weichselien, localement étendus et dont la conservation ubiquiste est en grande partie liée aux apports éoliens ultérieurs, trois types de dépôts antérieurs sont conservés en fond de vallée dans la zone d'étude (figure 233). Il s'agit :

1/ des nappes graveleuses emboîtées conservées en bordure du haut-pays dans le sud de la plaine de la Lys (partie II.1-2.2.3) et dans la plaine de confluence Escaut-Haine. Ces nappes ne sont pas datées, toutefois une partie d'entre elles sont probablement anciennes, associées à la morphogenèse régionale et à la différenciation haut et bas-pays. D'une manière générale, elles sont corrélées aux systèmes de terrasses présents en amont dans le haut-pays (en particulier ceux de l'Aa et de la Lys, figure 197). Un équivalent existe dans le cas de la plaine de confluence Escaut, mais il reste mal connu en raison d'une forte couverture éolienne sur versant et d'un étagement peu marqué (exemple de Quiévreachain, partie II.1-4.2.2).

2/ des témoins eemiens isolés à faible profondeur. Il s'agit de Waziers « Bas-Terroir » (partie I.13-), mais aussi, probablement de Wambrechies « fort du Vert-Galant » décrit anciennement par Ladrière (partie II.1-1.3.2). La conservation de ces témoins a été favorisée par des changements paléogéographiques (déplacements des axes d'écoulements entre l'Interglaciaire et les phases d'érosions fluviatiles ultérieures), eux-mêmes rendus possibles par un contexte de très larges plaines occupées par des cours d'eau de gabarit réduit. Il est possible que d'autres occurrences existent. Elles restent toutefois exceptionnelles.

3/ des nappes saaliennes et weichseliennes profondes dans la vallée flamande. Une étude attentive des données géotechniques permet d'affirmer que le cas d'Erquinghem n'est pas isolé et que des dépôts eemiens sont présents vers la cote zéro dans la terminaison française de la vallée flamande (partie II.1-2.2.5). Une nappe de graviers saaliens est présente dans la vallée de la Deûle au nord de Lille et dans l'Escaut à l'est du Ferrain. Un équivalent est probablement présent dans la plaine de la Lys, il n'est toutefois pas différencié du Weichselien en raison de leur texture sableuse. Avec des formations saaliennes et eemiennes profondes, la terminaison française de la vallée flamande présente donc une géométrie et un comblement comparable à ceux de la partie belge (*cf.* partie suivante).

5.2 La terminaison française de la vallée flamande

5.2.1 La vallée flamande, définition et limite

L'expression « vallée flamande » a été proposée par Tavernier (1946) pour désigner la profonde vallée remblayée au nord de Gand. Par la suite l'ensemble des auteurs (dont Tavernier lui-même) désigne par « vallée flamande » le réseau hydrographique scaldéen incisé sous 0 mètre d'altitude (figure 234) (Tavernier et De Moor, 1974 ; Vandenberghe et De Smedt, 1979 ; Verbruggen, 1971 ; Gullentops *et al.*, 2001 ; Haesaerts, 1984b). C'est aujourd'hui l'acceptation la plus fréquente et, en ce sens, une partie de la zone d'étude appartient à la vallée flamande. Elle en constitue une terminaison amont (figure 235).

5.2.2 Depuis la fin du Saalien, en Belgique

A. L'incision saalienne et la vallée d'Ostende

L'incision maximum de la vallée est réalisée à la fin du « Riss » (Saalien) à près de -30 m (Tavernier, 1946 ; De Moor et Heyse, 1974, 1978) ou en tout cas antérieurement à l'Eemien (Vandenberghe et De Smedt, 1979). La vallée d'Ostende (« Ostende Valley ») constitue probablement l'exutoire saalien du réseau hydrographique de l'Escaut (« OV », figure 235). Il s'agit d'une profonde incision du plateau continental sous -30 m au large d'Ostende » (Liu *et al.*, 1992). Mathys (2009) a mis en évidence la relation existante entre la vallée flamande et la topographie de la base du Quaternaire dans la mer du Nord. La forte incision dans le plateau continental résulterait d'un abaissement rapide, au cours du SIM 6, du lac pro-glaciaire qui constituait l'exutoire du réseau (Mathys, 2009 ; Hijma *et al.*, 2012). Une proposition chronologique précédente plaçait d'ailleurs l'incision au début de l'Eemien en vertu de la faiblesse ou de l'absence de dépôts grossiers sur le *bed rock* (Mostaert *et al.*, 1989). La faible épaisseur des dépôts fluviaux saaliens est expliquée par Mathys par la position tardive de l'événement au cours du Saalien. Elle précède l'amélioration climatique eemienne. Le Saalien est également faiblement représenté plus en amont au nord de Gand (Tavernier, 1946 ; De Moor et Heyse, 1978). Le fait a pu être expliqué par le développement de chenaux de marée eemiens

(De Moor et Heyse, 1974). Plus en amont encore les dépôts fluviatiles du Saalien sont mieux représentés avec jusqu'à 7 m de dépôt sablo-graveleux (formation d'Adegem) (Gullentops *et al.*, 2001).

B. Le remblaiement eemien

La profonde vallée incisée est remblayée à l'Eemien par des dépôts marins, littoraux et fluvio-marins (la formation « d'Ostende ») (Gullentops *et al.*, 2001). La formation d'Ostende a dans un premier temps été considérée comme « Würmienne » (weichselienne) par Tavernier qui envisageait une absence de dépôt Eemien en Belgique (Tavernier, 1946, 1948). L'Eemien est en fait fréquemment rencontré sur le littoral et dans la vallée flamande (Vanhoorne et Ferguson, 1997) et sur de fortes épaisseurs (de l'ordre de 20 m ou plus). Les dépôts eemiens ont pu être repérés à faible profondeur (Paepe et Baeteman, 1979 ; Verbruggen, 1999) parfois même au-dessus de la cote zéro (De Moor et Heyse, 1974 ; Ek et Ozer, 1976) en conformité avec les synthèses sur le niveau marin global (Lambeck *et al.*, 2002 ; Shackleton *et al.*, 2003 ; Hearty *et al.*, 2007). Ce dernier point est une différence avec l'enregistrement néerlandais où l'Eemien bien représenté (Bosch *et al.*, 2000) est observé à plus basse profondeur (à partir d'environ -8 m) (Zagwijn, 1983 ; Bosch *et al.*, 2000), le différentiel correspondant au mouvement tectonique (environ -0,8 mm/an) qui affecte une partie des Pays-Bas (Kooi *et al.*, 1998 ; Hijma *et al.*, 2012).

Les dépôts estuariens eemiens de la vallée flamande passent vers l'amont à des dépôts fluviatiles sablo-limoneux et tourbeux (formation « d'Oostwinkel »), parfois préservés sur 5 m d'épaisseur ou plus (Tavernier et De Moor, 1974 ; Haesaerts, 1984b ; Gullentops *et al.*, 2001). Toutefois, l'influence marine eemienne remonte très fortement vers l'amont de la vallée de l'Escaut et des faunes estuariennes sont présentes jusque dans la région de Templeuve et Pecq (un peu en aval de Tournai, à proximité immédiate du secteur de Lys-lez-Lannoy, cf. partie II.1-4.1) (Tavernier, 1946 ; Tavernier et De Moor, 1974 ; Paepe et Baeteman, 1979).

C. L'incision weichselienne et les « dutch channels »

L'incision weichselienne est plus modérée que l'incision précédente (Tavernier, 1946 ; De Moor et Heyse, 1978). Ceci se note en particulier dans l'incision modérée des « Dutch

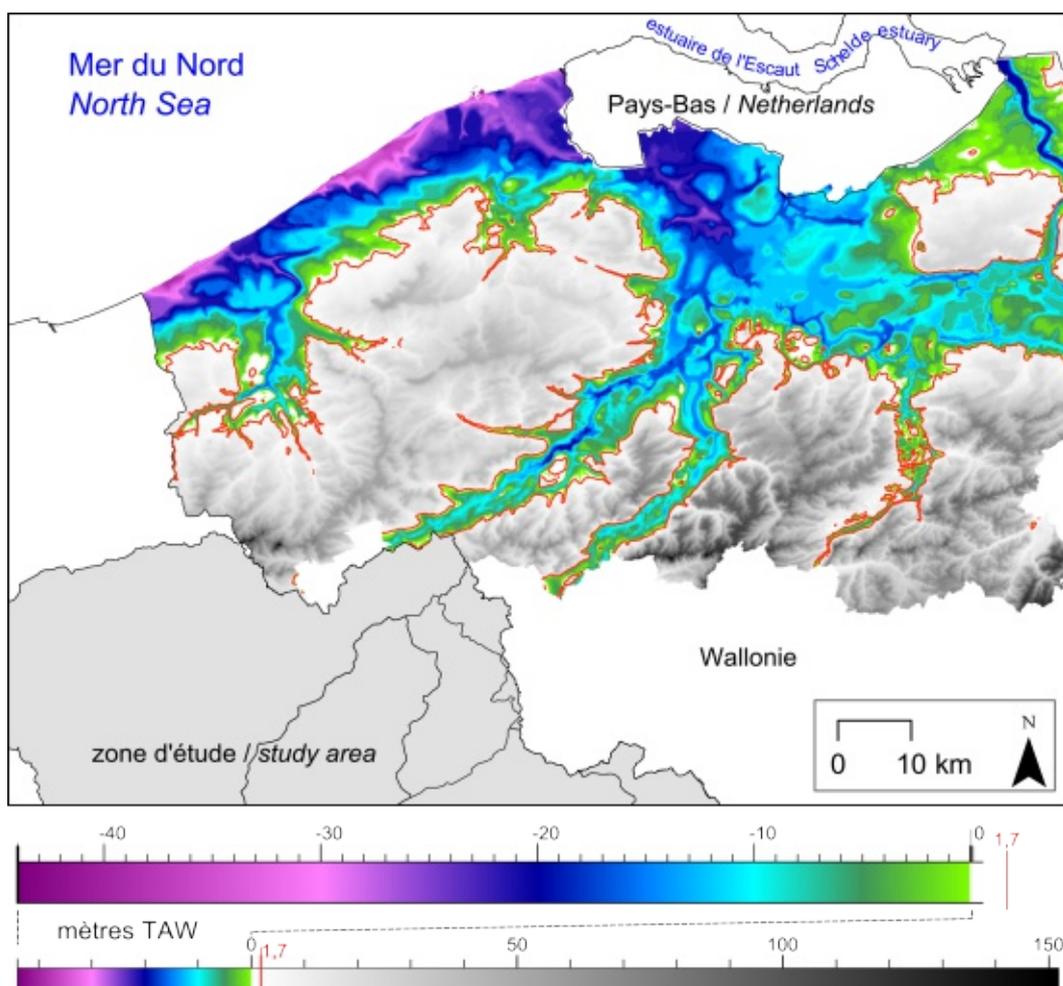


Figure 234 - Topographie de la base du Quaternaire dans la partie est de la Flandre belge et mise en exergue d'une partie de la vallée flamande

trait rouge : courbe 1,7 m TAW (approximation du zéro IGN 69 dans la région de Lille)
données MNT : Geologisch 3D Model Vlaanderen (v1.2011), opgemaakt door VITO in opdracht van Vlaamse overheid, ALBON [modèle géologique 3D de la Flandre (v1.2011) diffusé par le VITO pour le compte du gouvernement flamand, ALBON]

Figure 234 – Quaternary bottom topography in the eastern portion of Belgian Flanders highlighting part of the Flemish valley.

red line : 1,7 m TAW contour level (approximately equivalent to 0 m elev. IGN69 in Lille area)
DEM data : Geologisch 3D Model Vlaanderen (v1.2011), opgemaakt door VITO in opdracht van Vlaamse overheid, ALBON [Flander 3D geologic model (v1.2011) distributed by VITO for the Flemish government, ALBON]

Channels » (« DC » figure 235) (Mathys, 2009) qui constitue, plus au nord, l'exutoire de l'Escaut vers le bassin de la mer du Nord pendant la majeure partie du Weichselien.

D. La fin du Glaciaire weichselien et l'estuaire actuel

Au cours du Pléniglaciaire weichselien, un dépôt éolien sableux, la formation de Maldegem (De Moor et Heyse, 1974) tend à barrer le cours de l'Escaut vers le bassin de la mer du Nord (Tavernier, 1946 ; Verbruggen, 1971 ; Bats *et al.*, 2010). Il participe à un nouveau changement de cours. L'Escaut déploie son estuaire actuel encore plus

au nord à proximité du système Rhin-Meuse à travers une cuesta d'argile (région de Boom, figure 4).

5.2.3 La vallée flamande en France

A. Creusements maximums et profils longitudinaux

Des paléo-talwegs enfouis, méconnus et mal datés

Le remblaiement de larges sections de plaines de la zone d'étude masque les axes des anciennes bandes actives. Ces dernières ont

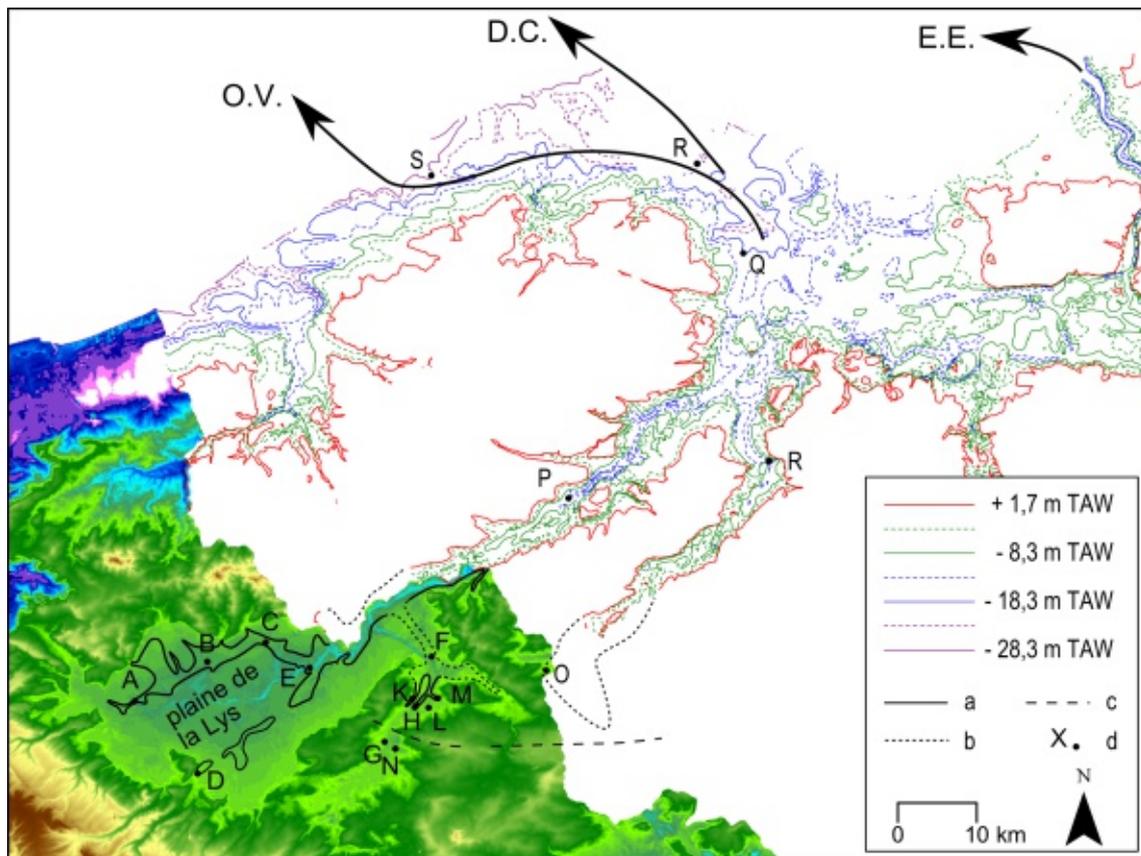


Figure 235 - Partie est de la vallée flamande et sa terminaison française

- O.V. – Ostende valley (cours saalien)
 D.C. – Dutch channels (cours weichselien)
 E.E. – Estuaire de l'Escaut (cours de la fin du Weichselien et estuaire holocène)
 1,7 m TAW – approximation du zéro IGN69 dans la région de Lille
 a – courbe de niveau de la base du Quaternaire à zéro mètre IGN69, d'après figure 221 pour la plaine de la Lys, d'après Leplat (1986) et Deschodt ((Deschodt, 1999a) pour la région de Lille
 b – courbe de niveau probable du Quaternaire à zéro mètre IGN69, d'après Tavernier et De Moor (1974) pour l'Escaut
 c – axe anticlinal du Mélantois
 d – repère de la profondeur de l'incision (table 37)

Figure 235 - Eastern part of the Flemish valley and its French portion

- O.V. – Ostende valley (Saalian course)
 D.C. – Dutch channels (Weichselian course)
 E.E. – Sheldt estuary (course up to the end of the Weichselian and Holocene estuary)
 1,7 m TAW – approximately equivalent to zero IGN69 in the Lille area
 a – contour at base of the Quaternary at 0 m elev. IGN69, after figure 221 for the Leie plain, after Leplat (1986) and Deschodt (1999) for the Lille area
 b – probable level of the Quaternary at zero meters IGN69 after Tavernier et De Moor (1974) for the Scheldt valley
 c – Mélantois anticlinal axis
 d – reference points for depth of incision (table 37)

surcreusé le substrat ante-quaternaire. La détection des paléotalwegs nécessite un dépouillement extensif des données sur des aires importantes. Ceci a été effectué sur la plaine de la Lys dans le cadre de ce mémoire (figure 232) en reprenant en partie la cartographie de Jean Sommé (Colbeaux *et al.*, 1978). Une carte de même nature a été produite par José Leplat sur la vallée de Deûle dans la région de Lille (Leplat, 1986), reprise et légèrement modifiée (Deschodt, 1999a). La région de Lille bénéficie d'une densité particulièrement importante de sondages et la cartographie déjà ancienne mériterait d'être réactualisée et de bénéficier d'outils géomatiques. Une troisième cartographie a été effectuée dans une partie de la plaine de l'Escaut (figure 231 et Deschodt, 2001a).

Dans les trois cas, plusieurs axes d'incision sont identifiés. Toutefois, la topographie de la base du Quaternaire est souvent peu précise et, surtout, la chronologie des remblaiements reste en grande partie hypothétique. Le cas de la plaine de la Lys illustre ces incertitudes : un dépouillement de près de 800 sondages géotechniques permet d'esquisser une carte avec une densité de points à peine supérieure à 1 par km² (et de vastes zones sont dépourvues de données). Sur l'ensemble de la plaine, seul le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys permet d'évoquer un âge de remblaiement avec un minimum de certitude. Un gain de précision nécessiterait un changement de méthodes : sondages géophysiques, sismiques, carottages à des endroits ciblés... Pour l'instant, en l'absence

	loc	X L93	Y L93	Z	contact
A	Lys paléotalweg ouest / Lys, west palaeotalweg	665898	7060218	0	Yprésien/Quaternaire Ypresian/Quaternary
B	Lys paléotalweg ouest / Lys, west palaeotalweg	675144	7065317	-5	Yprésien/Quaternaire Ypresian/Quaternary
C	Lys paléotalweg ouest / Lys, west palaeotalweg	682595	7067774	-10	Yprésien/Quaternaire Ypresian/Quaternary
D	Lys paléotalweg est / Lys, east palaeotalweg	673915	7050884	0	Yprésien/Quaternaire Ypresian/Quaternary
E	Erquinghem-sur-la-Lys	688178	7064539	-5	Yprésien/Eemien Ypresian/Eemian
				0	Eemien/Pléniglaciaire weichselien Eemian/Weichselian Pleniglacial
				8	Pléniglaciaire weichselien/ Holocène Weichselian Pleniglacial/ Holocene
F	Wambrechies, 142D0142/F1	703727	7065963	-11	Landénien/Saalien Landenian/Saalian
				-2	Saalien/Eemien ? Saalian/Eemian ?
				3	Eemien ?/Weichselien Eemian ?/Weichselian
G	146C1829/R1	697675	7055015	3,5	Senonien/Quaternaire Senonian/Quaternary
H	Lille, rue Hegel	701531	7059437	2	Senonien/ Pléniglaciaire weichselien ? Senonian / Weichselian Pleniglacial ?
IJ	Lille, paléotalweg est / Lille, east palaeotalweg	701758	7059718	0	Senonien/ Pléniglaciaire weichselien ? Senonian / Weichselian Pleniglacial ?
K	Lille, paléotalweg ouest / Lille, west palaeotalweg	701225	7060524	0	Senonien/Saalien ? Senonian/Saalian ?
L	Lille, rue du Port	703301	7059380	12	Senonien/Tardiglaciaire-Holocène Senonian/Lateglacial-Holocene
M	Lille, avenue du Peuple Belge	704474	7060592	10	Senonien/Tardiglaciaire-Holocène Senonian/Lateglacial-Holocene
N	Houplin, station d'épuration	699068	7054111	14,5 ?	Senonien/Tardiglaciaire-Holocène Senonian/Lateglacial-Holocene
O	secteur Lys-lez-Lannoy, 151C0016/F1	717221	7063884	-10	Landénien/Saalien ? Landenian/Saalian

Table 37 - Incisions et remblaiements : quelques repères
coordonnées approximatives ; voir figures 235 et 236

Table 37 - Incisions and infillings : reference points
approximate coordinates ; see figure 235 and 236

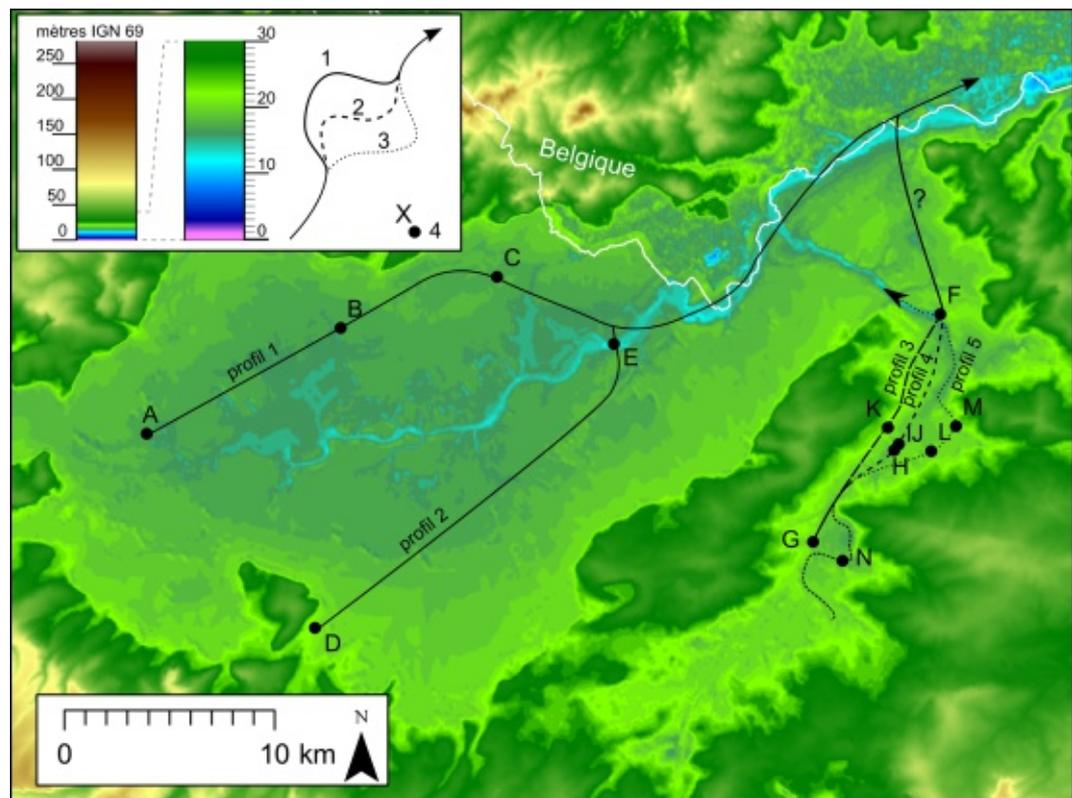


Figure 236 - Incisions et remblaiements : localisation des repères dans la terminaison française de la vallée flamande

- 1 – tracé et incision maximum antérieur au Weichselien (« ? » = cours probable de la Deûle)
 - 2 – tracé et incision maximum pléniglaciaire weichselien de la Deûle
 - 3 – tracé et incision maximum holocène de la Deûle
 - 4 – repères, voir table 37
- profils : voir figures 237 et 238

Figure 236 - Incisions and infilling: location of points of reference in the French portion of the Flemish valley
see table 37

- 1 – Weichselian course and maximum Weichselian Pleniglacial incision (« ? » = probable course of the Deûle river)
 - 2 – Weichselian Deûle river course and maximum Weichselian Pleniglacial incision
 - 3 – Holocene Deûle river course and maximum incision
 - 4 – points of reference, see table 37
- profiles : see figures 237 and 238

d'une maîtrise de la géométrie et de l'âge des dépôts alluviaux, il est délicat de débattre de la modalité ou de la temporalité des incisions/remblaiements et encore plus d'en tirer des conclusions sur leur relation avec les cycles climatiques, la tectonique, l'isostasie ou l'eustatisme, choses par ailleurs complexes et parfois débattues même en contexte mieux connu (Vandenberghe, 1995b, 2008, 2002 ; Gibbard et Lewin, 2009 ; Blum et Törnqvist, 2000 ; Weisrock, 2010).

Cette réserve étant émise, nous nous devons de poser quelques jalons et réflexions au moins pour la terminaison française de la vallée flamande.

Incision maximum : quelques jalons

À défaut de profils bien caractérisés, nous proposons quelques jalons (table 37) localisés sur les figures 235 et 236. Ils permettent de construire des profils de la base du Quaternaire avec des pentes moyennes (figures 237 et 238). Leur choix correspond à quelques points mieux connus ou étudiés pour lesquels il existe parfois une approche chronologique (Erquinghem-sur-la-Lys, repère E, ou la rue Hegel à Lille, repère H). Dans la plaine de la Lys, des repères ont été choisis en fonction des courbes de niveau de la carte (figure 232, repères A à D) et selon une trame lâche. Le petit nombre de points évite une fallacieuse précision. Concernant la Deûle, le repère G est un sondage (146C1829/R1) arbitrairement choisi en amont de l'axe anticlinal du Mélantois. Le repère K correspond au paléo-talweg le plus à l'ouest observé également dans un transect transverse (figure 48 et A sur la figure 210). En outre, le repère F (qui correspond au sondage 142D0142/F1 à Wambrechies, déjà évoqué *supra*) a été choisi car il marque un approfondissement important du creusement maximum au nord de Lille, avec une mention de tourbe que nous attribuons à l'Eemien. Le repère O correspond au sondage 151C0016/F1 à Lys-lez-Lannoy, déjà évoqué *supra*.

Les tableaux et profils anticipent sur les synthèses à venir en présentant dans la région de Lille les données relatives à des incisions rapportées au Pléniglaciaire weichselien (H, rue Hegel) et au Tardiglaciaire-Holocène (repères L à N).

Profils longitudinaux dans la plaine de la Lys (profils 1 et 2)

La cote zéro est rapidement atteinte dans la partie amont de la plaine dans les deux paléo-talwegs. Le mode de sélection des repères gomme les irrégularités rapportées à la structure

tectonique (Colbeaux et al. 1978). La cote -10 est atteinte dans la région d'Armentières, ce qui implique une pente moyenne d'environ 5 pour mille sur l'argile yprésienne. À Erquinghem-sur-la-Lys (repère E), le creusement maximum de -5 m implique une pente plus douce de 0,25 pour mille. La proximité avec une zone avale à -10 m suggère soit une rupture de pente et un approfondissement brusque du creusement maximum, soit une position du carottage d'Erquinghem en décalage par rapport au creusement maximum (hypothétique E prime vers -10 m). Vers l'aval, la pente moyenne jusqu'au bassin de la mer du Nord (via l'Ostende Valley, cf. *infra*) serait respectivement de l'ordre de 0,11 et 0,16 pour mille.

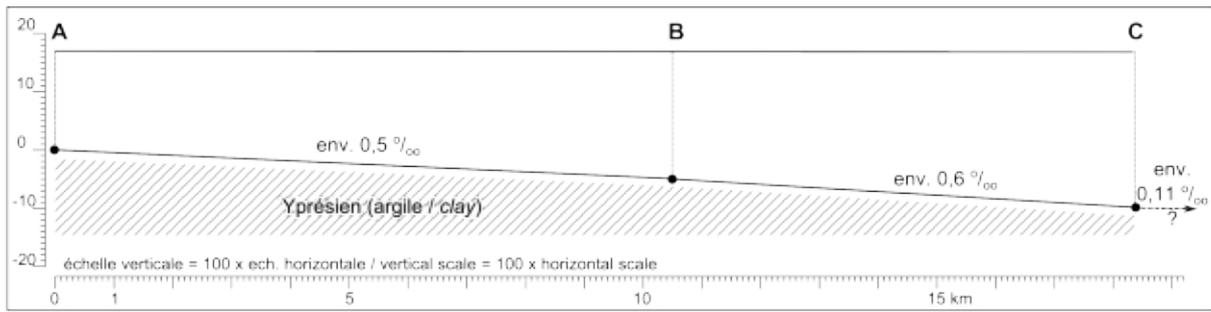
Profils longitudinaux de la Deûle

a) région de Lille (profils 3 et 4)

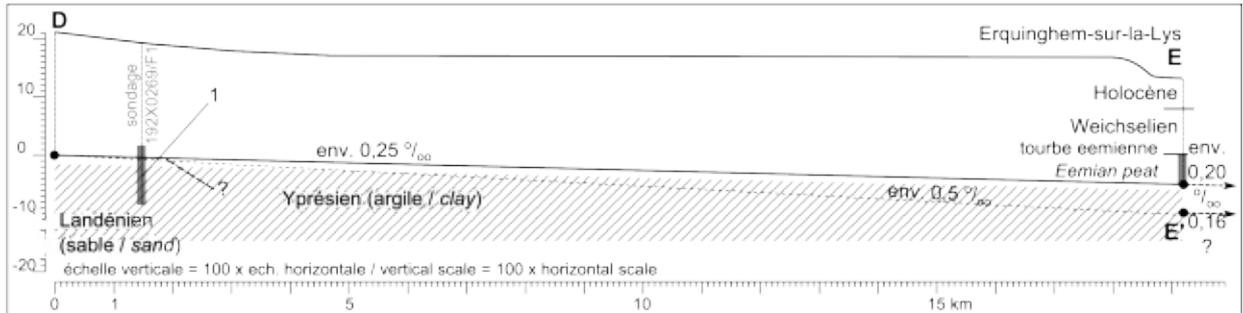
Le profil 3 correspond à l'axe emprunté par le paléo-talweg le plus à l'ouest avec une base de comblement attribué au Saalien. Le profil 4 correspond au paléo-talweg attribué au Weichselien, décalé de quelques centaines de mètres vers l'est. Le fait majeur est, dans les deux cas, une augmentation importante de la pente (jusqu'à près de 2 pour mille dans le cas du profil 4) dans cette partie de la vallée. La section concernée correspond en même temps : (a) au substrat landénien (majoritairement sableux), entre la craie sénonienne à l'amont et l'argile yprésienne à l'aval, (b) au revers nord de l'anticlinal du Mélantois. La concomitance de ces éléments avait déjà été rapportée par Jean Sommé (Sommé 1977). Le sable éocène peu résistant a facilité le déplacement latéral du cours entre le Saalien et le Weichselien. La faible résistance du *bed rock* sableux est aisément observée par comparaison des profils transverses A et B de la figure 210. Les deux incisions se distinguent aisément à Lille sur le *bed rock* crayeux. Ils se confondent en aval sur le *bed rock* sableux.

Les formations anciennes ante-weichseliennes sont conservées soit à la faveur du changement de cours (dépôt attribué au Saalien dans la section K-F), soit dans la partie aval à la faveur de l'épaississement du Quaternaire vers l'aval (Saalien et Eemien probable au niveau du repère F). L'amincissement des alluvions au passage de l'anticlinal du Mélantois signalé par Sommé (1977b, p. 412) n'est pas sensible dans les profils, peut-être en raison du trop faible nombre de points sélectionnés. L'abondance des sondages géotechniques autoriserait d'ouvrir ce chantier, sous réserve de disposer du temps nécessaire pour s'y consacrer.

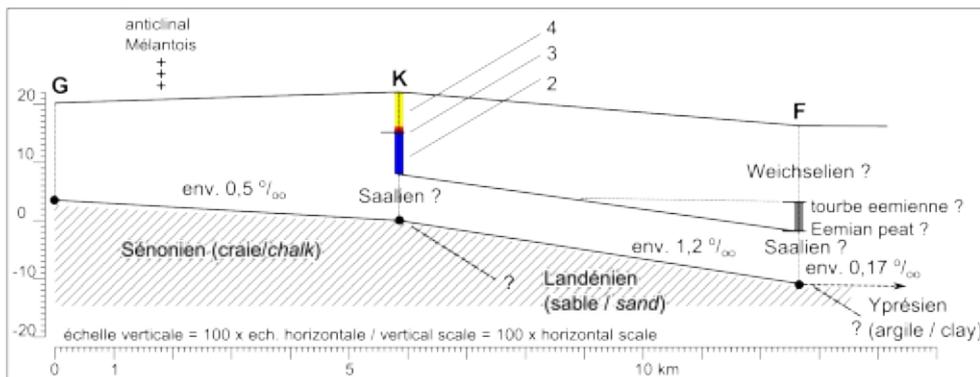
profil 1 (ABC)



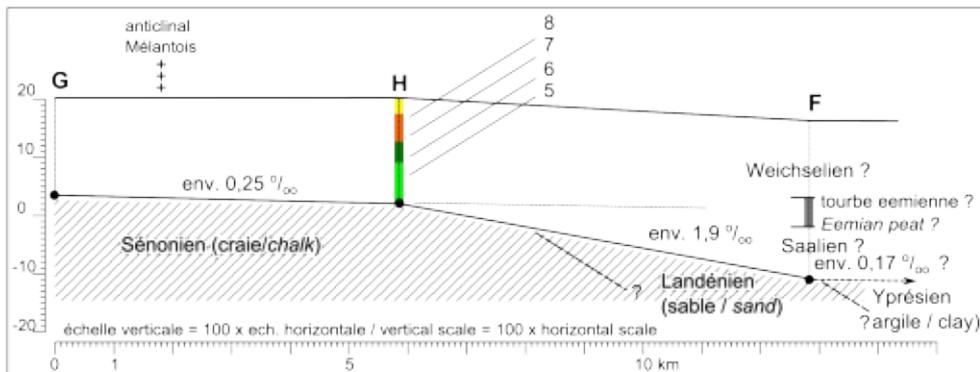
profil 2 (D-E)



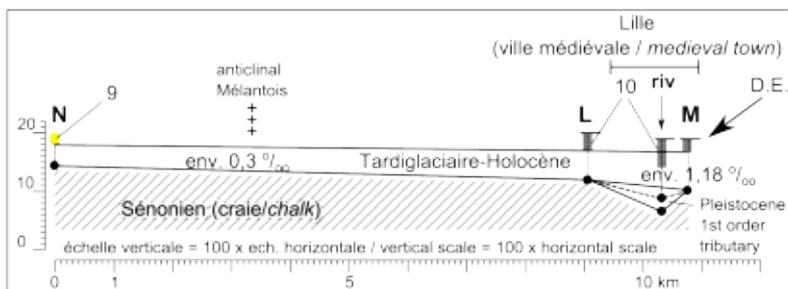
profil 3 (GKF)



profil 4 (GHF)



profil 5 (NLM)



b) entre Lille et la confluence avec la Lys

En entrant dans la plaine de la Lys, faute de sondages, nous perdons trace de l'axe du creusement maximum de la Deûle. Les observations de Wambrechies (figures 208 et 210) indiquent que la Deûle actuelle, après sa bifurcation vers l'ouest, incise le substrat yprésien à faible profondeur. Le creusement maximum se situe donc plus au nord. Une liaison directe vers l'extrémité nord de la plaine, au pied du Ferrain, est probable.

c) la Marque

La vallée de la Marque répète la configuration observée pour la Deûle, avec un approfondissement de l'incision maximum en aval de l'axe du Mélantois (figure 211).

d) l'Escaut, secteur de Lys-lez-Lannoy

Avec un creusement maximum à -10 m sous zéro (figure 228) en aval du *bed rock* sur le calcaire carbonifère dans la ville de Tournai (Cornet, 1904 ; Verslype, 2009), le secteur de Lys-lez-Lannoy répète la configuration observée dans la région de Lille, en conformité avec le même axe structural du Mélantois.

Remblaiement : quelques jalons

- La base du remblaiement de l'Escaut dans le secteur de Lys-lez-Lannoy est attribuée au Saalien. Elle est constituée de sédiments graveleux.

- La base du remblaiement de l'incision ouest dans la région de Lille est attribuée au Saalien (profil 3, figure 237). Elle est constituée de formation graveleuse et sableuse.

- Dans la région de Lille, la base du remblaiement de paléo-talweg est constituée de sable. La reconnaissance de formation Début Glaciaire à une altitude supérieure plus à l'ouest (figure 210) permet d'envisager un âge Pléniglaciaire. Nous envisageons, sans certitude, un remblaiement rapide du Pléniglaciaire supérieur weichselien sur la base d'une similitude de texture entre le haut et le bas du comblement sableux (description de sable sans limites distinctes ou niveau graveleux) et de l'extrême rapidité du remblaiement de la partie supérieure (de l'ordre de deux mètres par siècle) (*cf.* Partie I.4-).

- À Erquinghem-sur-la-Lys, la base du remblaiement est eemienne. Elle est constituée de limon sableux organique en contact direct avec le substrat argileux.

Figure 237 - Esquisse des profils longitudinaux de la base du Quaternaire de la Deûle et de la Lys dans la zone d'étude

- 1 – tourbe décrite dans un sondage géotechnique. Eemien ? à confirmer
- 2 – sable et limon, présence de matière organique, attribution au Début Glaciaire weichselien
- 3 – sable et limon, attribution au Pléniglaciaire weichselien
- 4 – loess, Pléniglaciaire supérieur
- 5 – sable fluviatile, attribué au Pléniglaciaire weichselien
- 6 – sable fluviatile, daté de la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, remblaiement rapide
- 7 – limon et sable lité, fluvio-éolien, fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien
- 8 – loess, fin du Pléniglaciaire supérieur
- 9 – loess en rive
- 10 – remblais urbains
- riv. – anomalie de profondeur rue la Rivière (base de l'Holocène inférieur à 10 m IGN69)
- D.E. – début de l'encaissement du lit de la Deûle (avenue du Peuple Belge)

Figure 237 – Longitudinal profile sketch of the base of the Deûle and Leie rivers in the study area

- 1 – peat described from a geotechnical core. Eemian ? needs confirmation
- 2 – sand and silt, with presence of organic remains, attributed to Weichselian Early Glacial
- 3 – sand and silt, attributed to Weichselian Pleniglacial
- 4 – loess, Weichselian Upper Pleniglacial
- 5 – fluvial sand, attributed to Weichselian Pleniglacial
- 6 – fluvial sand, dated from the end of the Weichselian Upper Pleniglacial, rapid infilling
- 7 – bedded silt and sand, fluvio-aeolian, end of the Weichselian Upper Pleniglacial
- 8 – loess, end of the Weichselian Upper Pleniglacial
- 9 – loess in bank
- 10 – urban fill
- riv. – depth anomaly, Rivière street (base of Holocene below 10 m IGN69)
- D.E. – beginning of downcutting of the Deûle river banks (Ave. of the Peuple Belge)

B. Intégration de la terminaison française à la « vallée flamande »Concordance des comblements

Les données disponibles dans la terminaison française concordent avec la stratigraphie de la partie aval de la vallée flamande. Dans les deux cas, des formations saaliennes grossières sont présentes en profondeur (-10 m en aval de Lille, -10 m dans le secteur de Lys-lez-Lannoy, non repérées dans la vallée de la Lys). Un remblaiement eemien épais a suivi la remontée du niveau marin. La position et l'altitude des dépôts eemiens (attestés ou supposés) de la zone d'étude (environ 0 à -8 m à Erquinghem, environ -3 à -5 m à Wambrechies) impliquent une forte érosion ultérieure. La possible

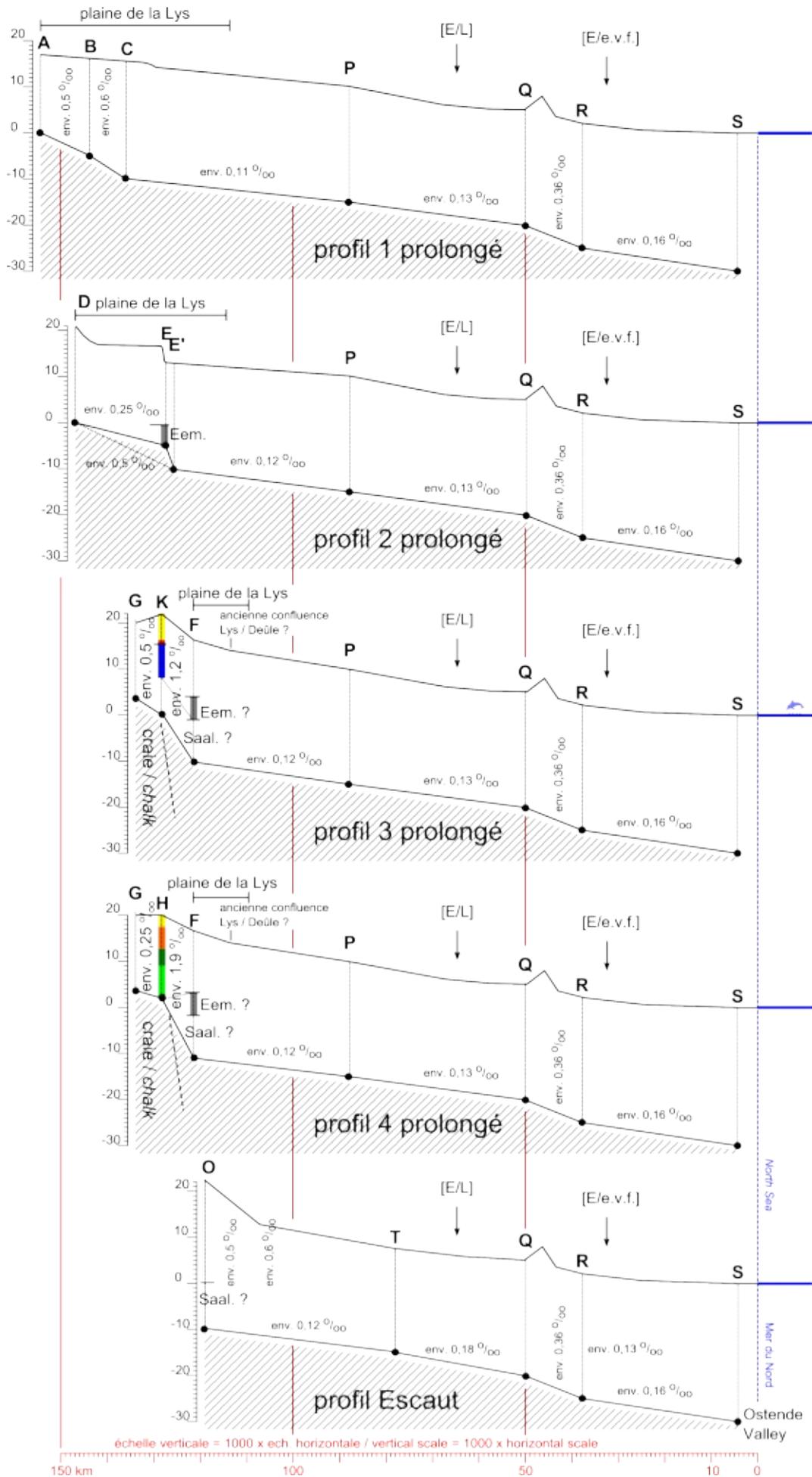


Figure 238 - Profils longitudinaux de la base du Quaternaire de la terminaison française de la vallée flamande jusqu'au bassin de la mer du Nord

E/L – zone de confluence Escaut - Lys
E/e.v.f. – zone de confluence Escaut avec partie est de la vallée flamande

Figure 238 - Longitudinal profiles of the base of the Quaternary from the Flemish valley French end to the North Sea basin

E/L – Scheldt – Leie confluence zone
E/e.v.f. – Scheldt confluence zone with the eastern portion of the Flemish valley

occurrence d'une tourbe eemienne à -9 m au sud de la Plaine de la Lys (qui reste à confirmer) serait un élément discordant. L'altitude très basse pourrait être liée à un mouvement tectonique de bloc au cours du Pléistocène supérieur.

En Belgique comme en France, nous observons un remblaiement fluvial et éolien massif au cours du Weichselien.

Une terminaison française caractérisée par une rupture de pente

Disposant d'un MNT pour la partie flamande (figure 234) il est tentant de prolonger les profils longitudinaux des creusements maximums. Toutefois, nous ne connaissons pas les données qui ont présidé à la réalisation du MNT. Des différences sont sensibles avec les cartographies présentées par Mathys (2009) sur le secteur côtier. À partir du MNT nous avons généré des courbes à équidistance de 5 m, à partir de 1,7 m TAW (correspondant approximativement à 0 m IGN69 dans la région de Lille) jusqu'à -28,3 m TAW (environ -30 m IGN69) (figure 235). Comme pour la partie française la question du choix des repères utilisés se pose. Nous avons évité les surcreusements visibles dans la vallée de la Lys en amont de Gand. La pente moyenne du creusement maximum entre la terminaison française et la vallée d'Ostende est comprise entre 0,1 et 0,2 ‰ (figure 238). Une inflexion apparaît en aval de Gand (section Q-R) avec une pente calculée de 0,36 ‰.

Les ruptures de pente majeures apparaissent dans la partie française, avec une valeur considérable de l'ordre de 2 ‰ sur la bordure de l'anticlinal du Mélantois dans la vallée de la Deûle, en conformité avec la structure anticlinale et la lithologie. Pourtant, la craie ne peut toutefois pas être considérée comme une roche résistante à l'érosion fluviale et le

contraste craie/sable ne justifie pas à lui seul la rupture de pente. Il est donc tentant d'y voir un ajustement à un mouvement tectonique (Holbrook et Schumm, 1999), comme d'ailleurs a pu le faire Paepe (1965) pour la plaine de la Lys. La préservation de nappes fluviales depuis le Saalien à partir de Lille impliquerait des mouvements récents avec un mouvement relatif subsident sur plusieurs mètres de la section aval. L'ordre de grandeur serait comparable aux grabens actifs des Pays-Bas (Van Balen *et al.*, 2005). Ceci est difficilement soutenable. Une autre hypothèse peut être émise à la suite des travaux sur l'évolution du bassin de la mer du Nord.

Une baisse importante et rapide du niveau du lac pro-glaciaire du bassin de la mer du Nord au Saalien est évoquée par (Mathys, 2009 ; Hijma *et al.*, 2012). Elle pourrait faire suite à une éventuelle vidange vers la Manche (Toucanne *et al.*, 2009a, 2009b) ou vers l'Atlantique Nord suite à la disparition de la jonction des inlandsis scandinave et britannique. Elle serait cause d'une incision rapide de la vallée d'Ostende (Mathys, 2009). Si cette reconstitution est avérée, nous pouvons nous interroger sur son impact sur le réseau hydrographique amont. Les exemples et les modélisations d'incisions-remblaiements en fonction de la variation du niveau de la mer ne prennent en compte que des variations progressives du niveau marin (Tebbens *et al.*, 2000 ; Blum et Törnqvist, 2000 ; Van Heijst et Postma, 2001), à l'exception d'un modèle théorique virtuel (Lague, 2013). Pourtant, la vallée d'Ostende possède vraisemblablement son corollaire amont avec une incision du réseau hydrographique. Ceci serait en cohérence avec l'évolution générale de la vallée flamande : incision maximum au Saalien, relative parcimonie des dépôts fluviaux saaliens, pénétration profonde dans l'intérieur des terres du littoral et des influences marines eemiennes, fort développement des dépôts eemiens. La morphogenèse fin saalienne a pu être d'autant plus rapide que le niveau de base a pu chuter rapidement et que l'ajustement consécutif se serait exercé en contexte périglaciaire dans un bassin en grande majorité constitué de roches meubles (sable et argile). L'anticlinal du Mélantois et son affleurement calcaire constitueraient alors le premier obstacle structural à un peu plus d'une centaine de kilomètres en amont de la vallée d'Ostende (figure 235). Cette hypothèse est développée *infra* dans la partie II.1-5.3.3.

Résumé : caractéristiques de la vallée flamande en France

La terminaison française de la vallée flamande se caractérise par (figure 239) :

- un creusement maximum à environ 10 mètres sous zéro ;
- une conservation de nappes fluviales saaliennes (SIM 6), eemiennes et weichseliennes à une altitude proche ;
- un envahissement des fonds de vallée par les formations éoliennes saaliennes et surtout weichseliennes ;
- un renouvellement important du tracé des cours d'eau au Weichselien (figure 236) ;
- une rupture de la pente longitudinale (figure 237).

5.3 Considérations sur l'évolution quaternaire du bas-pays

5.3.1 Évolution tectonique à long terme d'après les archives sédimentaires fluviales

A. Une conservation contrastée de l'archive fluviale

Les témoins quaternaires les plus anciens sont représentés par quelques dépôts résiduels présents à une altitude modérée (70 ou 40 m) sur les interfluvés. Ils témoignent d'écoulements pléistocènes anciens provenant de l'Artois et dirigés vers le nord, dans la logique d'un retrait de la ligne de cote paléogène.

La parcimonie des dépôts anciens contraste avec ceux des deux derniers cycles (Saalien, Eemien, Weichselien) qui sont bien conservés au moins dans la vallée flamande. Le Weichselien y est même particulièrement représenté (figure 239).

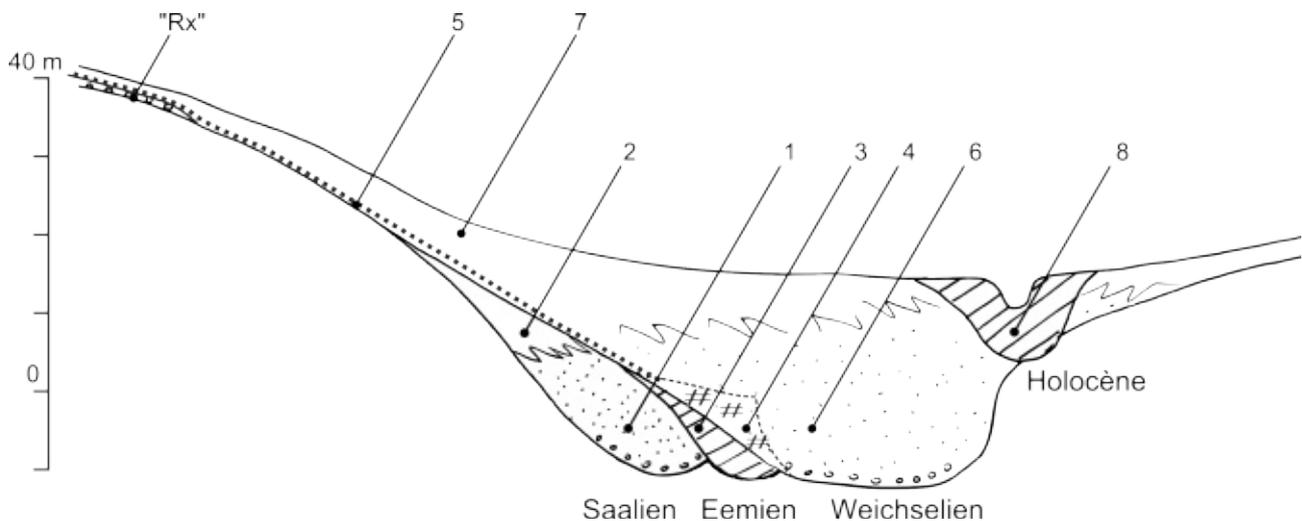


Figure 239 - Transect théorique de la terminaison française de la vallée flamande

échelle non respectée, chimère associant les données de la plaine de la Lys et de la Deûle à Lille
 Rx – « formations résiduelles à silex », Pléistocène inférieur et Pléistocène moyen ancien
 1 – sable fluvatile, Saalien
 2 – limon sableux éolien, Saalien
 3 – limon, sable fluvatile et dépôts organiques, Eemien
 4 – limon, sable fluvatile et dépôts organiques, Début Glaciaire weichselien
 5 – érosion fluvatile sur versant, Pléniglaciaire weichselien
 6 – sable fluvatile, Pléniglaciaire weichselien
 7 – limon éolien, Pléniglaciaire weichselien
 8 – limon, sable fluvatile et dépôts organiques, Tardiglaciaire weichselien et Holocène

Figure 239 – Hypothetical cross-section of the French end of the Flemish valley

not to scale, chimera from association of data of the Leie river plain and Deûle river valley in Lille
 Rx – residual formations with flints, Lower Pleistocene and Early Middle Pleistocene
 1 – fluvial sand, Saalian
 2 – aeolian sandy-silt, Saalien
 3 – fluvial silt, sand and organic deposits, Eemian
 4 – fluvial silt, sand and organic deposits, Weichselian Early Glacial
 5 – fluvial erosion on slope, Weichselian Pleniglacial
 6 – fluvial sand, Weichselian Pleniglacial
 7 – aeolian silt, Weichselian Pleniglacial
 8 – fluvial silt, sand and organic deposits, Weichselian Late Glacial and Holocene

Entre ces deux pôles, les témoins sont absents. Le fait s'explique en partie par la nature du substrat (sous-représentation des roches dures, mobilité des cours d'eau sur sable, non-conservation sur la longue distance ou le long terme des cailloutis de craie) et les problèmes de reconnaissance. La bonne représentation des deux derniers cycles est d'autant plus remarquable. Ce contraste peut trouver des explications différentes et complémentaires qui chacune éclairent un aspect de l'évolution quaternaire du bas-pays. Mais d'abord nous devons considérer l'évolution tectonique de la zone.

B. Considérations préalables sur l'ajustement glacio-isostatique dans la zone d'étude

Avant de considérer le bilan surrectif sur le long terme de la région, nous devons prendre en compte les mouvements dus à l'ajustement glacio-isostatique. En effet, l'aire d'étude, vers 50° de latitude nord, est affectée par les contre-coups du développement de l'inlandsis fennoscandinave. Le mouvement se poursuit actuellement. La majorité des modèles régionaux rend compte des mouvements jusqu'en Belgique. Notre zone d'étude en est souvent exclue (Scherneck *et al.*, 2010 ; Lidberg *et al.*, 2010). Les modèles qui prennent en compte une plus vaste région (dont la zone d'étude) ont une résolution

moins précise (Peltier, 2004 ; Schotman *et al.*, 2008). Dans tous les cas, le bassin français de l'Escaut est à la marge des mouvements isostatiques de grande amplitude. Leur limite se situe approximativement en Belgique. Toutefois l'ajustement est sensible bien plus au sud, jusque vers 43°N selon Nocquet *et al.* (2005). Sa prise en compte est nécessaire à l'étude des variations holocènes du niveau marin jusque sur la côte Atlantique en France (Vink *et al.*, 2007).

L'ajustement se traduit encore aujourd'hui de long de la côte belge par une subsidence qui augmente vers le nord et la Baltique. Le mouvement est de l'ordre de 7,5 m pour la période entre 8 et 4,8 ka cal BP (Vink *et al.*, 2007 ; Baeteman *et al.*, 2011). D'après Nocquet *et al.* (2005) et sur la base de mesures géodésiques, l'ajustement actuel serait une subsidence sous 54,4°N (pour mémoire Copenhague est situé aux environs de 55°40' N) avec un maximum de l'ordre de $-1,2 \pm 0,3$ mm/an entre 50,5 et 53°N (juste au nord de la zone d'étude), et un soulèvement au nord de 54,4°N avec des valeurs rapidement croissantes (+5 mm/an vers 60°N et +9 mm/an vers 65°N).

Törnqvist *et al.* (2000), Busschers *et al.* (2011) considèrent que la forte incision du Rhin au début du Pléniglaciaire weichselien puis sa migration vers le sud des Pays-Bas sont

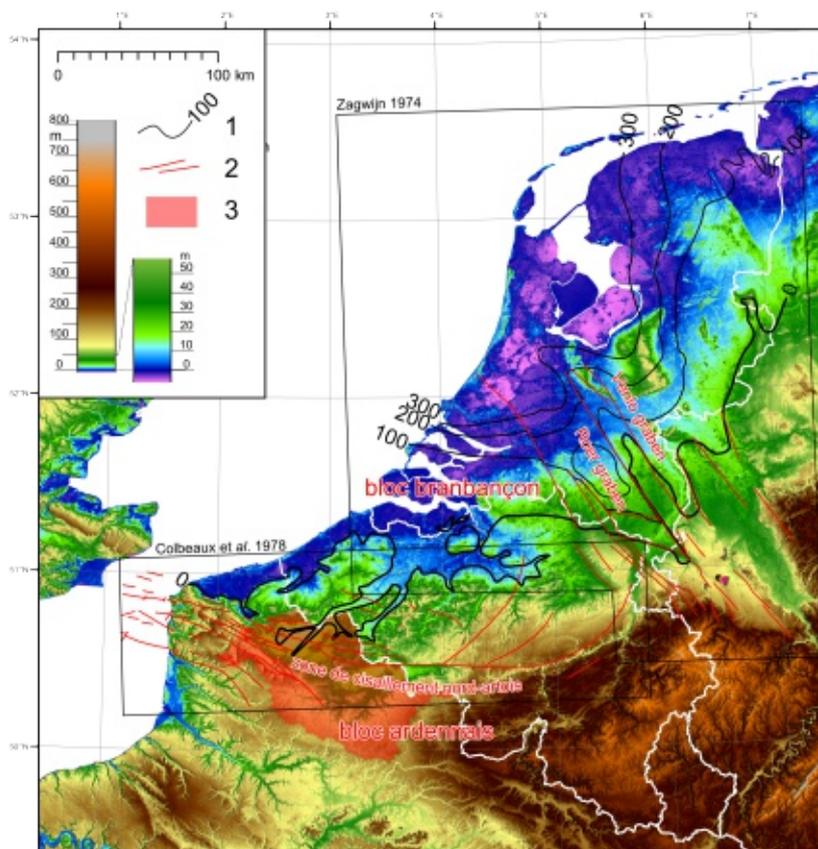


Figure 240 - Position du bassin français de l'Escaut dans le cadre structural tectonique régionale

- MNT en fond de plan : SRTM 3 (E.U. d'Amérique)
 1 – isobathes du Quaternaire sous l'altitude zéro, en mètres, d'après Zagwijn (1974) et Hasaerts (1984b), modifiés
 2 – failles principales et structure tectonique, d'après Colbeaux *et al.* (1981) et Zagwijn (1974)
 3 – bassin français de l'Escaut

Figure 240 – The position of the French Scheldt catchment in the regional tectonic framework

- DEM background map: SRTM 3 (USA)
 1 – Quaternary isobath below zero meters altitude, modified from Zagwijn (1974) and Hasaerts (1984b)
 2 – principal faults and tectonic framework, after Colbeaux *et al.* (1981) and Zagwijn (1974)
 3 – The French Scheldt catchment

principalement dues au rebond glacio-isostatique. Le rebond, de moindre ampleur, a affecté la zone d'étude. Nous ne savons pas dans quelle mesure il a pu influencer son réseau hydrographique.

Les mouvements glacio-isostatiques sont donc loin d'être négligeables dans la zone d'étude, avec d'abord un soulèvement relatif de la partie nord, puis, actuellement, une subsidence relative. L'amplitude des mouvements est cependant inférieure à celle observée plus au nord. Dans tous les cas, les données en notre possession (altitude et âge des formations) ne permettent qu'une approche grossière d'un bilan tectonique à l'échelle des derniers cycles glaciaires, bien insuffisants pour discriminer une influence isostatique. En outre, l'aire restreinte de l'étude (environ 120 km x 75 km dans l'axe méridien) permet en première approximation d'envisager un comportement homogène de la zone.

C. Une zone de transition avec un bilan surrectif proche de la neutralité

Entre Bassin parisien en surrection et bassin néerlandais en subsidence

Le bassin français de l'Escaut occupe une position de transition entre les plaines subsidentes du bassin belgo-néerlandais et les plateaux en surrection du Bassin parisien. Le haut-pays présente un système de terrasses étagées tandis que les plaines du bas-pays favorisent un emboîtement de nappes. Ce schéma concorde avec la position de la zone

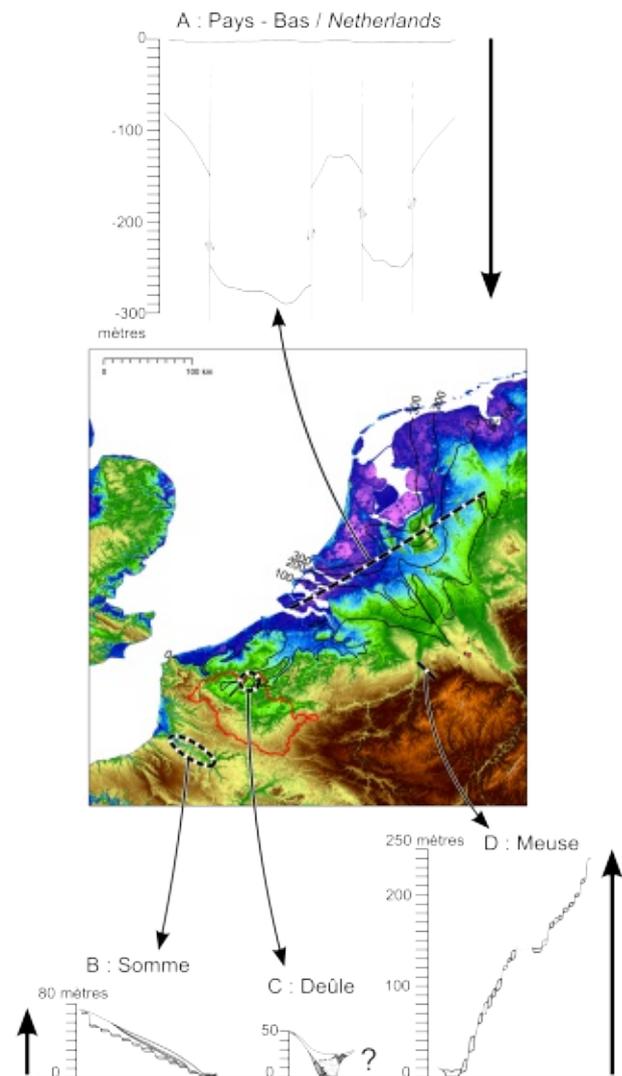


Figure 241 - Etagement des nappes alluviales : comparaison de la terminaison française de la vallée flamande avec les régions voisines

altitudes relatives par rapport à la base du Quaternaire

A – Pays-Bas, zone de subsidence forte, d'après Zagwijn (1974) : superposition de dépôts fluviaux, marins et morainiques sur 300 m d'épaisseur couvrant tout le Quaternaire

B – Somme, zone de surrection modérée, d'après Antoine et al. (2000) : étagement régulier d'une dizaine de nappes alluviales sur une soixante de mètre de dénivelé depuis le Pléistocène moyen ; présence de cailloutis résiduel sur plateau à 70 m ; recouvrement éolien

C – Terminaison française de la vallée flamande : nappes emboîtées sans dénivellation nette sur les deux derniers cycles ; interstratification éolienne ; présence de cailloutis résiduels sur interfluve à partir de 50 m

D – Meuse, est de Maastricht, zone de surrection forte, d'après Van den Berg (1994) : étagement de nappes alluviales sur 250 m de dénivelé couvrant tout le Quaternaire

Figure 241 – Development of stepped alluvial layers: the French end of the Flemish valley compared to neighbouring regions relative elevations from base of Quaternary formation

A – The Netherlands, zone of pronounced subsidence, according to Zagwijn (1974): fluvial, marine and morainal deposits over 300 m thick spanning the entire Quaternary

B – Somme river, zone of moderate uplift, according to Antoine et al. (2000): regular formation of some ten alluvial layers up to about 60 m of elevation since the Middle Pleistocene; residual gravels on plateau at about 70 m elevation; aeolian overlay

C – The French end of the Flemish valley: nested alluvial layers, without clear elevation change, spanning the two last cycles ; aeolian interstratification; presence of residual gravels layers between river valleys from about 50 m elevation

D – Meuse river, east of Maastricht, zone of pronounced uplift, according to Van den Berg (1994): development of alluvial layers over 250 m high spanning the entire Quaternary

d'étude dans le cadre morphologique et structural nord-ouest européen (figure 240). Les deux cycles enregistrés sur une vingtaine de mètres d'épaisseur dans la terminaison française de la vallée flamande sont à comparer avec les étagements et emboîtements de nappes des régions voisines (figure 241). L'âge et l'épaisseur des dépôts de la zone étudiée semblent dérisoires par rapport aux 300 mètres accumulés aux Pays-Bas au cours du Quaternaire sous forme de nappes fluviales, marines, fluvio-marines ou de moraines, en lien avec un système de graben actif (Ziegler, 1994 ; Zagwijn, 1974, 1989 ; Geluk *et al.*, 1994 ; Van den Berg, 1994 ; Houtgast et Van Balen, 2000) et une compaction des dépôts du Néogène (Cloetingh *et al.*, 2005). Notre enregistrement est également bien peu développé par rapport à la dizaine de cycles enregistrés sous forme de nappes étagées en contexte surrectif dans les vallées du Bassin parisien (Antoine *et al.*, 2000a ; Chaussé *et al.*, 2004) ou encore les nombreuses terrasses de la Meuse à l'est de Maastricht qui couvrent une grande partie du Quaternaire.

Un bilan neutre favorisant la non-conservation de l'archive ?

Le bilan sédimentaire du bas-pays et l'absence d'enregistrement antérieur au SIM 6 dans un contexte morphostructural pourtant favorable (largeur des vallées et probable activité tectonique quaternaire sensible dans la morphologie) posent la question de l'histoire tectonique de la région : sommes-nous en présence d'une subsidence récente (depuis

deux cycles glaciaires) ? Nous pensons au contraire que la zone est soumise à l'échelle du Quaternaire à une relative stabilité. Ceci ajoute une raison supplémentaire à l'absence de témoins fluviaux anciens : avec un niveau relatif des écoulements relativement proche d'un cycle à l'autre, les formations fluviales ne peuvent être conservées ni par une superposition de nappes comme dans la zone plus franchement en subsidence, ni par un étagement comme dans les zones en surrection (figure 242). Le bilan sédimentaire peu développé à l'échelle du Pléistocène reflète la position intermédiaire du bas-pays du Nord de la France entre les grandes régions morphostructurales et tectoniques.

D. Mais une influence prépondérante de la structure sur la morphologie

Une tectonique de bloc

La relative neutralité sur le long terme des mouvements verticaux du bas-pays n'exclut en rien l'influence prépondérante de la structure sur la morphologie. Celle-ci s'exprime à diverses échelles, à commencer par l'opposition fondamentale entre haut et bas-pays. Nous considérons avec MM. Colbeaux et Sommé l'influence fondamentale d'une « tectonique de blocs » dont les rejeux (bien que parfois antagonistes et de faibles amplitudes, de l'ordre de quelques mètres ou dizaines de mètres) et les basculements semblent déterminer la morphologie de la région à toutes les échelles (Sommé, 1977b ;

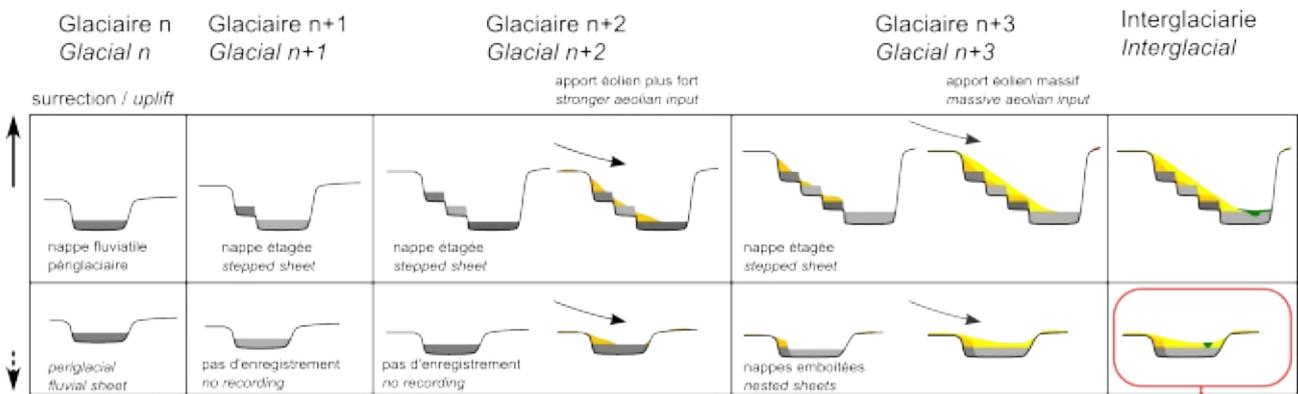
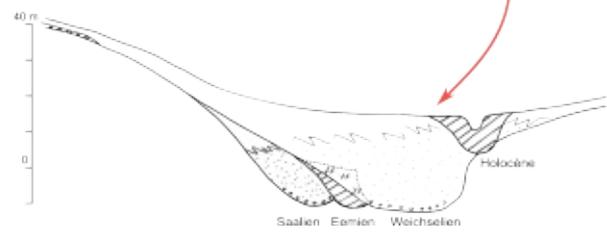


Figure 242 - Relation théorique entre subsidence modérée et absence de conservation des nappes alluviales la nappe saalienne est conservée à la faveur d'apport éolien plus abondant

Figure 242 – Hypothetical relationship between moderate subsidence and lack of preserved alluvial record the Saalian formation is preserved when there has been more abundant aeolian input



Colbeaux *et al.*, 1977 ; Sommé, 1991). À notre avis, le concept est d'autant plus opérant que le socle paléozoïque, ancienne suture continentale, est fortement faillé sous une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque peu épaisse (quelques dizaines ou une centaine de mètres). Les rejeux ont pu être fréquents dans une zone entre deux grands domaines tectoniques (Cloetingh *et al.*, 2005 ; Leynaud *et al.*, 2000 ; Duguey *et al.*, 2002). De plus, des rejeux ont également pu se développer en réponse aux contraintes engendrées par l'isostasie, comme observé à proximité dans le massif ardennais (Camelbeeck *et al.*, s. d.). Une néotectonique est d'ailleurs probable, fortement soupçonnée en de nombreux endroits, bien que difficile à prouver de manière formelle. Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast en fournit une des rares preuves (Colbeaux *et al.*, 1981).

Des contrastes lithologiques

Sans avoir recours systématiquement à une tectonique récente, les contrastes lithologiques entre le triptyque craie/sable/argile et leur exploitation différenciée par l'érosion sous climat périglaciaire permettent d'expliquer nombre de modelés (exhumation de surface, tel le dôme du Mélançois, présence de petites

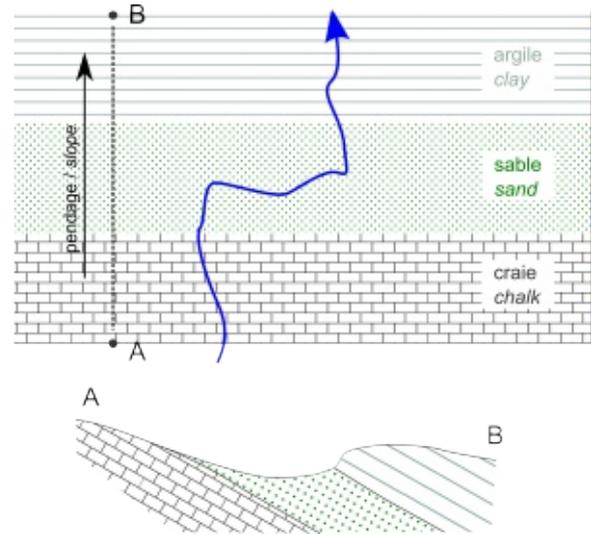


Figure 243 - Schéma illustrant la tendance au développement d'un réseau hydrographique orthoclinal au contact haut et bas-pays en fonction de la lithologie ante-quaternaire

Figure 243 - Schematic display of the trend towards development of an orthoclinal network at the contact highland / lowland contact as a function of the ante-quaternary lithology

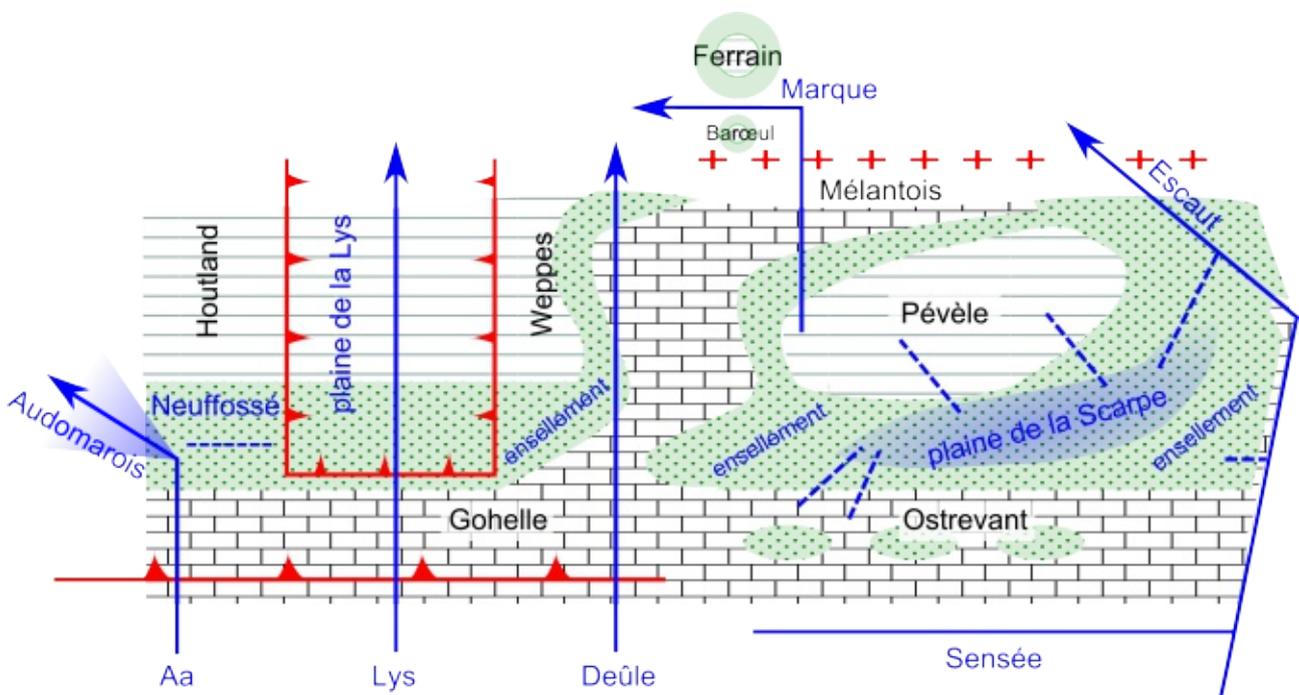


Figure 244 - Chorème illustrant la répartition du réseau hydrographique, des reliefs et des affleurements lithologiques ante-quaternaire dans le sud du bas-pays

Figure 244 - Schematic display of the repartition of the hydrographic network, the relief and ante-quaternary lithologic outcrops in the southern part of the lowlands

ensellement = geomorphologic low

formes structurales assimilables à des *cuestas* d'argile sur sable, exploitation de limite de blocs à l'image du transect figure 124). De multiples contrastes lithologiques ont aussi pu être créés par des rejeux de blocs d'âges indéterminés.

À plus petite échelle, une partie des plaines et du tracé du réseau hydrographique peuvent être expliqués par les différences d'affleurements. En particulier une bande de substrat sableux éocène en limite sud du bas-pays constitue une zone de moindre résistance lithologique à l'échelle régionale. Elle favorise le développement de sections de réseau orthoclinal (figure 243). Certes, cette zone s'accompagne de déformations et d'accidents qui renforcent le phénomène. Mais le sillon de Neuffossé, les ensembles entre Gohelle d'une part et pays de Weppes et Pévèle d'autre part, la plaine de la Scarpe elle-même (déconnectée de tout réseau hydrographique d'importance) répondent en partie à cette logique lithologique simple, héritée de la structure (figure 244). Le fait avait déjà été souligné, dans le cas de l'Audomarois par Salmon (1913).

5.3.2 Des apports éoliens massifs et atypiques au cours des deux derniers cycles

Les apports éoliens ont joué un rôle prépondérant dans la préservation de témoins des deux derniers Glaciaires, avec une modification du profil de la vallée de la Deûle, une progradation du versant sous le vent et un déplacement des axes d'écoulements (figure 239). Les apports éoliens du Saalien ont été suffisamment importants pour modifier la morphologie de la vallée de la Deûle et permettre un décalage vers l'est de l'incision weichselienne. De même, les apports loessiques du Weichselien ont repoussé encore plus vers l'est l'axe du cours Tardiglaciaire-Holocène. Sans les apports éoliens le bilan sédimentaire des deux derniers cycles aurait été réduit, voire limité aux seuls dépôts fluviaux de la fin du Weichselien et de l'Holocène. Le contraste est important entre deux cycles conservés sur une vingtaine de mètres et l'absence de dépôts antérieurs. Nous envisageons des apports éoliens faibles avant le Saalien et particulièrement importants au Weichselien. L'hypothèse concorde avec le remblaiement fluvio-éolien massif de la plaine de la Lys, sans équivalent antérieur (*cf. partie II.1-2.2.6*).

Ce changement dans l'abondance des apports éoliens des deux derniers cycles peut être mis en parallèle avec la modification de la composition en minéraux lourds (augmentation à partir du Saalien du taux d'hornblende verte) (Balescu, 1986 ; Meijs, 2002 ; Meijs *et al.*, 2012). Le minéral est présent dans les moraines de l'inlandsis scandinave et dans les alluvions du paléo-Rhin qui les bordait. Dans la zone d'étude, l'origine du changement de minéralogie est à chercher dans une modification de la zone source principale des loess, c'est-à-dire dans le bassin de la mer du Nord. La publication d'Hijma *et al.* (2012) apportent une nouvelle conception de l'évolution paléogéographique pléistocène de la mer du Nord. La modifications des minéraux peut être expliquée par l'apport d'un stock d'alluvions rhénanes vers le sud du bassin et vers la Manche. Deux étapes sont perçues : a) Au Saalien, la rupture en mer du Nord au large des actuels Pays-Bas d'un seuil aurait eu pour conséquence la vidange d'un compartiment nord du lac pro-glaciaire exutoire du Rhin vers le bassin sud et le surcreusement du seuil crayeux du détroit du Pas-de-Calais (qui forme l'exutoire du compartiment sud du lac pro-glaciaire) ; b) Au Weichselien, le drainage récent du cours du Rhin vers le fleuve Manche (le Rhin formait auparavant un delta dans le compartiment nord du lac pro-glaciaire). Ces éléments impliquent qu'au Saalien une plus grande surface du bassin de la mer du Nord a été exondée et qu'une partie des alluvions issues des moraines a pu transiter vers le sud. L'apport d'alluvions rhénanes aurait été renforcé au Weichselien par le passage du paléo-Rhin dans le détroit du Pas de Calais.

5.3.3 Une évolution morphologique récente dictée par l'évolution paléogéographique saalienne du bassin de la mer du Nord

A. La vallée flamande : hypothèse d'un approfondissement et d'une extension récente

Nous envisageons la possibilité d'un approfondissement et d'un développement rapide de la « vallée flamande » à la fin du Saalien à travers les formations sablo-argileuses meubles éocènes, comme déjà évoqué dans la partie II.1-5.2.3B (page 355). L'incision plus prononcée de la vallée flamande en liaison avec l'ouverture du détroit du Pas de Calais avait déjà été évoquée par Vandenberghe et De Smedt (Vandenberghe et De Smedt, 1979, p. 102). Le scénario d'un

approfondissement fin Saalien de la vallée flamande serait cohérent avec les observations suivantes :

- un creusement maximum atteint au Saalien (De Moor et Heyse, 1978) ; (Vandenberghe et De Smedt, 1979)
- la formation des dernières basses terrasses à la confluence de la Dyle, de la Démer et de la Grande Nèthe au Saalien (Vandenberghe et De Smedt, 1979) ;
- l'extrême pénétration des influences marines eemiennes dans l'intérieur des terres (presque jusqu'à Tournai) (Tavernier, 1946) ;
- la concomitance avec un changement paléogéographique majeur marqué par le changement de minéralogie des apports éoliens et leur accroissement (partie II.1-5.3.2) ;
- les anomalies de profil de la terminaison française de la vallée flamande (partie II.1-5.2.3A. et *infra*).

B. La percée non achevée de l'anticlinal du Mélantois : indice d'une morphogénèse en cours

Une remontée brutale du profil longitudinal vers l'amont...

La terminaison française de la vallée flamande présente des anomalies de la pente longitudinale du creusement maximum sous la forme d'une augmentation brutale de la pente (comme évoqué dans la partie II.1-5.2.3A.). Ainsi si dans la partie aval de la plaine de la Lys la base du Quaternaire est à environ -10 m en continuité avec la partie belge, elle remonte rapidement vers l'amont. Le phénomène est en particulier noté dans l'embranchement de la Deûle où la cote du creusement maximum remonte à la cote zéro au niveau de Lille, en conformité avec la présence de l'anticlinal du Mélantois et le changement de lithologie du *bed rock* (passage à la craie) (figure 238).

...qui ne peut être expliqué ni par la lithologie...

Pourtant, la différence de lithologie ne permet aucunement d'expliquer le profil : la craie est facilement érodée par un cours d'eau si la pente et donc l'énergie le permettent. De plus, si l'embranchement de la plaine de la Lys présente certes une pente moins marquée, celle-ci se développe dans un substrat yprésien homogène qui ne peut pas l'expliquer non plus (figure 238).

... ni par un mouvement tectonique récent...

S'agirait-il donc d'une surrection de l'axe du Mélantois ? Sans nier la possibilité d'une probable influence néotectonique, celle-ci ne peut être invoquée pour expliquer la totalité du phénomène, sauf à considérer que le Mélantois présente des taux de surrection de l'ordre de dix mètres pour le dernier cycle glaciaire, ce qui constituerait un mouvement de même ampleur que la subsidence observée dans les grabens néerlandais. D'évidence, nous rejetons cette explication pour l'embranchement de la Deûle comme pour celui de la plaine de la Lys où une surrection récente est d'ailleurs peu probable.

... mais qui pourrait être la partie distale d'une érosion régressive non achevée

Par contre, les anomalies de pente de la terminaison de la vallée de la flamande dans l'embranchement de la vallée de la Deûle comme dans celle de la plaine de la Lys pourraient être expliquées par une adaptation encore non achevée au niveau de base de la fin du Saalien. La forte pente observée à Lille est favorisée par l'anticlinal et la lithologie crayeuse qui, à près de 130 km de l'exutoire et sur le pas de temps considéré (relativement court à l'échelle du Pléistocène), constitue dès lors un obstacle important à l'incision. Nous avons d'ailleurs la trace au niveau de Lille de deux débuts de percées non achevées de l'anticlinal, l'une saalienne et l'autre weichselienne (partie II.1-1.3.3 et figure 245). Le profil longitudinal présente d'ailleurs des similitudes avec les modèles virtuels de migration de la rupture de pente résultante de l'abaissement instantané du niveau de base (Lague, 2013).

Il est probable que le même phénomène se soit développé dans la branche principale de l'Escaut jusqu'au droit du même anticlinal (constitué ici de roche paléozoïque). L'approfondissement et l'élargissement aval aura d'ailleurs permis une large pénétration de l'influence marine eemienne jusqu'aux abords de la future capitale franque. Un fragment de cette histoire franco-belge a été aperçu sur le secteur frontalier de Lys-lez-Lannoy à l'est du Ferrain (partie II.1-4.1. et figure 228).

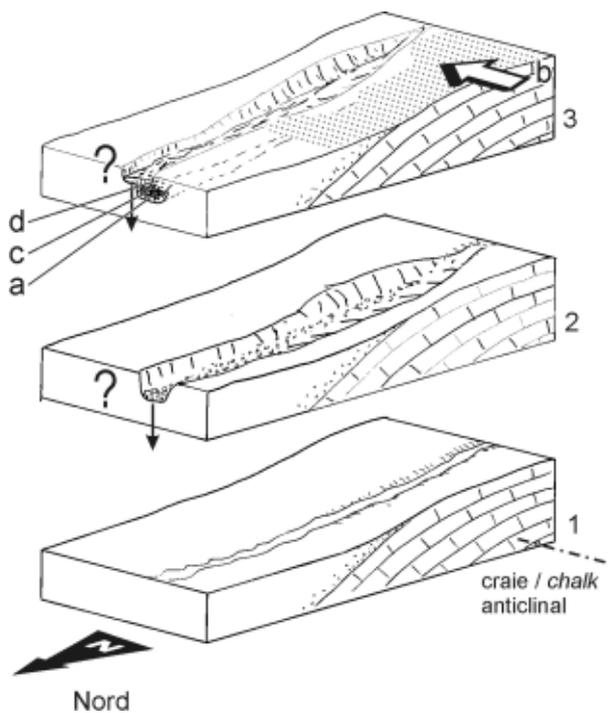


Figure 245 - Hypothèse d'une double incision du flanc sud du Mélantois suite à un abaissement du niveau de base aval

- 1 – Saalien et antérieur ?
- 2 – encaissement au Saalien (SIM 6) ?
- 3 – encaissement au Weichselien ?
- a – dépôt fluviatile grossier du Saalien
- b – couverture éolienne du Saalien
- c – dépôt tourbeux de l'Eemien
- d – dépôt fluviatile du Weichselien

Figure 245 – Hypothesis of a double incision through the southern flank of the Mélantois anticline following a lowering of the base level downstream

- 1 – Saalian and earlier
- 2 – incision during Saalian (MIS 6)?
- 3 – incision during Weichselian ?
- a – Saalian coarse fluvial deposit
- b – Saalian aeolian deposit
- c – Eemian peaty deposit
- d – Weichselian fluvial deposit

C. L'Audomarois : petite sœur de la vallée flamande ?

La course à la mer

L'hypothèse émise dans les parties précédentes, si elle se révélait exact, concernerait de fait les autres fleuves du bassin sud de la mer du Nord et en particulier l'Yser et l'Aa, limitrophes de notre zone d'étude. La réponse de ces bassins aurait été d'autant plus intense que la distance au paléorivage est faible. Déjà Briquet (1905) émettait l'hypothèse que le réseau hydrographique de l'Aa résultait de captures successives des

rivières cataclinales (dont certaines auraient laissé des nappes grossières sur la bordure sud du Houtland, dans l'extrémité amont de l'actuelle vallée de l'Yser) jusqu'à la capture de l'Aa même qui s'écoulait auparavant vers la Lys *via* Neuffossé (figures 197, 223, 246 et 247) (cf. discussions partie II.1-5.3.1D.). Ce phénomène répondrait d'ailleurs logiquement, à la formation de la plaine maritime puis à l'ouverture du détroit du Pas de Calais au Pléistocène moyen (Paepe et Sommé, 1975 ; Sommé *et al.*, 1999 ; Gibbard, 2007). Les captures successives ont pu, dans certains cas, bénéficier de l'exploitation des affleurements sableux éocènes entre l'Artois crayeux et le Houtland argileux. Ce pourrait être en particulier le cas pour l'Aa.

La capture de l'Aa à la fin du Saalien ?

Au droit de Watten, à la jonction avec la plaine maritime, le recouvrement du substrat yprésien par un dépôt du Début Glaciaire weichselien (Sommé *et al.*, 1994) constitue un terminus *ante quem* à l'approfondissement du réseau. Plus en amont, en rive gauche d'Arques, le complexe de basse terrasse de « la Garenne » est connu pour ses découvertes paléontologiques. Les faunes sont attribuées à deux biozones distinctes correspondantes au SIM 8 et 6 (Auguste, 2009). Par ailleurs, la nappe de « la Garenne » se présente en continuité géométrique avec la nappe grossière présente dans le sillon de Neuffossé (Sommé, 1977b figure 171) (figure 248). Ces éléments convergent donc pour envisager une capture de l'Aa, préalablement affluent de la Lys *via* Neuffossé, par un chemin direct vers la mer du Nord depuis la fin du Saalien ou le tout début du Weichselien. Tout en répondant à une logique forte sur le long terme (figure 246), il est tentant de poser cette évolution comme parallèle à la celle de la vallée flamande en réponse à la même sollicitation (abaissement brutal du niveau de base). Toute imposante que constituerait une incision de plus d'une vingtaine de mètres dont la plus grande partie a du être réalisée dès la capture, celle-ci reste concevable puisque, somme toute, il ne s'agirait que du percement d'un interfluve de sable puis d'un déversement dans un bassin déjà relativement plus bas en raison de sa proximité avec le littoral (figure 249).

L'élargissement du faisceau de terrasses et l'amorce de courbes vers l'ouest avaient déjà permis à certains auteurs d'envisager des écoulements plus anciens par l'ouest (cf. discussion partie II.1-2.2.4). À notre avis, nous devrions plutôt y voir un simple effet mécanique du passage au *bed rock* sableux (élargissement de la vallée) associé à un effet de piedmont (tendance à

l'étalement de nappes), le tout renforcé par une possible confluence avec un réseau orthoclinal secondaire de rive gauche (dans l'axe de Neuffossé).

Pour la Deûle ou l'Escaut, la migration vers l'amont de la rupture de pente longitudinale est à rechercher sur l'anticlinal du Mélantois. Pour le fleuve préféré des verbicrucistes, elle est à rechercher dans le bassin crayeux en amont de la capture. L'étude de la morphologie atypique de quelques vallons secs affluents et profondément incisés dans la craie (exemple du ravin de Pihem, à environ 6 km en amont du site de la capture) apportera, peut-être, de nouveaux éléments au dossier.

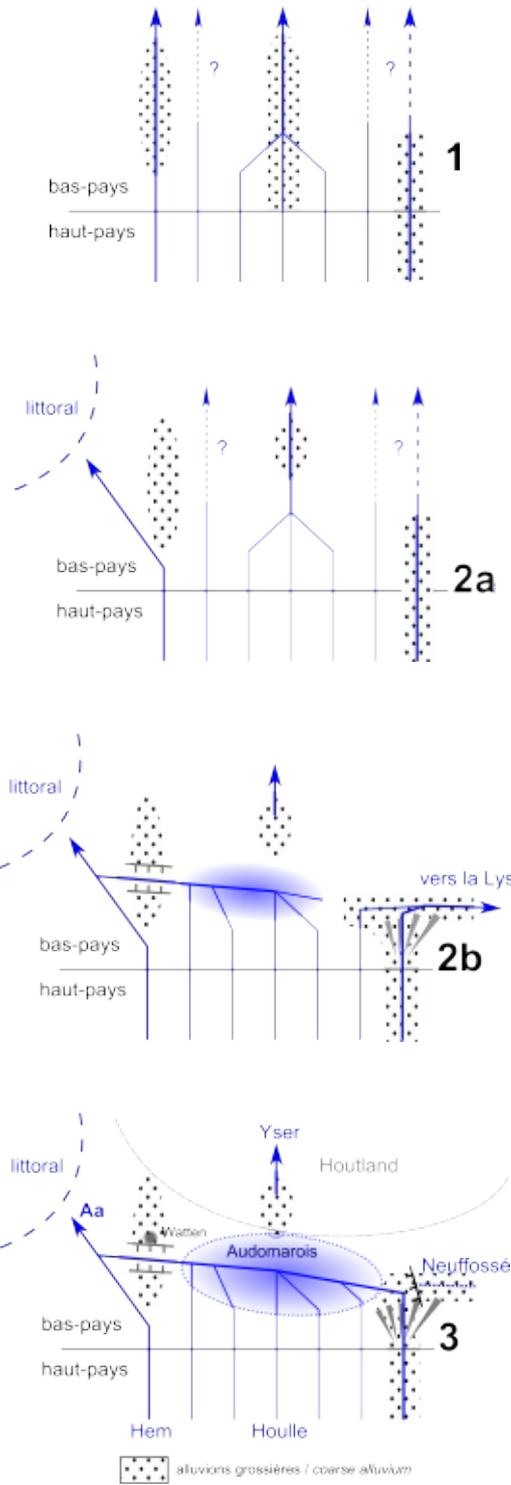


Figure 246 - Chorème de l'hypothèse de captures successives vers la mer du Nord dans la région de l'Audomarois

- 1 – Pléistocène inférieur
- 2a et 2b – évolution Pléistocène moyen ?
- 3 – état à la fin du Pléistocène moyen ?

Figure 246 - Hypothetical scheme of successive stream capture towards the North Sea in the Audomarois area

- 1 – Lower Pleistocene
- 2a and 2b – evolution during the Middle Pleistocene?
- 3 – Situation at end of Middle Pleistocene?

Figure 248 - Aa valley transverse cross-section at the elevation of Arques

taken from (Sommé, 1977b) ; indicating the geomorphic continuity between the Neuffossé and La Garenne strata

- 1 – loess
- 2 – terrace sand and gravels
- 3 – Ypresian clay
- 4 – Ostricourt sands
- 5 – tuffeau [sandstone] and Louvil clay
- 6 – Senonian chalk
- HT, MT, BT – high, middle and low terrace

Figure 248 - Coupe transversale de la vallée de l'Aa au niveau d'Arques

extrait de (Sommé, 1977b) ; mise en évidence de la continuité géométrique de la nappe de Neuffossé et des nappes de La Garenne

- 1 – loess
- 2 – sables et cailloutis des terrasses
- 3 – argile yprésienne
- 4 – sables d'Ostricourt
- 5 – tuffeau et argile de Louvil
- 6 – craie sénonienne
- HT, MT, BT – haute, moyenne et basse terrasse

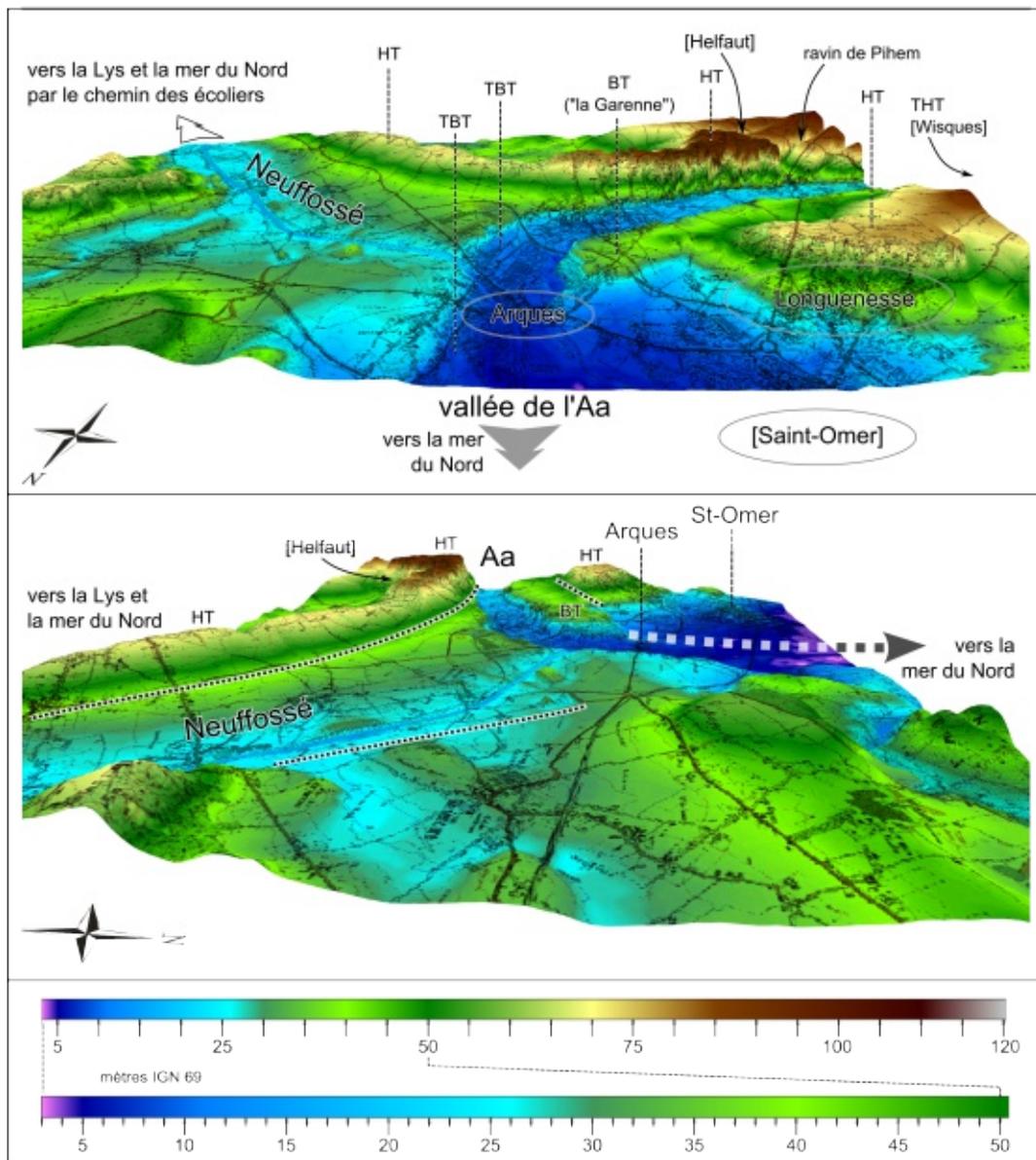
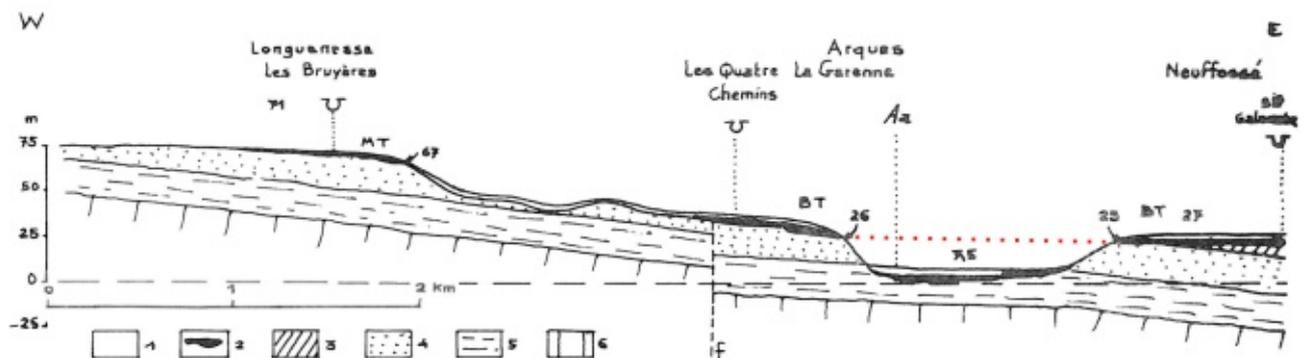


Figure 247 - Vues en perspective de la région d'Arques

exagération verticale : x10
 avec mappage de la carte IGN 1/25 000
 TBT – très basses terrasses
 BT – basses terrasses
 MT – moyennes terrasses
 HT – hautes terrasses

Figure 247 - Perspective view of the Arques region

vertical exaggeration : 10x
 overlay of the 1/25000 IGN
 TBT – very low terraces
 BT – low terraces
 MT – middle terraces
 HT – high terraces



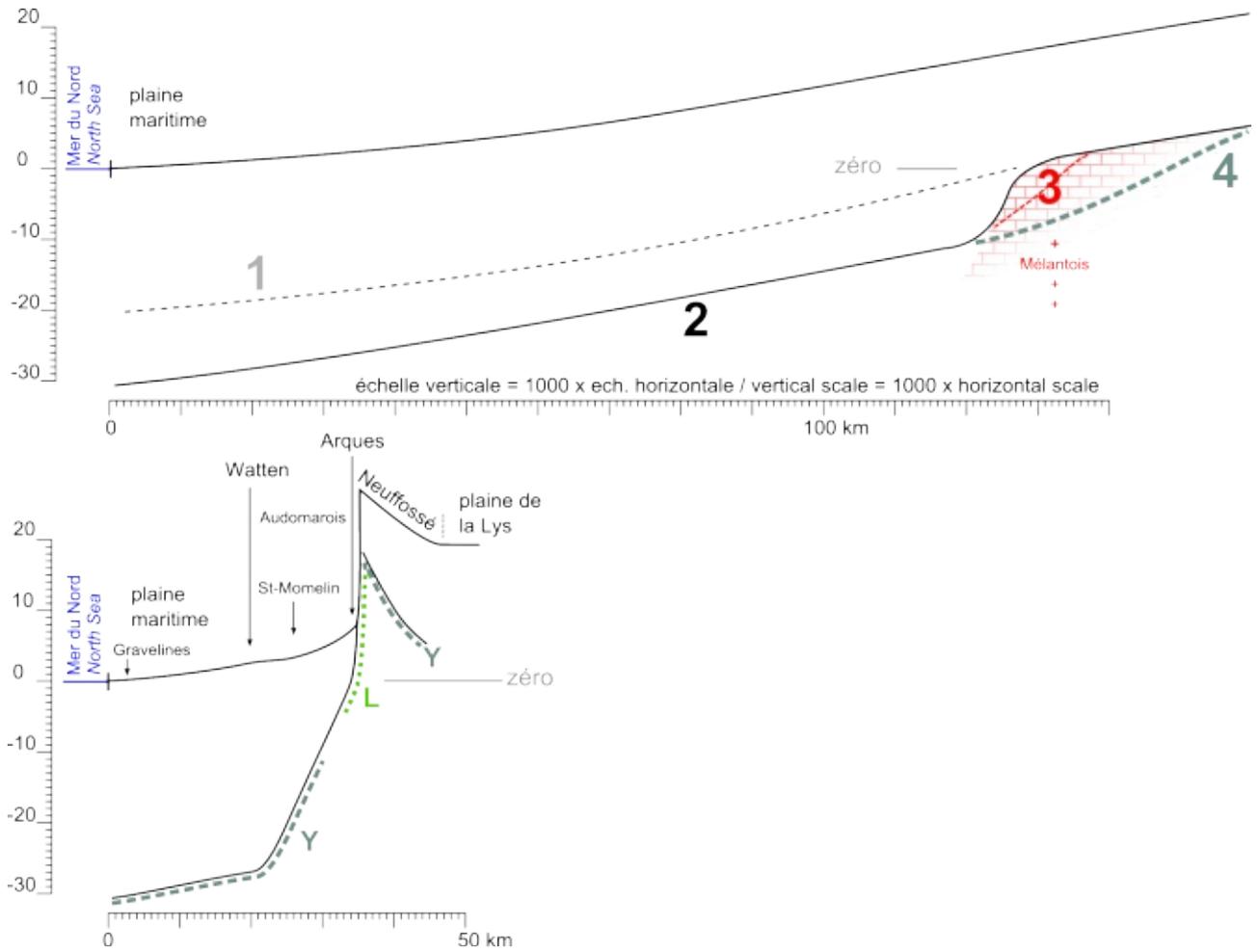


Figure 249 - Comparaison des profils longitudinaux schématiques de la vallée flamande (axe Deûle et Lys) et de l'axe Aa-Neuffossé

données du profil de la vallée flamande : figure 238 et table 37
 données du profil de l'axe Aa-Neuffossé : figure 221 et (Van Der Woude et Roeleveld, 1985 ; Sommé, 1977b ; Sommé et al., 1994 ; Ponel et al., 2007)

1 – creusement maximum ante-saalien ?

2 – creusement maximum

3 – remontée du profil contre l'anticlinal du Mélantois avec 2 amorces d'incisions dans la craie (Saalien et Weichselien)

4 – remontée du profil sur l'argile yprésienne de la plaine de la Lys

L – bed rock landénien

Y – bed rock yprésien

Figure 249 - Comparison of schematic longitudinal profiles of the Flemish Valley (Deûle and Leie rivers axis) and of the Aa-Neuffossé axis

Flemish valley profile data : figure 238 and table 201

Aa-Neuffossé axis data : figure 221 and (Van Der Woude et Roeleveld, 1985 ; Sommé, 1977 ; Sommé et al., 1994 ; Ponel et al., 2007)

1 – maximum ante-Saalian downcutting

2 – maximum downcutting

3 – profile against the Mélantois anticline with initiation of 2 (Saalian and Weichselian) incisions in the chalk

4 – profile rising throught the Ypresian clay in the Leie river plain

L – Landenian bed rock

Y – Ypresian bed rock

Conclusion partielle (les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien)

1/ La zone étudiée se situe sur deux grands domaines tectoniques : le bas-pays appartient au bassin belgo-néerlandais, le haut-pays appartient au Bassin parisien et est en surrection. Le rôle de la structure est prépondérant et l'influence néotectonique probable, soupçonnée en plusieurs endroits.

2/ La formation loessique du Pléniglaciaire weichselien est très fortement représentée sur les versants sous le vent. Elle peut recouvrir des formations fluviales du Début Glaciaire weichselien. Elle participe à leur conservation, notamment en induisant une migration de l'écoulement actif vers le versant opposé. Cette configuration se retrouve régulièrement dans le bas-pays, mais aussi plus épisodiquement dans le haut-pays.

3/ Les dépôts ante-weichseliens de fond de vallée sont constitués : (a) de dépôts graveleux en piedmont du haut-pays, (b) de rares formations eemiennes conservées à faible profondeur à la faveur de la paléogéographie des larges vallées (Waziers et peut-être Wambrechies), (c) d'emboîtement de nappes sur de fortes épaisseurs dans la terminaison française de la vallée flamande (Plaine de la Lys, système Deûle-Marque en aval de l'anticlinal du Mélançois, vallée de l'Escaut à l'est du Ferrain).

4/ La terminaison française de la vallée flamande présente une géométrie de nappes en continuité avec la partie aval. Deux cycles glaciaires sont enregistrés sur environ 25 m d'épaisseur sous la forme d'un emboîtement de nappes alluviales à une altitude proche (deuxième partie du Glaciaire saalien, eemien et Glaciaire weichselien) et d'une interstratification de couvertures éoliennes (deuxième partie du Saalien et Weichselien).

5/ En comparaison avec les Pays-Bas subsidents ou les régions voisines en surrection, l'accumulation quaternaire totale est modeste en épaisseur comme en âge. Seuls les deux derniers cycles glaciaires sont attestés. Nous expliquons ce déficit d'enregistrement par une stabilité tectonique. Depuis le Pléistocène moyen ancien auquel sont attribués des cailloutis reliques sur des interfluves, le bilan est à un encaissement modéré des vallées (de l'ordre d'une cinquantaine de mètres).

6/ Nous soupçonnons un apport éolien pléniglaciaire irrégulier d'un cycle glaciaire à l'autre. Les dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien comblent les vallées et la vaste plaine de la Lys. Le phénomène, amorcé à la fin du Saalien et particulièrement important au Weichselien, participe à la conservation des deux derniers cycles en fond de vallées. Ces apports plus importants coïncident avec un changement de minéralogie des loess, qui révèle une modification de paramètres dans les zones sources. Des changements paléogéographiques majeurs dans la région de la mer du Nord au cours du Saalien - SIM 6 - (abaissement du seuil du détroit du Pas-de-Calais) et du Weichselien (drainage de la paléo-Meuse et du paléo-Rhin vers la Manche) pourraient en être la cause.

7/ L'évolution du bassin de l'Escaut est liée à des niveaux de base qui ont pu varier du niveau global. La morphologie actuelle de la vallée flamande résulte d'une évolution récente : approfondissement et élargissement dans un substrat meuble, probablement liés à l'abaissement du niveau de base au Saalien. La rupture de pente liée à cette évolution rapide se situe contre l'axe anticlinal du Mélançois et explique les deux incisions successives (Saalienne et Weichselienne) enregistrées dans la vallée de la Deûle à Lille.

8/ Le sillon de Neuffossé est une paléo-vallée abandonnée à la fin du Saalien suite à la capture et à l'incision rapide de l'Aa vers la plaine maritime. Cette évolution logique du réseau sur le long terme a pu être, dans le détail, provoquée et accélérée par les mêmes causes que l'approfondissement de la vallée flamande.

Partial conclusion (the deposits anterior to Weichselian Pleniglacial)

1/ *The study area is situated on two vast tectonic units. The lowcountry is part of the Belgium-Dutch basin. The highcountry is part of the uplifted Paris basin. The role of structure is predominant but probable neo-tectonic influences are also suspected in a few locations.*

2/ *The Weichselian Pleniglacial loessic deposit is well developed on leeward slopes. It may overlay fluvial formations of the Early Weichselian. Its presence aids in their preservation, in particular by causing active flow migration towards the opposite slope. This configuration is observed frequently in the lowcountry and occasionally in the highcountry.*

3/ *The ante-Weichselian deposits in the valley bottoms comprise : (a) gravels deposits in the highcountry piedmont, (b) rare shallow eemian formations preserved thanks to palaeogeography off the large river valleys (Waziers and perhaps Wambrechies), (c) thick jointed strata in the French portion of the Flemish valley (Leie Plain and Deûle-Marque rivers system downstream of the Mélantois anticline as well as the Scheldt valley east of Ferrain).*

4/ *The French portion of the Flemish valley shows continuity with the alluvial layers downstream. Two glacial cycles are recorded in 25 m of jointed alluvial strata at about the same elevation (the second half of the Saalian, Eemian and Weichselian Glacials) with interstratification of aeolian deposits (Saalian second half and Weichselian).*

5/ *In comparaison with the subsiding Netherlands or uplifted neighbouring regions, the total quaternary deposit accumulation is modest in both thickness and age. Only the last two glacial cycles are attested. We explain this lack of record by a tectonic stability. Since the Middle Pleistocene to which the inter-fluvial relict gravels are attributed, the balance has been toward moderate valley down-cutting (about 50 m).*

6/ *We suspect an irregular aeolian Pleniglacial input between glacial cycles. Weichselian Pleniglacial fluvio-aeolian deposits infill the valleys and the vast Leie plain. This phenomenon which began at the end of Saalian and was particularly important during the Weichselian aided in the conservation of the record of the last two cycles in the valley bottoms. These increased inputs coincided with a change in the loess mineralogy shown as a change the parameters of the source areas. Major palaeogeographic changes in the North-Sea area during Saalian -MIS 6- (lowering of the Dover Strait) and during the Weichselian (drainage of the palaeo-Meuse and paleo-Rhine to the Channel) are likely causes.*

7. *The evolution of the Scheldt basin is linked to the base level. The current morphology of the Flemish valley is the result of recent changes: deepening and widening in a mobile substrate, probably linked to a lowering of the base level in the Saalian. The rupture in the slope linked to this rapid evolution is situated against the Mélantois anticlinal axis and explains the two successive incisions (Saalian and Weichselian) recorded in the Deule valley at Lille.*

8/ *The Neuffossé trench is a palaeo-valley abandoned at the terminal Saalian following the capture of the Aa river and rapid incision towards the maritime plain. This logical evolution of the hydrographic network over the long term may be caused and accelerated by the same causes as the deepening of the Flemish valley.*

II.2 - Les dépôts du Pléniglaciaire weichselien

Résumé détaillé (les dépôts du Pléniglaciaire weichselien)

L'établissement d'une chronostratigraphie des fonds de vallée du Pléniglaciaire dans le Nord de la France se heurte à une série de difficultés. Dans un contexte de large plaine et de versant doux, la délimitation morphologique d'un fond de vallée peut parfois poser problème. Les alluvions grossières, bien que présentes, tendent à être une exception et les différents faciès rencontrés, alluviaux comme éoliens, sont peu différenciés. À ces difficultés, propres au terrain d'étude, nous pouvons ajouter des facteurs liés au mode d'exploration. L'absence de carrières implique l'absence de longues coupes. Les formations sédimentaires souvent très étendues sont majoritairement observées au travers des sondages ponctuels effectués à la pelle mécanique et inégalement répartis dans la zone d'étude. Enfin, notre corpus de dates est restreint. Malgré ces difficultés, nous proposons une analyse chronostratigraphique en passant en revue les données par grandes zones géographiques.

Dans la plaine de la Lys, les observations se concentrent dans le secteur aval. Elles consistent en quelques observations personnelles, les levés d'anciens fronts d'extraction de briqueteries et le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys. Nous présentons les coupes de briqueteries puis du carottage d'Erquinghem, connus par la littérature. À notre avis, les données des briqueteries, traitées jusqu'ici comme formations de versant, nécessitent une réinterprétation partielle : sous environ 4 m de dépôts fluvio-éoliens, les limons avec passages organiques ou tourbeux anciennement observés se sont déposés dans un contexte de plaine d'inondation et de cours chenalisés peu dynamiques. À Erquinghem-sur-la-Lys, par contre, le carottage situé dans l'axe du drainage central indique une incision puis un épais remblaiement sableux, dans un contexte plus dynamique attribuable au Pléniglaciaire. Le Pléniglaciaire supérieur y est marqué par un passage temporairement plus limoneux et moins dynamique (après 25 ka Cal BP ?).

Une corrélation est possible entre les formations des briqueteries et nos observations personnelles. La couverture supérieure, en particulier, constituée d'un limon à fins lits sableux se retrouve presque en tout point de la plaine sur plusieurs mètres d'épaisseur. À l'image de l'observation d'Houplines « Mal Attiré », il s'agit généralement d'un dépôt fluvio-éolien en accretion rapide (loess remanié par un ruissellement diffus). En quelques endroits, il peut s'agir de dépôts d'inondation avec décantation limoneuse (Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie »). Des passages plus nettement fluviatiles et sableux existent au sein de l'unité et peuvent parfois se substituer localement au limon dans un contexte probable d'écoulement concentré et plus dynamique provenant des versants (Houplines « Chemin de l'Aventure »). Vers le bas, l'unité fluvio-éolienne passe à des formations litées limono-sableuse ou à une formation litée à dominante limoneuse, gleyifiée, corrélable aux dépôts fluviatiles faiblement dynamiques observés en briqueterie (Warneton).

Nous nous attardons sur la topographie en mettant en évidence l'encaissement d'une partie du réseau hydrographique à l'intérieur même de la plaine. À notre avis, il s'agit d'un héritage de la dynamique fluviale de la fin du Pléniglaciaire supérieur (en partie masqué par un remblaiement fluvial et colluvial ultérieur). Nous proposons la morphogenèse suivante : dans une plaine en cours de remblaiement par des dépôts éoliens, un ruissellement diffus s'initie. Il tend à se développer en un réseau fluviale court, centripète et encaissé, qui alimente l'axe de drainage central. Dans ce dernier, malgré un contexte climatique aride, le pic de crue s'accompagne d'écoulements compétents (Erquinghem).

Le scénario suivant peut être proposé (avec prudence en raison du faible nombre d'observations et de dates). (a) Au Pléniglaciaire moyen, une activité fluviale peu énergique remblaye les paléo-talwegs eemiens. (b) Au début du Pléniglaciaire supérieur, une profonde incision

créé l'axe de drainage central et une activité fluviale en ravines s'exprime à la surface de la plaine. (c) À la fin du Pléniglaciaire supérieur, un important dépôt fluvi-éolien exhausse la plaine tandis que le pic de crue maintient un écoulement dynamique dans l'axe de drainage et entretient l'encaissement de la bande active de la Lys.

Dans la vallée de la Deûle, les observations sont plus nombreuses. Nous passons en revue et comparons chaque section et les faciès associés, depuis les lits de limons calcaires sur sable déposés au nord de Lille jusqu'au limon loessique de la région de Carvin. Nous nous attardons sur les données de l'opération de la rue Hegel à Lille, où le passage du dépôt fluviatile sableux au dépôt loessique a pu être daté et plus précisément observé. Une attention particulière est apportée aux traces d'écoulements en contexte loessique : traces de chenaux conservés dans la microtopographie de la plaine et faciès fluvi-éoliens. Le transect de la vallée voisine de la Marque à Bouvines est proposé comme modèle morpho-stratigraphique d'une bande active dans une petite vallée et en contexte d'invasion loessique et de réduction des écoulements.

Nous proposons pour la vallée de la Deûle la chronostratigraphie et l'évolution paléoenvironnementale suivante. Des écoulements abondants de haute énergie, probablement en anastomose et localement en tressage, érodent les dépôts antérieurs au cours de la première partie du Pléniglaciaire supérieur. Ils n'épargnent que quelques témoins dans la partie aval de la vallée. Une forte incision (au droit de la rue Hegel) est probablement liée à cette phase. Les quelques datations disponibles permettent de proposer l'arrêt des écoulements de haute énergie et un remblaiement fluviale à partir, en première approximation, de 22,3 ka Cal BP environ (estimation fondée sur le taux de sédimentation calculé). Dès 21,7 ka Cal BP environ, un envahissement loessique est sensible. Les dépôts éoliens sédimentent en tout point de la vallée. Le réseau hydrographique se contracte fortement et abandonne une grande partie de la plaine à la sédimentation éolienne, en particulier dans les sections amont (région de Carvin) ou à l'abri du versant sous le vent (au pied du pays de Weppes). Ailleurs, les écoulements sont limités à un ruissellement diffus ou faiblement concentré (région de Douvrin). Des chenaux éphémères peuvent exister (Meurchin ?). Un peu plus en aval (Houplin-Ancoisne), à l'image de la Marque à Bouvines, une bande active restreinte et faiblement encaissée évacue dans quelques chenaux larges et peu profonds les eaux de fonte saisonnière. Cet écoulement est translaté au pied du versant au vent (est) en raison des apports

éoliens massifs au pied du versant sous le vent (ouest). Il dépose une alluvion litée de limon loessique sableux qui participe à l'exhaussement du fond de vallée. En aval de Lille, le débit est suffisant pour maintenir un chenal encaissé dans la vallée, similaire à la Lys dans sa plaine.

Dans la plaine de la Scarpe, la chronostratigraphie est connue principalement à travers le transect partiel « gazoduc » et les datations OSL associées. Des alluvions limono-sableuses à texture contrastée datées du Pléniglaciaire supérieur ont été mises en évidence. Elles sont largement répandues dans toute la plaine. À la fin du Pléniglaciaire supérieure, un phénomène éolien est apparu et de petites dunes se sont formées. Les observations et datations en bas de versant d'une colline témoin de sable éocène (Mont-des-Bruyères) offrent indirectement la preuve d'une forte activité fluviale au Pléniglaciaire inférieur. Quelques observations d'alluvions à dominantes limoneuses sont attribuées au Pléniglaciaire, dans un contexte d'écoulements de plus faible énergie. Un modèle numérique de terrain précis permet l'analyse d'un modelé en grande partie hérité du Pléistocène. De grands méandres (0,5 à 2 km) sont visibles. Ils sont développés sur une large partie est de la plaine tandis que la partie ouest est dominée par une sédimentation loessique sans traces d'écoulements nets. À l'est, la pente faible et la charge fine abondante provoquent des avulsions répétées et un réseau anastomosé. Des dunes linéaires se sont étirées à travers la plaine depuis le versant sableux de la Pévèle et ont interagi avec les écoulements.

La plaine de l'Escaut se distingue du reste du bas-pays par la présence de nappes alluviales grossières de silex. Elles sont toutefois observées en profondeur sous une formation limono-sableuse litée similaire à celle observée dans la plaine de la Scarpe. En l'absence de datation, nous émettons l'hypothèse que les dépôts grossiers sont le cumul des phases pendant lesquelles le cours d'eau a développé un style fluviale en tresses dans un contexte de pergélisol et d'écoulements de haute énergie. Ce fut peut-être le cas au cours du Pléniglaciaire inférieur et au début du Pléniglaciaire supérieur Weichselien. Des processus éoliens se sont développés à la fin du Pléniglaciaire supérieur, à l'instar des plaines voisines, mais sont difficiles à mettre en évidence. Une partie des dépôts sableux en surface pourrait leur être attribuée. Dans la vallée affluente de Beuvrages, l'apparition de graviers de craie allochtone peut être expliquée par une saltation depuis les affleurements crayeux distants de quelques kilomètres à l'ouest. Des placages loessiques sont présents dans l'est de la

plaine (Saint-Saulve, Vicq, Crespin...). Le manque de document topographique adéquat et surtout le fort développement tourbeux et travertineux holocène limitent la perception d'un éventuel modelé éolien. Toutefois, la géographie même de la zone humide avec la « digitation » du marais de Crespin permet de soupçonner un modelé éolien directement sous le vent de la confluence Escaut-Haine (région entre Vicq et Crespin).

Dans les vallées du haut-pays, l'information stratigraphique sur le Pléniglaciaire des fonds de vallées, principalement acquise dans la partie amont de l'Escaut et ses affluents (Rhonelle, Hogueau), est restreinte. La stratigraphie consiste en un loess sur une nappe graveleuse de silex, similaire à celle du reste du Bassin parisien. Dans de rares cas, des dépôts plus différenciés témoignent de processus et d'une évolution environnementale corrélable à celle du bas-pays : dépôts lités antérieurs au loess (à Poix-du-Nord), puis, au cours du Pléniglaciaire supérieur, un envahissement loessique associé à une baisse de compétence et à une contraction de la bande active (une occurrence probable à Famars sur la Rhonelle). La rareté de ces dépôts lités s'explique par un confinement dans un fond de vallée étroit soumis à l'érosion ultérieure. Par conséquent, l'étude des dépôts fluviatiles du Pléniglaciaire apparaît nettement plus favorable dans les plaines du bas-pays où ils sont largement conservés sur de vastes zones.

Les versants et les talwegs élémentaires participent au fonctionnement du système hydrographique pléniglaciaire. Ils sont un élément essentiel des intrants liquides et solides et de leurs variations. Ils nécessitent une attention particulière malgré des enregistrements sédimentaires peu développés, lacunaires et souvent non datés.

Les versants et les talwegs élémentaires sont l'objet d'une activité fluviatile au cours du Pléniglaciaire. Elle s'exprime de manière étendue et diffuse sur les pentes faibles et substrats sableux. Une érosion aréolaire exprimée sur de vastes zones et associée à des dépôts fluviatiles ténus tend à développer des *cryopediments* dans le bas pays. Des formations fluviatiles se développent en continuité dans les fonds de vallées. Le versant exposé à l'est du pays de Weppes est particulièrement représentatif de ce système morfo-sédimentaire avec un bilan érosif marqué. Il témoigne de période de forte extension de l'activité fluviatile avec une bande active très large et une alimentation directe depuis les versants, probablement dans un contexte de pergélisol. Ce fonctionnement intervient plusieurs fois au cours du Pléniglaciaire. Nous ne savons

pas s'il s'agit d'un phénomène d'intensité moyenne s'exerçant sur de longues périodes ou d'un phénomène de forte intensité s'exerçant sur de brèves périodes.

Dans le haut-pays, des pentes légèrement plus fortes et un substrat plus cohérent autorisent une concentration des écoulements en ravines. Par conséquent, les sols ante-pléniglaciaires bénéficient d'une probabilité plus importante de conservation.

Malgré l'activité fluviatile ancienne, les enregistrements sédimentaires correspondants dans les talwegs élémentaires sont généralement lacunaires. Nous recensons trois cas d'enregistrement plus complets : Mérignies dans la Pévèle, sur substrat argileux ; Avion, dans la Gohelle, sur substrat crayeux ; Onnaing (est de Valenciennes), sur substrat sableux. Tous trois témoignent d'écoulements de fortes compétences avant la rétractation du réseau hydrographique et le dépôt de la couverture loessique. Seul Mérignies bénéficie d'une date qui place le comblement au début du Pléniglaciaire supérieur. Dans les deux autres talwegs, l'activité fluviatile est antérieure au dépôt de loess fin Pléniglaciaire. L'association de l'écoulement fluviatile à une dégradation du pergélisol est suspectée à Avion. Dans le cas d'Onnaing, la nature du substrat et l'encaissement modéré du talweg suggèrent une incision modérée sur un temps long (pergélisol) ou une incision rapide sur un temps court (dégradation du pergélisol). La répétition du système morfo-sédimentaire y témoigne d'un phénomène cyclique au moins depuis le Glaciaire Saalien.

En quelques endroits de la plaine de la Lys une relation est établie entre la dégradation d'un réseau de coins de glace et un ravinement. Nous supposons une origine similaire pour des ravines épisodiquement rencontrées en haut de versant ou en position de quasi-interfluve. D'autres ravines pléistocènes d'origine thermokarstique existent dans le Bassin parisien, en Belgique, en Allemagne, en Aquitaine. En outre, des exemples actuels illustrent l'efficacité et parfois l'ampleur des écoulements thermokarstiques associés à des réseaux de coins de glace. À notre avis, le faible nombre de cas fossiles connus dans la région n'est pas représentatif de l'extension du phénomène (mal conservé et difficile à percevoir). Nous supposons qu'il a été répandu et qu'il constitue un facteur essentiel du développement vers l'amont des talwegs élémentaires. L'impact de ce phénomène de courte durée sur le fonctionnement global du système fluviatile est inconnu.

La synthèse lithostratigraphique du Pléniglaciaire des fonds de vallée est relativement simple. Dans le haut-pays, elle est principalement constituée d'une nappe graveleuse, identique à ce que nous connaissons dans le Bassin parisien. Dans le bas-pays, elle est constituée d'une formation fluviatile sableuse extensive « S » passant progressivement vers le haut à des dépôts fluvio-éoliens ou éoliens loessiques « L ». Cette stratigraphie élémentaire, analysée dans la vallée de la Deûle, est applicable aux vallées voisines avec les modifications suivantes : un sable éolien se substitue au loess dans une large partie de la plaine de la Scarpe ; des nappes graveleuses sont associées à « S » dans la vallée de l'Escaut. Dans les plaines de la Lys et de la Scarpe, des formations alluviales plus fines « F » sont présentes sous le sable « S » (rare dans la vallée de la Deûle).

Le Pléniglaciaire inférieur et moyen est mal documenté. La formation « F » est rapportée au Pléniglaciaire moyen et aucun dépôt du Pléniglaciaire inférieur n'a encore été identifié. Des preuves indirectes d'une forte activité fluviatile existent dans la plaine de la Scarpe pour le Pléniglaciaire inférieur ou la fin du Pléniglaciaire inférieur. L'évolution de l'activité fluviatile pléniglaciaire semble suivre globalement celle connue pour les plaines du nord de l'Europe, avec une forte activité au Pléniglaciaire inférieur, un dynamisme plus modéré au Pléniglaciaire moyen et un retour à des écoulements de plus forte énergie au Pléniglaciaire supérieur.

Le Pléniglaciaire supérieur. L'essentiel des dépôts appartient au Pléniglaciaire supérieur. Il se caractérise par le passage d'un système à dominante fluviatile à un système à dominante éolienne. Des écoulements ont affecté l'ensemble des plaines (formation « S ») jusque dans leur partie amont, associés à une érosion sur versant et au développement de *cryopediments*. L'ampleur et l'extensivité des écoulements étaient vraisemblablement rendues possibles par la présence d'un pergélisol. Par la suite, la compétence a baissé, des formations fluvio-éoliennes et éoliennes se sont développées

(formation « L »). Le réseau hydrographique s'est contracté fortement et l'axe de drainage principal a parfois été rejeté vers le versant au vent.

La multiplicité des observations permet de proposer le modèle morpho-sédimentaire d'un petit bassin en trois sections : une partie amont avec un ruissellement plus ou moins concentré, une partie intermédiaire avec un transit des flux en chenaux peu profonds, une partie aval avec un lit bien marqué dans une plaine loessique. Localement, des dunes peuvent se former, éventuellement associées à du loess. L'épisode éolien constitue un héritage morphologique prépondérant.

La chronologie du passage d'un système fluviatile au système éolien est appréhendée par de trop rares dates. Nous proposons, avec la prudence de rigueur, une charnière aux environs de 22 ka (21,7 ka ?). Cette date est cohérente avec la stratigraphie sur versant et le début de l'épisode de dépôt de loess de la fin du Pléniglaciaire supérieur.

Les comparaisons peuvent être essentiellement établies avec les plaines du Nord-ouest européen. La formation « S » est corrélable à l'*Older Coversand 1* de la zone sableuse. Par contre, et contrairement à la zone sableuse, la zone d'étude n'enregistre pas d'épisode de déflation généralisée. Les dépôts éoliens se déposent dans la zone d'étude pendant le hiatus matérialisé plus au nord par le *Beuningen gravel bed*.

La zone d'étude constitue la terminaison méridionale des plaines du Nord-ouest européen. Elle partage avec elles un système morpho-sédimentaire hérité du Pléniglaciaire supérieur et caractérisé par la prédominance des processus fluvio-éoliens. Par contre, elle s'en distingue par son intégration à la zone loessique. Cette double appartenance a permis le développement de formes et d'enregistrements originaux, complémentaires de ceux observés dans les plaines sableuses ou dans la région des plateaux loessiques.

Detailed abstract (the Weichselian Pleniglacial deposits)

The construction of a chrono-stratigraphy of the valley bottoms in the North of France faces certain difficulties. Establishing the morphologic limits of a valley bottom can sometimes be a problem in an environment of broad plains and gentle slopes. The presence of coarse alluvia is the exception and the encountered facies, aeolian and alluvial, are poorly differentiated. In addition to these difficulties, inherent in the study zone are those related to the means of investigation. The absence of quarries implies a lack of long cross-sections. The extensive sedimentary deposits are mainly known from occasional and unevenly distributed backhoe test pits. Furthermore the dating corpus is restricted. Despite these difficulties, we will attempt a chrono-stratigraphic analysis by reviewing data by large regions.

In the Leie river plain, the observations are concentrated in the downstream reach. They consist of a few personal observations, old drawings of brickyard mining faces and the Erquinghem-sur-la-Lys cores. We attempt a summary presentation of the brickyard cross-sections and the Erquinghem cores, all known from the literature. According to us, part of the brickyards data needs a re-interpretation: under some 4 m of fluvio-aeolian deposits, the old observations of silt with organic and peaty layers was deposited in a floodplain environment with low energy channels. On the contrary, in Erquinghem-sur-la-Lys, the cores along the central drainage axis show an incision followed by a considerable sandy infilling in a more dynamic context attributable to the Pleniglacial. The Upper Pleniglacial is marked by a temporarily less dynamic and more silty passage (after 25 ky Cal BP?).

A correlation is possible between the old brickyard data and our own observations. The upper layers consist of a fine bedded sandy silt. It is quite thick (several meters) and is found almost everywhere throughout the plain. Like the observation at Houplines "Mal Attiré", it consists mainly of a rapid accretion of fluvio-aeolian deposits (loess reworked by diffuse run-off). In few places, it consists of flood deposits with silty decantation (Quesnoy-sur-Deûle "Chemin de la Bergerie"). More clearly fluvial sandy deposits are found in place of the silty sediments in contexts of probable concentrated and more high energy flow coming from the slopes (Houplines "Chemin de l'Aventure"). Toward its base, the fluvio-aeolian

deposit shifts to a bedded sandy-silt deposit or to a gleyed predominantly silty bedded deposit. These may be correlated with the low dynamic fluvial deposit seen in the brickyards (Warneton).

We focus on the topography in observing an entrenchment of a part of the hydrographic network in the interior of the plain. According to us this is a heritage of the Upper Pleniglacial fluvial dynamics, partly hidden by later alluvial and colluvial infilling. We suggest the following morphogenesis. A diffuse runoff started during aeolian infilling of the plain. It created a short centripetal network flowing into the central drainage axis. In the latter, despite the arid climatic context, flood peaks were accompanied by active erosion (Erquinghem).

The following scenario can be proposed (with caution due to the small number of observations and dates). (a) During the Middle Pleniglacial low energy fluvial activity infilled the eemian talwegs. (b) In the Early Upper Pleniglacial a deep incision created the central drainage axis and gullies scoured the plain surface. (c) In the Late Upper Pleniglacial an important fluvio-aeolian deposit elevated the plain while flood peaks maintained active erosion in the central drainage axis leading to downcutting of the active bed of the Leie drainage.

In the Deûle river valley, the observations are more numerous. We review and compare each section and associated facies, from the calcareous bedded silt overlaying sand north of Lille to the loessic silt in the Carvin area. We focus on the Hegel street excavation data in Lille where the transition between sand and loessic deposits has been dated and more precisely observed. Particular attention is paid to flow traces in loessic context: channels imprinted in the plain microtopography and fluvio-aeolian facies. The neighboring Marque valley cross-section at Bouvines is proposed as the morpho-stratigraphic model of an active flood plain in a small valley undergoing loessic infilling and reduction in base flow.

We suggest the following chrono-stratigraphy and palaeo-environmental evolution in the Deûle river valley. During the first part of the Upper Pleniglacial abundant, high energy flows (likely anastomosed and locally braided) flows, erode the former deposits leaving only a few

testaments in the down stream reach. A deep incision (straight at Hegel street) is likely related to this phase. The few available dates indicate cessation of high energy flows and fluvial infilling from about 22,3 ky Cal BP (assessment based on the calculated sedimentation rate). Since by about 21,7 ky Cal BP the loessic invasion is noticeable. The aeolian deposits form throughout the valley. The hydrographic network strongly retracts and relinquishes large areas to the aeolian deposits, especially in the upstream reach (Carvin region) or in the leeward zones (Weppes country slope-toes). Elsewhere flows are limited to diffuse or weakly concentrated runoff (Douvrin region). Ephemeral channels may occur (Meurchin?). A little further downstream (Houplin-Ancoisne), similar to the Marque cross-section in Bouvines, a narrow and lightly entrenched stream evacuates the seasonal thaw peak flood into a few large and shallow channels. The active river channel has been shifted to the foot of the windward (east) slope due to the massive loess input at the foot of the leeward (west) slope. It has deposited a bedded sandy silt alluvium that contributes to the infilling of the valley floor; Downstream from Lille, the discharge is sufficient to maintain an entrenched channel similar to that of the Leie river plain.

In the Scarpe river plain, the chronostratigraphy is known mainly through the partial "pipeline" cross-section and associated OSL dates. Silty sand alluvia with contrasted texture dated to the upper Pleniglacial were discovered. At the end of the Upper Pleniglacial an aeolian regime began and small dunes developed. Observations and dates from the base of a slope of an Eocene sand outlier (Mont des Bruyères) indirectly provide evidence of strong fluvial activity during or at the end of the Lower Pleniglacial. Some observations of predominantly silty alluvia are attributed to the Middle Pleniglacial, in a context of lower energy flows. A precise digital elevation model allows analysis of features which are inherited from the Upper Pleistocene. Large meanders (0.5 to 2 km) are visible. They are well developed over a large part of the eastern side of the plain, while the western part was dominated by loess sedimentation lacking clear evidence of flows. Eastwards, the shallow slope and the abundant fine sediment load cause repeating avulsions and an anastomosis pattern. Linear dunes extended across the plain from the sandy Pévèle slope and interacted with the flows.

The Scheldt river plain differs from the rest the low country by the presence of layers of coarse alluvial flints. However, they were observed deeply buried under a bedded silty sand formation similar to that of the Scarpe river. In the absence of dates, we hypothesize that the coarse deposits

accumulated during phases when the river had developed a braided fluvial form in a context of permafrost and high energy flows. This may have occurred during Lower Pleniglacial and early Upper Pleniglacial/Weichselian. Aeolian processes developed during late Upper Pleniglacial as in the neighboring plains but they are difficult to identify. Some of the sandy surface deposits may be attributable to them. In the Beuvrages tributary valley, the appearance of allocthonous chalk gravels can be explained by saltation from chalky outcrops a few kilometers to the west. Loess coatings are present in the eastern plain (Saint-Saulve Vicq, Crespin...). The lack of appropriate topographic documentation and above all the strong Holocene peat and travertine development limit the perception of aeolian features. However the geography of the wetland zone with the "digitations" of the Crespin marsh allows one to suspect an aeolian formation just downwind of the Scheldt-Haine river confluence (the region between Vicq and Crespin).

In the high-country valley bottoms, the Pleniglacial stratigraphic information from the valley bottoms is limited and mainly comes from the upper Scheldt catchment and its tributaries (Rhonelle and Hogueau rivers). The stratigraphy consists of loess overlying a layer of flint gravels similar to that of the rest of the Paris basin. In rare cases, different deposits testify to processes and palaeoenvironmental evolution that may be correlated with that of the low-country: earlier deposits of bedded loess (in Poix-du-Nord) and afterwards, during the Upper Pleniglacial, a loessic input associated with a decrease in competency contraction of the active river bed, (likely the case at Famars in the Rhonelle valley). The rarity of bedded deposits is explained by the restriction of the river bed to a narrow valley floor, submitted to subsequent later erosion. Consequently, the study of Pleniglacial fluvial deposits studies is clearly more favourable in the low country plains where they are well preserved over wide areas.

The slopes and elementary talwegs are involved in the Pleniglacial drainage system. They are an essential part of liquid and solid input, and variability thereof. They require special attention despite poorly developed, incomplete and usually undated sedimentary records.

The slopes and elementary talwegs have been subject to fluvial activity during the Pleniglacial. Fluvial activity was widespread and diffuse on shallow slopes and sandy substrata. Areal erosion occurred over vast areas, associated with barely visible alluvial deposits tending to develop cryopediments in the low country. Fluvial formations developed in continuity

in the valley bottoms. The exposed slope east of the Weppes country is particularly representative of this morpho-sedimentary system with a marked erosive balance sheet. It reflects a period of strong expansion of fluvial activity with a very broad active bed and a direct sediment input from the slopes, probably within a permafrost context. This type of activity occurred several times during the Pleniglacial. We do not know if it was a phenomenon of average intensity exerted over long periods or an intensive one exerted during short periods.

In the high country, slightly steeper slopes and a more consistent substrate allowed a concentration of flows in gullies. Therefore, the ante-pleniglacial soils are more likely to be preserved.

Despite ancient fluvial activity, the corresponding sedimentary records in elementary talwegs are often significantly incomplete. We have identified three cases of more complete records: Mérygnies in the Pévèle country on a clay substrate; Avion, in the Gohelle country on chalky substratum; Onnaing (east of Valenciennes), on sandy substratum. All three testify to high competency flows prior to retraction of the hydrographic network and deposition of a loessic cover. Only Mérygnies has a date. It indicates that infilling took place at the beginning of the Upper Pleniglacial. In the two other talwegs fluvial activity was prior to the late Upper Pleniglacial loess infilling. An association between fluvial activity and permafrost degradation is suspected in Avion. In Onnaing, the sandy nature of the substratum and the moderate embankment suggest a moderate incision over a long time (permafrost condition) and / or rapid incision over a short time period (permafrost degradation). In Onnaing, the repetition of this morpho-sedimentary system reflects a cyclical phenomenon since at least the Saalian glacial.

In a few localities in the Leie river plain a relationship is established between the degradation of a network of ice wedges and gulling. We assume a similar origin for the occasional gullies observed in upper slopes or quasi-interfluvia locations. Other Pleistocene gullies of thermokarstic origin exist in the Paris basin, Belgium, Germany and in Aquitaine. Furthermore modern examples show the efficiency and sometimes the great magnitude of flows associated with ice wedge networks. In our opinion the small number of known fossil cases in the region is not representative of the extent of the phenomenon. We suppose it was widespread and it constitutes a key factor in the upstream development of elementary talwegs. The impact of

this short duration phenomenon on the global functioning of the fluvial system is unknown.

The Pleniglacial litho-stratigraphic synthesis of the valley bottom is relatively simple. In the high country, it is mainly composed of a gravel sheet, similar to those known from the Paris basin. In the low country it consists of an extensive sandy fluvial formation ("S") gradually passing upwards to a fluvio-aeolian or an aeolian loess deposit ("L"). This basic stratigraphy, developed in the valley of the Deule is applicable to neighboring valleys with the following modifications: an aeolian sand replaces the loess in a large part of the Scarp plain; gravel sheets are associated with the "S" formation in the Scheldt valley. In the Leie and Scarp rivers plains finer alluvial formations ("F") are present under the "S" (they are rare in the Deule river valley).

The Lower and Middle Pleniglacial is poorly documented. The "F" formation is attributed to Middle Pleniglacial and no deposit has been yet identified from the Lower Pleniglacial. Indirect evidence of strong fluvial activity during Lower Pleniglacial or the end of the Lower Pleniglacial exists in the plain of the Scarpe river. The evolution of the fluvial activity seems to follow generally the one known in the plains of northern Europe: strong activity in the lower Pleniglacial, more moderate activity during the Middle Pleniglacial and the return of higher energy flows in the Upper Pleniglacial.

The Pleniglacial provides the bulk of the studied deposits. It is characterized by the transition from a fluvial dominated system to an aeolian one. Flows affected the entire flood plains (formation "S") up to their upstream parts, associated with erosion on the slopes and the development of cryopediments. The magnitude and extent of the flows was probably made possible by the presence of permafrost. Thereafter flow intensity decreased and fluvio-aeolian and aeolian deposits developed (formation "L"). The hydrographic network strongly contracted and the main drainage axis was sometimes shifted towards the windward slope.

The multiplicity of observations allows us to suggest a morpho-sedimentary model of small basin in three sections: an upstream reach with more or less concentrated runoff, an intermediate reach with transit flows in shallow channels, a downstream reach with a well marked channel in a loessic plain. Locally there was dune development, eventually associated with loess. The aeolian phase is a major morphological heritage.

The timing of the transition from a fluvial to an aeolian system is known from too few dates. We propose with caution a transition around 22 ky (21.7 ky?). This date is consistent with the slope stratigraphy and the beginning of the Late Upper Pleniglacial loess deposition phase.

Comparisons can be established with the north-west European plains. Formation "S" is correlated with the « Older Coversand I » of the sandy belt. In contrast to the sandy belt, the study area does not contain a record of widespread deflation. The aeolian deposits in the study area were laid down during the hiatus marked by the "Beuningen gravel bed" to the north.

The study area is the southern termination of the north-west European plains. It shares with them an inherited Pleniglacial morpho-sedimentary system characterized by the predominance of fluvio-aeolian processes. By contrast, it is distinguished from them by its integration into the loess belt. This dual heritage has enabled the development of unusual structures and records, complementary to those observed in the sandy plains or in the loess plateau area.

Introduction

Par leur extension quasi continue dans les fonds de vallée du bassin de l'Escaut et par le poids de leurs héritages dans le système morpho-sédimentaire et hydrographique, les formations du Pléniglaciaire weichselien s'imposent d'emblée dans la recherche. Outre le défi que constituent leurs datations et la reconstitution paléoenvironnementale, les caractéristiques régionales (extension spatiale considérable des formations, part souvent prépondérante des fractions fines, conservations ultérieures favorisées par un réseau hydrographique tempéré souvent indigent) multiplient les possibilités de préservations d'enregistrements originaux, voire

de témoins sédimentaires ou morphologiques fugaces, non ou rarement conservés par ailleurs. Ces caractéristiques exacerbent aussi certaines problématiques : articulation entre formations de fond de vallée et de versant (souvent moins tranchée que dans d'autres régions), interactions du fluvial et de l'éolien (et en particulier impact des apports massifs de loess en fin de période), héritages morphologiques. Autant de thèmes et d'opportunités qui font de l'aire d'étude un laboratoire singulier pour les recherches stratigraphiques et environnementales sur le Pléniglaciaire weichselien.

1. Remarques générales

1.1 « Enlève ton masque Fantômas » ou les limites incertaines de quelques fonds de vallée

La présentation et la description des données lithostratigraphiques des fonds de vallée impliquent une perception de leurs limites. Distinguer un fond de vallée des versants environnants est chose habituellement aisée et spontanée qui ne mérite guère de réflexion ou de définition formelle. Ce n'est pas forcément vrai dans le bas-pays où, dans un contexte de plaine large et de versant très doux, des limites morphologiques ne s'imposent pas toujours d'elles-mêmes. La confusion morphologique se retrouve dans la morphostratigraphie, et ce, pour plusieurs raisons :

(a) L'extension spatiale du domaine fluvial évolue dans le temps. Le fait est particulièrement net à la fin du Pléniglaciaire supérieur avec la contraction du réseau hydrographique et l'occurrence d'apports loessiques massifs (avec un effet morphogénétique évident). L'évolution inverse (extension d'une activité fluviale aux dépens d'une zone loessique) a également été observée en plusieurs endroits au cours de l'Holocène, dans le bas et dans le haut-pays (par exemple : Houplin-Ancoisne, partie I.6-, ou Thiant, BDLD n° 931 à 935).

(b) En de nombreux secteurs, une latitude morphologique est offerte à l'expression de processus intermédiaires entre un environnement de versant franc et un environnement fluvial.

1.2 « Greli-Grelo, combien de cailloux dans mon sabot ? » ou la faible représentation des formations grossières

Dans les vallées du haut-pays, nous rencontrons systématiquement sur le *bed rock* crayeux une nappe de fond constituée de graviers de silex. Les sondages archéologiques ne la traversent guère en raison de venues d'eau abondantes. Les sondages géotechniques peuvent renseigner sur son épaisseur. Elle est en général modeste : de l'ordre d'un ou deux mètres. Des profondeurs plus importantes sont atteintes aux débouchés du réseau dans les plaines du bas-pays : jusqu'à plus de 5 m dans la plaine de confluence Escaut-Haine (parties I.16-, II.1-4.2.1, figures 157, 158 et 231, voir aussi annexe 4), jusqu'à plus de 10 m au débouché de la Lys et de la Lawe dans la plaine de la Lys (partie II.2-2.1.5C et figure 222). Ces accumulations de piedmont peuvent toutefois relever de plusieurs cycles glaciaires. Ils se sont constitués probablement au cours du Pléistocène moyen comme évoqué dans la partie II.1-5.1.5

La nappe de fond graveleuse de l'Escaut peut être suivie dans le bas-pays. Un peu en aval de la frontière (hors zone d'étude), elle est de nouveau alimentée par des roches cohérentes du Paléozoïque qui constituent le *bed rock* dans la région de Tournai à la traversée de l'anticlinal du Mélançois (Cornet, 1904). La continuité de la nappe de fond de l'Escaut fait toutefois figure d'exception dans le bas-pays. La plupart des nappes graveleuses constituées s'estompent vers l'aval (Sommé, 1977b) ou sont repérées de manière discontinue (par exemples, figures 40 ou 48). Les alluvions fluviatiles pléniglaciaires sont majoritairement constituées de sable ou de limon et sable lités, plus ou moins enrichis en éléments grossiers, parfois directement en contact avec le *bed rock*. Les silex sont présents dans les alluvions de la Deûle, absents dans la plaine de la Scarpe. La craie disparaît très rapidement par abrasion vers l'aval tandis que les silex sont dispersés dans les sables provenant des assises marines cénozoïques. Localement, à proximité des zones sources, des nappes graveleuses peuvent être exclusivement constituées de graviers de craie. Le cas est fréquent dans la vallée de la Deûle tandis que, dans la plaine de la Scarpe, la plongée des assises crayeuses ne permet pas la fourniture de graviers de craie aux formations alluviales. La nappe gravelo-crayeuse disparaît rapidement quelques kilomètres en aval de l'entrée de la rivière dans la plaine (Fourrier, 1992).

Cette sous-représentation de roches dures grossières dans la plupart des vallées du bas-pays est le reflet de la lithologie des bassins versants. Nous relevons trois conséquences :

- (a) Les variations d'énergie des cours d'eau peuvent exister sans changement important de la granulométrie des dépôts.
- (b) D'éventuelles nappes anciennes ne sont pas systématiquement constituées de graviers. Elles sont plus facilement soumises à l'érosion et plus difficiles à mettre en évidence.
- (c) L'absence de grave de fond exploitable implique l'absence de gravières et donc de coupes artificielles à travers les alluvions pléniglaciaires. Dans notre zone d'étude, seule la vallée de l'Escaut présente des nappes graveleuses exploitables et à notre connaissance, seul l'« Étang du Vignoble », à proximité de Valenciennes, a fait l'objet d'une exploitation ancienne.

L'absence de nappes grossières dans le bas-pays constitue une différence majeure avec nombre des enregistrements contemporains européens constitués principalement d'alluvions graveleuses ou sablo-graveleuses dans les vallées européennes (Starkel, 1991a ; Vandenberghe, 1995a ; Hosfield et

Chambers, 2005 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001 ; Bridgland *et al.*, 2006). En Grande-Bretagne (Briant *et al.*, 2004a, 2004b ; Lewis *et al.*, 2004) comme dans le Bassin parisien, une nappe grossière se retrouve systématiquement dans les cours d'eau d'ordre supérieur (Seine et Somme : Antoine *et al.*, 2000a ; Marne et Oise : Pastre *et al.*, 1997 ; Yonne : Chaussé, 2003 ; Chaussé *et al.*, 2004 ; Moselle : Cordier *et al.*, 2005, 2006). Le même dépôt est observé dans les petits bassins (Beuvronne, centre-est du Bassin parisien : Orth *et al.*, 2004 ; Choisille, sud-ouest du Bassin parisien : Morin *et al.*, 2011). De petits bassins littoraux où le *bed rock* est directement surmonté d'alluvions holocènes font exception (vallée de la Mue : Lespez *et al.*, 2005, 2008).

1.3 « Comment veux-tu ? comment veux-tu ? » : difficultés et méthode

1.3.1 Une difficile synthèse stratigraphique

Les formations attribuables au Pléniglaciaire weichselien occupent toute la largeur du fond de vallée du bas-pays (en dehors des bandes actives plus restreintes du Tardiglaciaire et de l'Holocène). De nombreuses opportunités d'observations ont donc été possibles. Toutefois, plusieurs facteurs concourent à rendre difficile une synthèse stratigraphique précise.

A. Le mode d'observation

La majeure partie de nos observations a été réalisée de manière opportuniste par sondages en puits à la pelle mécanique lors d'opérations archéologiques. Ceci implique :

- a) le caractère ponctuel de chaque observation, impropre à la perception de grandes structures (chenaux) ;
- b) une profondeur limitée à quelques mètres en raison de l'instabilité des terrains et de venues d'eau. La profondeur atteinte est pour cette raison souvent en deçà des capacités techniques de la plupart des engins mécaniques (de l'ordre de 5 à 6 m) ;
- c) l'absence fréquente de nettoyage et d'observation directe des coupes pour des raisons évidentes de sécurité dans un contexte de terrains instables et de venues d'eau ;
- d) des observations souvent brèves, limitées dans les cas extrêmes à quelques secondes avant venues d'eau ou effondrement.

Outre les nombreux sondages à la pelle mécanique, un transect à la tarière mécanique (sondages destructifs et carottages) a été réalisé dans la vallée de la Deûle sur l'opération d'Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (partie I.6-). Deux transects à la tarière manuelle ont été réalisés hors opération archéologique. L'un à Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » (partie I.5-), l'autre sur la Marque à la limite sud de Bouvines (partie I.12-). Le diagnostic archéologique dans la plaine de la Scarpe (I.14-) sans faire appel à des méthodes différentes (sondages en puits ponctuels complétés par de la tarière manuelle) ni atteindre des profondeurs importantes (profondeur maximum d'observation de l'ordre de 3 m) a permis la réalisation d'un transect avec une approche morpho-stratigraphique fructueuse. Seules les opérations de Lambersart « Les Conquérants » (partie I.2-) et Lille « Rue Hegel » (partie I.4-), dans la vallée de la Deûle, ont été menées dans des contextes de travaux de génies civils avec rabattement de nappes. Ils ont permis une observation directe, en coupe, des dépôts profonds.

B. Homogénéité et redondance des faciès

La lithologie des bassins est limitée à la craie mésozoïque (haut-pays, Mélantois) éventuellement marneuse (partie aval vallée de l'Escaut) et aux dépôts fins éocènes (argile et sable, ce dernier éventuellement grésifié). Avec peu de roche cohérente, la présence de dépôts grossiers n'est pas systématique. La gamme des textures observées dans les dépôts est limitée, oscillant d'un pôle sableux à un pôle limoneux. Les contrastes lithologiques sont souvent faibles. Les limites stratigraphiques sont rarement évidentes (la distinction du *bed rock* lui-même peut parfois prêter à confusion en contexte sableux). En l'absence de niveaux repères nets, les corrélations spatiales entre sondages ponctuels sont délicates. De plus, quand elles sont présentes, d'éventuelles similitudes lithostratigraphiques d'un sondage à l'autre peuvent encore être expliquées en contexte fluviatile par des phénomènes cycliques ou une migration latérale, ce qui peut induire une diachronie de dépôts pourtant similaires. À l'inverse, une seule et même unité synchrone peut être soumise à des variations latérales de faciès (par exemple passage d'une dominante limoneuse à une dominante sableuse en fonction de la dynamique de l'ancien cours d'eau, enrichissement en élément grossier par le versant...). Pour toutes ces raisons, les synthèses lithostratigraphiques proposées seront avancées avec prudence, et ce, même au niveau local.

C. Un faible corpus de dates

Le corpus de datations concernant le Pléniglaciaire des fonds de vallée est peu étoffé : deux dates par radiocarbone sur la plaine de la Lys (partie II.2-2.1.3), 3 dates OSL et une date par radiocarbone sur la Deûle (parties I.4- et I.8-), 6 dates OSL et une date par radiocarbone sur la plaine de la Scarpe (partie I.12-), aucune datation sur la vallée de l'Escaut, une datation par radiocarbone sur un talweg élémentaire dans la Pévèle (partie II.2-3.4.3). Soit en tout 11 dates pour appréhender le fonctionnement des cours d'eau sur plus de 50 000 ans et 6 700 km². Nous devons garder à l'esprit que la chronologie proposée est une ébauche. D'autres datations seront nécessaires pour l'étayer.

1.3.2 Méthode

L'approche lithostratigraphique est effectuée par présentation synoptique des données disponibles dans chaque zone géographique. Nous traitons dans un premier temps des fonds des vallées dans le bas-pays (plaine de la Lys, vallée de la Deûle et de la Marque, plaine de confluence Escaut-Haine) puis, plus succinctement, dans le haut-pays. Pour chaque opération où des dépôts attribués au Pléniglaciaire ont pu être observés, nous présentons un log représentatif. Les données acquises sur des opérations jugées clefs sont brièvement résumées (les détails pouvant être consultés dans la version électronique de l'annexe 1). Pour chaque bassin, nous récapitulons les données chronologiques et nous accordons une attention particulière aux éventuelles traces morphologiques d'activité fluviatile ou éolienne. À l'issue de la présentation des données, une synthèse chronostratigraphique et paléoenvironnementale est proposée.

Dans un second temps, nous nous interrogerons à travers quelques exemples sur l'activité fluviatile dans l'extrémité amont des réseaux, sur le rôle du thermokarst, sur la variabilité du bilan érosif sur versant et sur les transitions versant/fond de vallée.

Enfin, une synthèse générale de l'activité fluviatile pléniglaciaire dans la zone d'étude sera proposée en élargissant à des comparaisons avec les régions limitrophes.

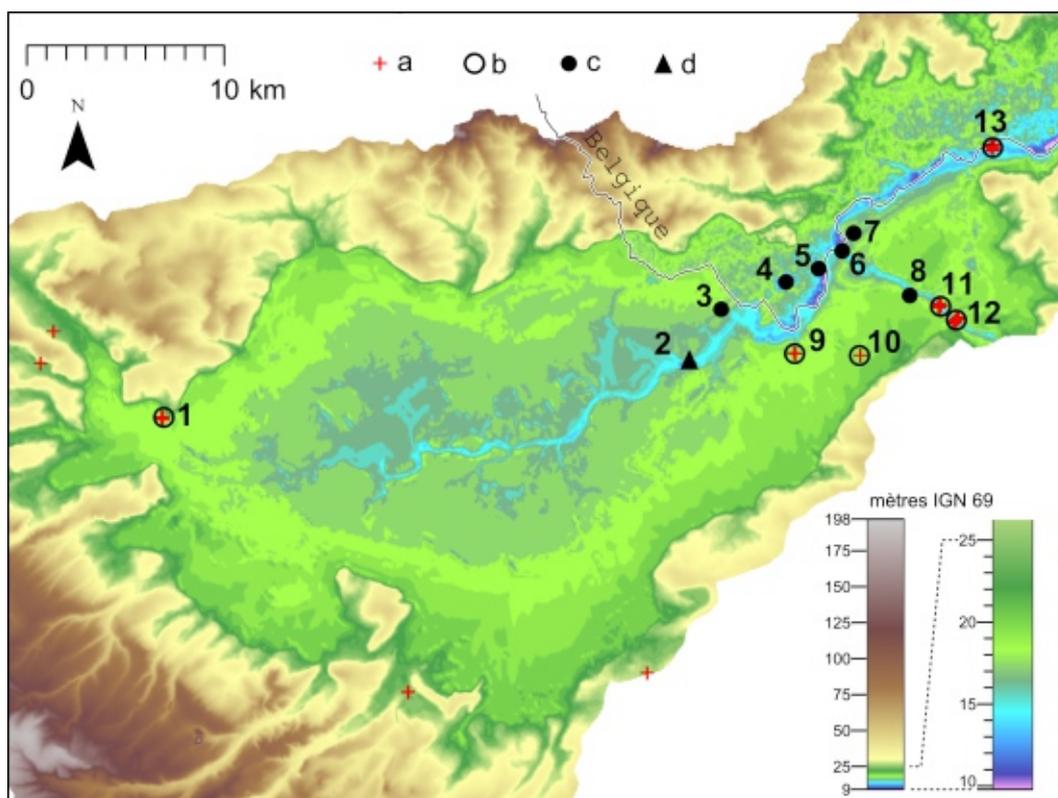


Figure 250 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Lys

détail des références : voir table 38

MNT d'après BDalti 50 dans la partie française et la SRTM3 pour la partie belge

a – observation personnelle

b – observation personnelle retenue

c – observation en briqueterie

d – carottage

1 – Thiennes

2 – Erquinghem-sur-la-Lys

3 – Armentière (briqueterie)

4 – Ploegesteert (briqueterie, Belgique)

5 – Warneton (briqueterie, Belgique)

6 – Frelinghien (briqueterie)

7 – Deûlémont (briqueterie)

8 – Quesnoy-sur-Deûle (briqueterie)

9 – Houplines « Mal attiré »

10 – Houplines « Chemin de l'Aventure »

11 – Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la bergerie »

12 – Wambrechies « pont du Vert-Galant »

13 – Wervicq

Figure 250 - Observations attributed to the Pleniglacial in the Leie river plain

references détail : see table 38

DEM according BDalti 50 in the french portion and SRTM3 in the belgian portion

a – personal observation

b – selected personal observation

c – brickyard observation

d – coring

Table 38 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Lys

Table 38 - Observations attributable to the Pleniglacial in the Leie river plain

n°	lieu / place	n° dans la base de donnée BDL/D / # in the data base BDL/D	bibliographie / bibliography
1	Thiennes	376, 380 et 381	Lorin, 2007
2	Erquinghem-sur-la-Lys	3549	Sommé et al. 1996
3	Armentières (briqueterie)	3543	Paepe 1964
4	Ploegesteert (briqueterie, Belgique)	3540	Paepe 1964, Paepe et Vanhooorne 1967
5	Warneton (briqueterie, Belgique)	3541	Paepe 1964, Paepe et Vanhooorne 1967
6	Frelinghien (briqueterie)	3544	Paepe 1964
7	Deûlémont (briqueterie)	3548	Paepe 1964
8	Quesnoy-sur-Deûle (briqueterie)	3542	Paepe 1964, Sommé 1977
9	Houplines « Mal Attiré »	926	Salvador et al., 2005 ; Marcy, 2004
10	Houplines « Chemin de l'Aventure »	1348 et 1349	Routier et Deschodt, 2006
11	Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la bergerie »	1322 à 1331	Deschodt, 2006b
12	Wambrechies « Pont du Vert-Galant »	1310 à 1321	-
13	Wervicq	310 à 324	Desoutter, 2007b

2. Les vallées de rang supérieur

2.1 La plaine de la Lys

2.1.1 Nature et répartition des données

Les observations dans la plaine sont peu abondantes et mal réparties (figure 250 et table 38). Nous avons personnellement réalisé des sondages dans l'ouest de la plaine à Thiennes (n° 1). Toutes les autres observations sont concentrées dans la partie nord-est. Nos données personnelles concernent Houplines (n° 9 et 10) et les rives de la Deûle, à Quesnoy-sur-Deûle et Wambrechies (n° 11 et 12). En outre, une série de sondages a été effectuée au débouché nord de la plaine à Wervicq (n° 13). Une étude pluridisciplinaire a été menée sur un carottage à Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996) (n° 2). Entre Armentières et Deûlémont, Paepe (1964) a levé des fronts de briqueteries (n° 3 à 8). La briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (n° 8) a bénéficié d'un levé par Paepe (1964) et Sommé (1977b).

2.1.2 Observations anciennes en briqueteries

Les fronts d'extraction de limon des anciennes briqueteries, longs et profonds, offrent une source de données essentielles et incontournables dans ce contexte mal documenté. La plupart des coupes ne sont plus accessibles en raison de l'arrêt des exploitations. Les briqueteries belges ont continué de faire l'objet d'une exploitation moderne, mais, à notre connaissance, aucune nouvelle investigation n'a été effectuée depuis les observations. Six briqueteries ont été étudiées (3 à 8 sur la figure 250) :

- Armentières (Paepe, 1964),
- Ploegsteert (en Belgique) (Paepe, 1964),
- Warneton (en Belgique) (Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967),
- Frelinghien (Paepe, 1964),
- Quesnoy-sur-Deûle (Paepe, 1964 ; Sommé, 1977b),
- Deûlémont (Paepe, 1964).

La publication de 1964 de Paepe n'est pas, à notre avis, sans défaut. Malgré un levé de bonne facture, la description des sédiments est laconique et n'est pas clairement distincte de l'interprétation. Certaines unités sont décrites

uniquement par leur déformation cryogénique. Les coupes sont traitées comme des formations de versant avec une intégration (à notre avis un peu forcée) dans le système stratigraphique de Tavernier et De Heinzelin (subdivisions en Riss 1, Riss 2, Würm 1, 2 et 3). Même si l'auteur reconnaît une spécificité des limons de la plaine par rapport à ceux du versant (dans le même article sont traitées trois briqueteries belges du Houtland), le caractère nettement fluvial de certains dépôts ne fait pas l'objet de commentaire ou d'interprétation particulière. En 1967, dans « The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium » (Paepe et Vanhoorne, 1967), Paepe propose une nouvelle synthèse stratigraphique distincte de celle de Tavernier et De Heinzelin en utilisant la terminologie chronostratigraphique nordique. De nombreuses coupes couvrant toute la Belgique sont présentées et plus précisément décrites. La synthèse n'utilise que deux briqueteries de la plaine de la Lys situées sur le territoire belge : Ploegsteert et Warneton. Parmi ces deux localités, seul Warneton fait l'objet d'une présentation détaillée avec deux coupes différentes de celles de la publication de 1964.

A. La briqueterie de Warneton

La briqueterie de Warneton revêt un intérêt particulier dans la chronostratigraphie régionale avec la définition du « sol de Warneton » utilisé un temps comme stratotype pour le Début Glaciaire weichselien. Quatre coupes ont été publiées : « briqueterie Delcourt – profil sud » (1964), « briqueterie Delcourt – profil est » (1964), « brickyard Dumoulin – east side » (1967) et « brickyard Dumoulin – south side » (1967). Ces levés ont été présentés et commentés dans la partie II.1-2.1.2B (figures 213 à 216).

Les fronts de briqueterie de Warneton montrent sous les dépôts limoneux lités du Pléniglaciaire supérieur une plaine d'inondation active avec la présence d'au moins un chenal. Le comblement du chenal est tourbeux et limoneux et passe latéralement à des dépôts limoneux d'inondation. La fin du comblement correspond à un développement latéral de limon humifère (sol ?) associé à des dépôts limoneux fluviaux, avec également passage latéral à des formations tourbeuses dans les points bas. C'est ce complexe qui a été désigné comme « sol de Warneton » par Roland Paepe. La relecture des

coupes est susceptible d'aboutir à une remise en cause du sol de Warneton (partie II.1-2.1.2C). Ce dernier pourrait être, à notre avis, un dépôt organique en plaine d'inondation associé à une activité fluviale peu dynamique en chenaux.

B. La briqueterie d'Armentières

Nous présentons sur la figure 251 la coupe et la transcription de la briqueterie d'Armentières. La briqueterie se développe de part et d'autre d'un talweg rectiligne nord-est/sud-ouest, la BDalti de l'IGN permet de lui attribuer une altitude de surface entre 17 et 18 m IGN 69.

Sous une « alluvion », Roland Paepe note une succession de limons plus ou moins sableux à litages fins horizontaux plus ou moins cryoturbés : (J) jusqu'à 2 m, (B) jusqu'à environ 3 m (dans la partie nord il dessine une discontinuité interne et une fente de gel), (G) jusqu'à environ 4 ou 4,5 m (avec des passages sablo-graveleux dont la base prend un caractère érosif sur le levé), (LG) jusqu'à 6 m de profondeur. Les limites entre les limons peuvent être marquées par une zone sableuse (vers 2 m de profondeur), ou une zone humifère (vers 4 m de profondeur). Un dépôt est fortement cryoturbé entre environ 6 et 7 m (non décrit) entre deux lignes de fentes de gel. Il repose sur un limon sableux. Entre 1 et 4 m de profondeur, les dépôts sont coquilliers et présentent des traces d'empreintes végétales.

Figure 251 - Armentières brickyard cross-section and transcription

according to Paepe (1964)

lithology transcription:

L = silt

L(oe) = loessic silt (loess, lateral shift from a loess, possibly bedded lightly sandy loessic silt)

S = sand

L/S = silt and sand

[Lit] = bedded structure

[ca] = calcareous in some beds

LS = sandy silt

SL = silty sands

L(S) = slightly sandy siltu

L(A) = clayey silt

S(L) = lightly silty sand

S(A) = clayey sand

gv = gravels or gravels bed

R = coarse alluvium sheet

o = organic matter

arrow + e = erosive level

C. La briqueterie de Ploegsteert

Nous présentons sur la figure 252 les coupes de la briqueterie de Ploegsteert et leur transcription. La briqueterie se situe en Belgique dans un talweg en contrebas de courbes 20 m TAW. Une estimation vers 19 m TAW peut être proposée pour l'altitude de surface, soit environ 17 m IGN 69 (en tenant compte de la différence TAW – NGF Lallemand et NGF Lallemand – NGF IGN69).

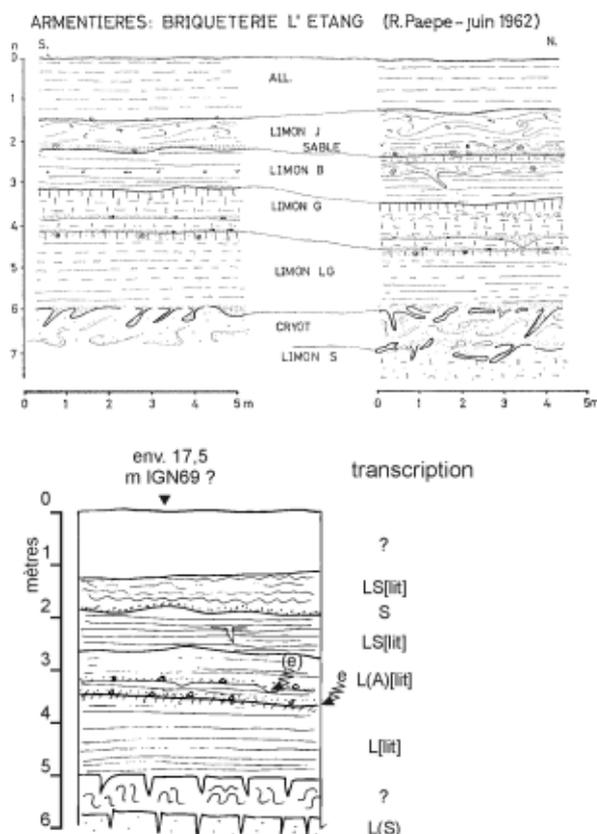


Figure 251 - Coupe de la briqueterie d'Armentières et transcription

d'après Paepe (1964)

transcription de la lithologie :

L = limon

L(oe) = limon avec caractère loessique (loess, passage latéral depuis un loess, limon loessique légèrement sableux et éventuellement lité)

S = sable

L/S = limon et sable

[Lit] = structure litée

[ca] = avec concentration calcaire dans certains lits

LS = limon sableux

SL = sable limoneux

L(S) = limon un peu sableux

L(A) = limon argileux

S(L) = sable un peu limoneux

S(A) = sable argileux

gv = présence ou niveau de graviers

GR = nappe grossière

o = présence de matière organique

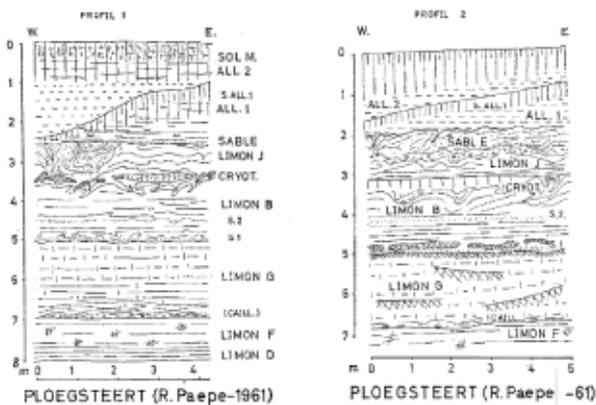
flèche + e = niveau érosif

Paepe note en partie supérieure de la coupe des « alluvions » (non décrites, si ce n'est qu'« alluvions 1 » contient des concrétions calcaires et un sol peu développé au sommet). Ces alluvions sont attribuées au Tardiglaciaire dans la synthèse. Toutefois, la présence d'une ligne de fente de gel à leur limite inférieure dans le profil 2 (vers 2 m de profondeur) permet de douter de cette attribution. « Alluvions 1 » dans le profil 2 appartient probablement au Pléniglaciaire. Le dessin montre une structure litée horizontale. Elle repose sur un sable (« Sable ») finement lité avec cryoturbations et fentes de gel, puis, à partir de 2,5 m de profondeur sur différents limons (J, B), plus ou moins sableux et plus ou moins cryoturbés à lamines horizontales jusqu'à environ 5 m de profondeur. À 5 m de profondeur, la coupe montre un limon gris « lourd » et épais (environ 2 m) (G) . Sur le levé, il semble lité avec des lits de plus en plus nets vers le bas et une ligne de graviers. Paepe précise l'existence d'un horizon humifère

au sommet. Cet horizon n'est dessiné que dans le profil 2. Dans ce même profil, le limon est dessiné avec des quadrillages allongés et discontinus suggérant un contenu humifère lité au sein de l'unité. Dessous, à partir de 7 m de profondeur se trouve un « limon fendillé (panaché) ; sol à gley (hydromorphe) très développé » (F) puis un « limon doux grisâtre ».

D. La briqueterie de Frelinghien

Nous présentons sur la figure 253 les deux profils de la briqueterie de Frelinghien et leur transcription. La briqueterie est à proximité de la confluence Deûle/Lys dans une zone assez basse, vers 14-15 m d'altitude selon la BDalt, confirmée par la carte IGN. Nous estimons la surface de la coupe nord, vers la Lys, à environ 14 m d'altitude et la coupe sud à environ 15 m.



PLOEGSTEERT (R. Paepe-1961)

PLOEGSTEERT (R. Paepe -61)

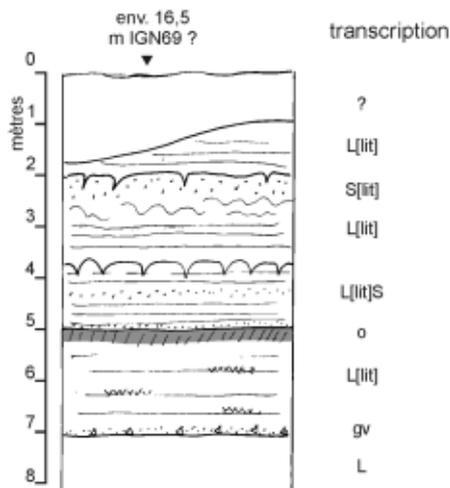
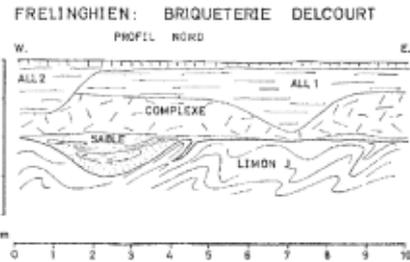
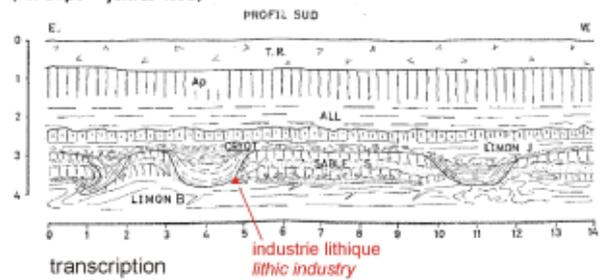


Figure 252 - Coupe de la briqueterie de Ploegsteert et transcription d'après Paepe (1964) abréviations de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 252 - Ploegsteert brickyard cross-section and transcription according to Paepe (1964) lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251



(R. Paepe - juillet 1962)



transcription

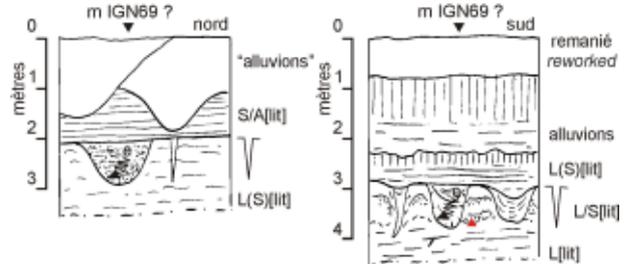


Figure 253 - Coupe de la briqueterie de Frelinghien et transcription d'après Paepe (1964) abréviations de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 253 - Frelinghien brickyard cross-section and transcription according to Paepe (1964) lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

Le profil nord a rencontré deux « alluvions » (sans description) qui semblent éroder le niveau sous-jacent dit « complexe » (« alternance de sable et d'argile, stratification irrégulière »). Sa base, à deux mètres de profondeur, est une limite rectiligne. Dessous on observe une ravine à remplissage de sable développée dans un « limon sableux jaune brunâtre avec ondulations ».

Le profil sud a rencontré sous des « alluvions » un « horizon B textural » puis un « limon sableux jaune brunâtre, finement stratifié » (J) qui recouvre une zone de cryoturbation. Celle-ci se repose vers 3 m de profondeur sur une limite assez rectiligne. Dessous se développent des ravines (environ 2 m de large, moins d'un mètre de profondeur) à remplissage de sable et d'argile. Le dessin suggère qu'une des ravines prend la forme d'un coin de glace en profondeur (ravine développée sur le tracé de coins de glace ?). Les ravines érodent des « bandes de sable blanc-jaune finement stratifié (...) » (S) qui repose vers 3,5 m de profondeur sur un limon non décrit (B) mais qui, sur la coupe, semble être lité et affecté de fentes de gel syngénétique. Un grattoir « très roulé » a été trouvé au contact sable S/limon B.

E. La briqueterie de Deûlémont

Nous présentons sur la figure 254 les deux profils de la briqueterie de Deûlémont et leur transcription. La BDalti de l'IGN permet d'estimer à environ 16 m d'altitude la zone, dans un talweg parallèle au cours de la Lys. Il existe une différence notable entre la topographie indiquée par la BDalti et celle de la carte 1/25 000.

Les profils ont rencontré, sous une « alluvion » (« argile alluviale sableuse gris brunâtre ») dont la limite inférieure semble érosive, une pédogenèse sur des « ondulations de cryoturbations » (OND) qui affectent un limon à « linéoles sableuses » (J). À la base, vers 3 m de profondeur, un sable fin et des cailloutis reposent sur un limon lité à petites fentes de gel (B) passant vers le bas à des « alternances de linéoles sableuses et limoneuses (...) humifères à la base » (L). Dans le profil sud, limons (J) et (B) sont séparés par une zone de cryoturbation. La base des profils est représentée, vers 4 m de profondeur, par un « limon fendillé rouge brunâtre, compact » (F).

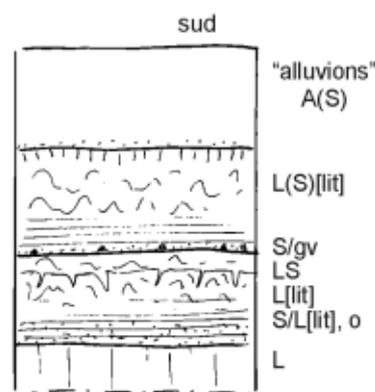
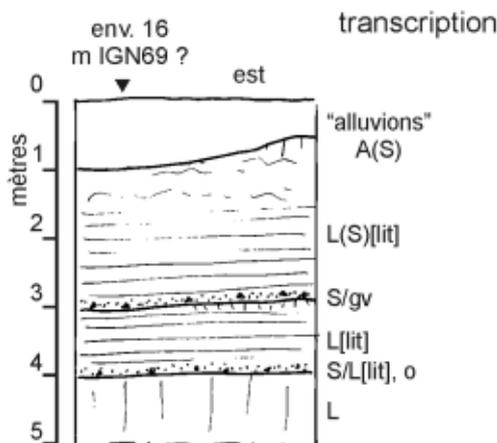
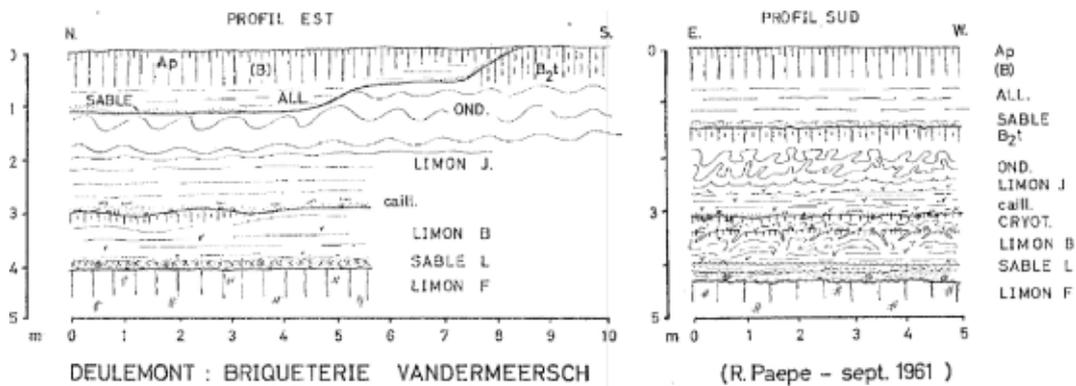


Figure 254 - Coupe de la briqueterie de Deûlémont et transcription

d'après Paepe (1964)

abréviations de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 254 - Deûlémont brickyard cross-section and transcription

according to Paepe (1964)

lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

F. La briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle

La briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle a fait l'objet de deux levés, l'un publié par Paepe en 1964, l'autre par Sommé en 1977, dans des états différents du front d'exploitation. Nous présentons les deux levés sur la figure 255 avec une transcription commune. Les deux descriptions sont proches et aisément corrélables. Sommé indique une altitude de surface à 19 m Lallemand, soit environ 19,5 m IGN 69, altitude confirmée par la BDalti (de 20 à 18 m aux environs du site).

La coupe décrite par Paepe (1964) montre une partie supérieure sableuse (A) avec un sable argileux et même une « couche de sable homogène » à la base. La limite inférieure est cryoturbée et repose sur une zone sableuse cryoturbée (Cryot) entre environ 1,5 et 1,75 m de profondeur. Dessous, un « limon jaune brunâtre finement stratifié ; alternance de bandes plus sableuses et plus limoneuses (...) vers le bas (...) linéoles sableuses discontinues » (J) se développe entre environ 1,75 et 2,5 m de profondeur. À environ 2,5 m de profondeur, une limite rectiligne et

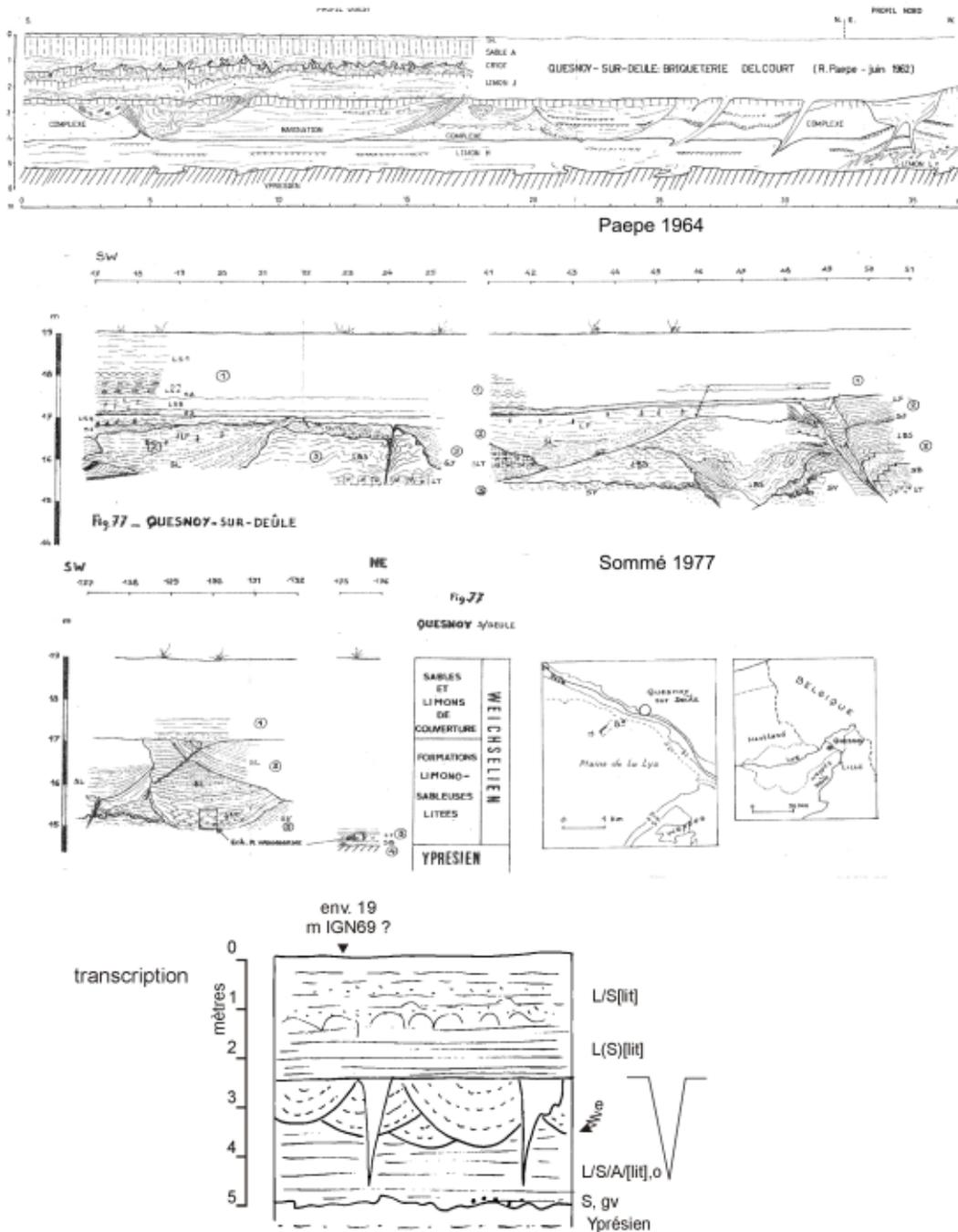


Figure 255 - Coupe de la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle et transcription
 abréviations de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 255 - Quesnoy-sur-Deûle brickyard cross-section and transcription
 lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

régulière est déformée par des coins de glace. Latéralement (vers $x=35$ m), un double coin de glace s'évase très largement. Il pourrait être interprété comme une ravine développée sur le réseau de coins. La limite régulière tronque une série de ravines à remplissage de « limon (...) plus sableux à la périphérie », « blocs de terre gelée, des horizons tourbeux », « stratification fluviale bien exprimée ». Paepe ajoute : « l'ensemble est surmonté par une zone argileuse rougeâtre provenant probablement d'un horizon B textural ». Les ravines se développent dans un « complexe limono-sableux argileux de couleur brun verdâtre ». Sa limite inférieure, vers 4 m de profondeur, est rectiligne, si ce n'est les déformations dues au coin de glace. Il repose sur un « limon gris noirâtre humifère à multiples linéoles très tourbeuses (...) » (H) qui repose directement sur l'argile yprésienne à un peu plus de 5 m de profondeur par

l'intermédiaire d'un gravier. Latéralement (vers $x=35$ m), un limon « argileux un peu sableux à stratification ondulée » (L) est présent entre (H) et l'argile.

Sommé (1977b) décrit trois ensembles. Le premier, dénommé « Couverture », est caractérisé par une sédimentation subhorizontale d'environ 2 m de profondeur, où alternent limon sableux à litages fins (LS1), sable à lits argileux cryoturbés (S1), des limons sableux lités (LS2 à LS3). Le second ensemble dénommé « Poches » est constitué d'une série de ravinelements qui totalisent entre 0,5 et 2 m d'épaisseur environ (base entre 2,5 et 4 m de profondeur environ). Les deux ensembles sont séparés par une limite régulière où s'ouvrent des coins de glace. Les « poches » sont remplies de sables lités de différentes couleurs, de limon sableux et de limon

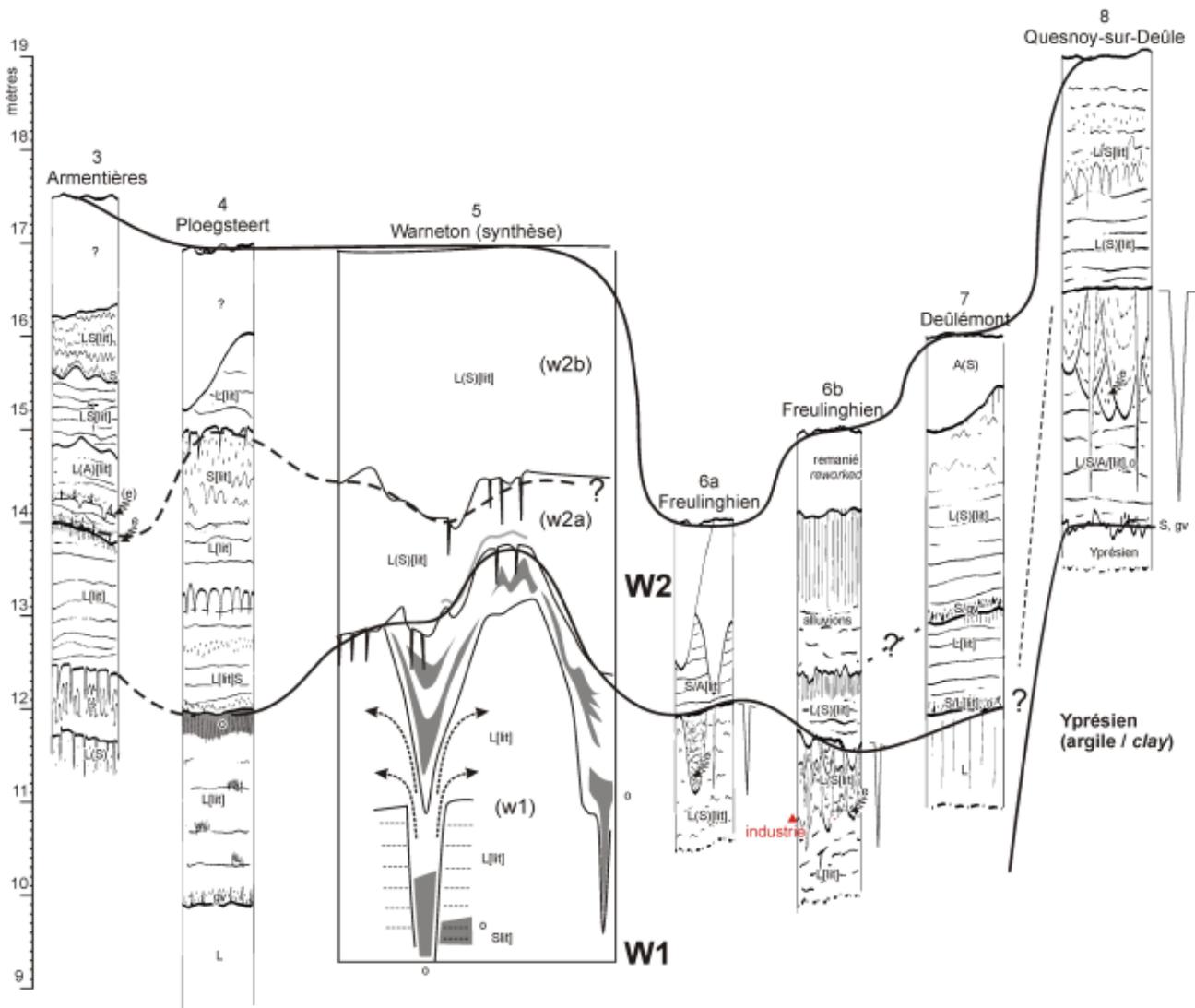


Figure 256 - Synthèse des coupes de briqueteries dans la plaine de la Lys

Warneton (synthèse), cf. figure 219
localisations sur la figure 250

abréviations de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 256 - Synthesis of brickyard cross-sections in the Leie plain

Warneton (synthesis), see figure 219
locations: see figure 250

lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

parfois tourbeux (SJ, SL, SLT, LF). Elles érodent un troisième ensemble nommé « Complexe inférieur » composé de sédiments à lits subhorizontaux finement ondulés : limon et sable (LBS), limon tourbeux (LT) et sable argileux (SV), à la base un sable bleu à gros galets de silex épars (SB). L'ensemble repose sur l'argile yprésienne observée ponctuellement à un peu plus de 4 m de profondeur.

G. Les briqueteries de la plaine de la Lys : essai de synthèse lithostratigraphique

Nous tentons sur la figure 256 une corrélation entre briqueteries.

D'Armentières à Deûlémont, les briqueteries sont regroupées autour de l'axe de drainage central. Elles présentent en profondeur des formations à dominante limoneuse, avec localement un caractère organique (Ploegsteert) voire tourbeux (Warneton). Cet ensemble est corrélable à l'unité W1 décrite à Warneton (partie II.1-2.1.2C et figure 219) et peut être interprété comme formation alluviale de plaine d'inondation dans un contexte faiblement dynamique et chenalisé. La présence d'une pièce d'industrie lithique à Frelinghien, bien qu'isolée et usée, est concordante avec cette interprétation. La plaine parcourue par des cours d'eau de faible énergie a pu être favorable à une présence humaine dans des conditions interstadias. Malgré les incertitudes sur l'altitude des observations, l'altitude du remblaiement limoneux à la fin de cette phase peut être estimée à environ 12 m IGN69 ± 1 m. Les interfluves d'argile yprésienne devaient encore émerger au centre de la plaine. La limite supérieure du remblaiement limoneux fluvial est matérialisée par un *desert pavement* et affectée d'un réseau de coins de glace (Frelinghien). Ces éléments témoignent du développement d'un pergélisol et d'un désert polaire. Le niveau de déflation a été précédé par des écoulements en ravine sur sol gelé. La profondeur des ravines est d'ordre métrique, la largeur plurimétrique.

Un second ensemble corrélable à W2 (cf. partie II.1-2.1.2C et figure 219) se développe sur le limon précédent. Il est composé de lits réguliers de limon et de sable (« linéoles sableuses ») que nous interprétons comme dépôt fluvio-éolien de la fin du Pléniglaciaire (cf. *infra*). Son épaisseur totale est de l'ordre de 4 m. Il constitue la fin du remblaiement de la plaine et est responsable de la régularité de sa topographie actuelle. En son sein, un autre niveau de déflation est présent à environ 14-15 m d'altitude à Armentières, Ploegsteert et vers 13 m d'altitude à Frelinghien et Deûlémont.

La briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle se situe à l'écart de l'axe central de la plaine. Elle présente, à une altitude plus élevée, les mêmes caractères lithologiques avec de haut en bas : un limon lité, des écoulements en ravines, un réseau de coins de glace, une limite de déflation, et, au sommet, le dépôt limono-sableux lité. Le réseau de coins de glace est nettement postérieur aux écoulements en ravines.

2.1.3 Le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys

A. Description

Le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996) a été effectué dans le cadre du levé de la carte géologique d'Hazebrouck (Leplat *et al.*, 1985). Il bénéficie d'analyses granulométriques, palynologiques, malacologiques et de quelques datations par radiocarbone. Il est situé à 13 m NGF d'altitude (n° 2 sur la figure 250), sur l'axe de drainage principal de la plaine. Son apport primordial est la caractérisation de formations fluviatiles eemiennes (partie II.1-2.1.1). Il offre en outre des informations sur le Pléniglaciaire (figure 257). En effet, sous les alluvions de l'Holocène (I) et au-dessus des alluvions de l'Eemien (V), environ 8 m de dépôts (entre environ 0 à 8 m d'altitude) sont attribués au Pléniglaciaire weichselien :

- Les cinq premiers mètres inférieurs (0-5 m d'altitude) (IV) sont constitués de dépôts fluviatiles limono-sableux lités avec 4 cycles repérés. Des pollens tempérés remaniés des dépôts eemiens se mêlent à des taxons froids.
- De 5 à 6 m d'altitude (III), le dépôt est limono-sableux, brunâtre, avec présence de débris végétaux. Selon les auteurs, l'unité III marque un changement paléogéographique majeur avec un arrêt de la sédimentation fluviatile dynamique et la marque d'une influence éolienne loessique. La base de l'unité est marquée par des malacofaunes terrestres. Après une base avec traces de roseaux, la proportion de pollen de *Pinus* augmente progressivement vers le haut de l'unité (jusqu'à un pic de près de 50 %) au détriment des herbacées. *Picea* est présent. Les auteurs interprètent les données palynologiques comme un boisement en zone humide lors d'un interstade. La base de l'unité bénéficie de datations par radiocarbone : 24000

± 600 BP (Ly-2030) et 20640 ± 750 BP (Ly-2029), avec une inversion (la date la plus ancienne juste au-dessus de la date la plus récente) et un possible rajeunissement.

- de 6 à un peu plus de 8 m d'altitude (II), des écoulements érodent la partie supérieure de (III). Le dépôt est sableux, plus énergétique qu'en (IV).

Commentaires

Le carottage montre clairement une activité fluviatile Pléniglaciaire qui se traduit par un colmatage d'environ huit mètres d'épaisseur (de 0 à 8 m d'altitude). Le sommet (II) semble plus dynamique que la base (IV). Entre les deux, un mètre de sédiment à dominante limoneuse et à dominante organique (III) traduit un changement de milieu.

B B.

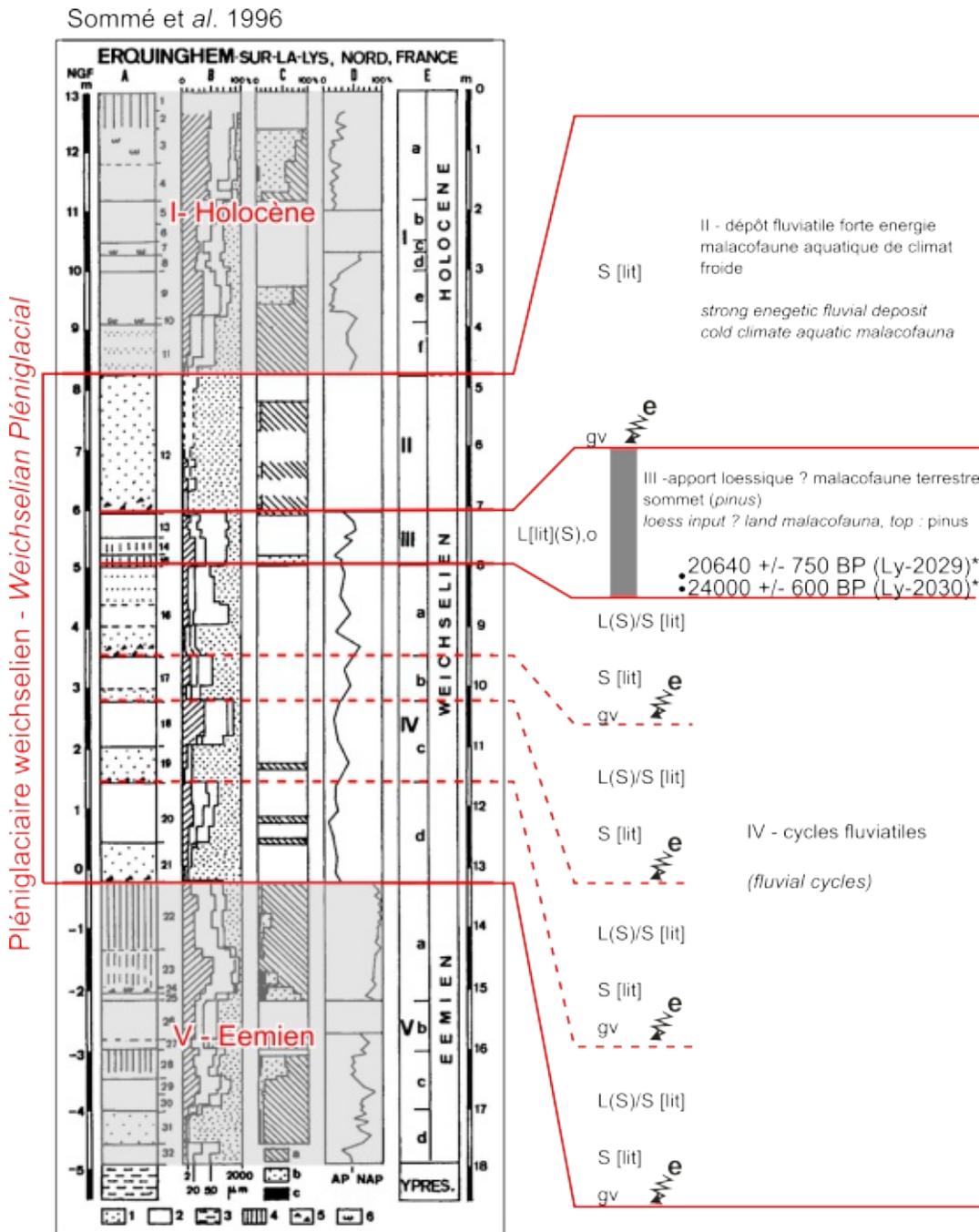


Figure 257 - Le Pléniglaciaire Weichselien dans la carotte d'Erquinghem-sur-la-Lys
d'après Sommé et al. (1996)
abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 257 - The Weichselian Pleniglacial in the Erquinghem-sur-la-Lys coring
according to Sommé et al. (1996)
lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

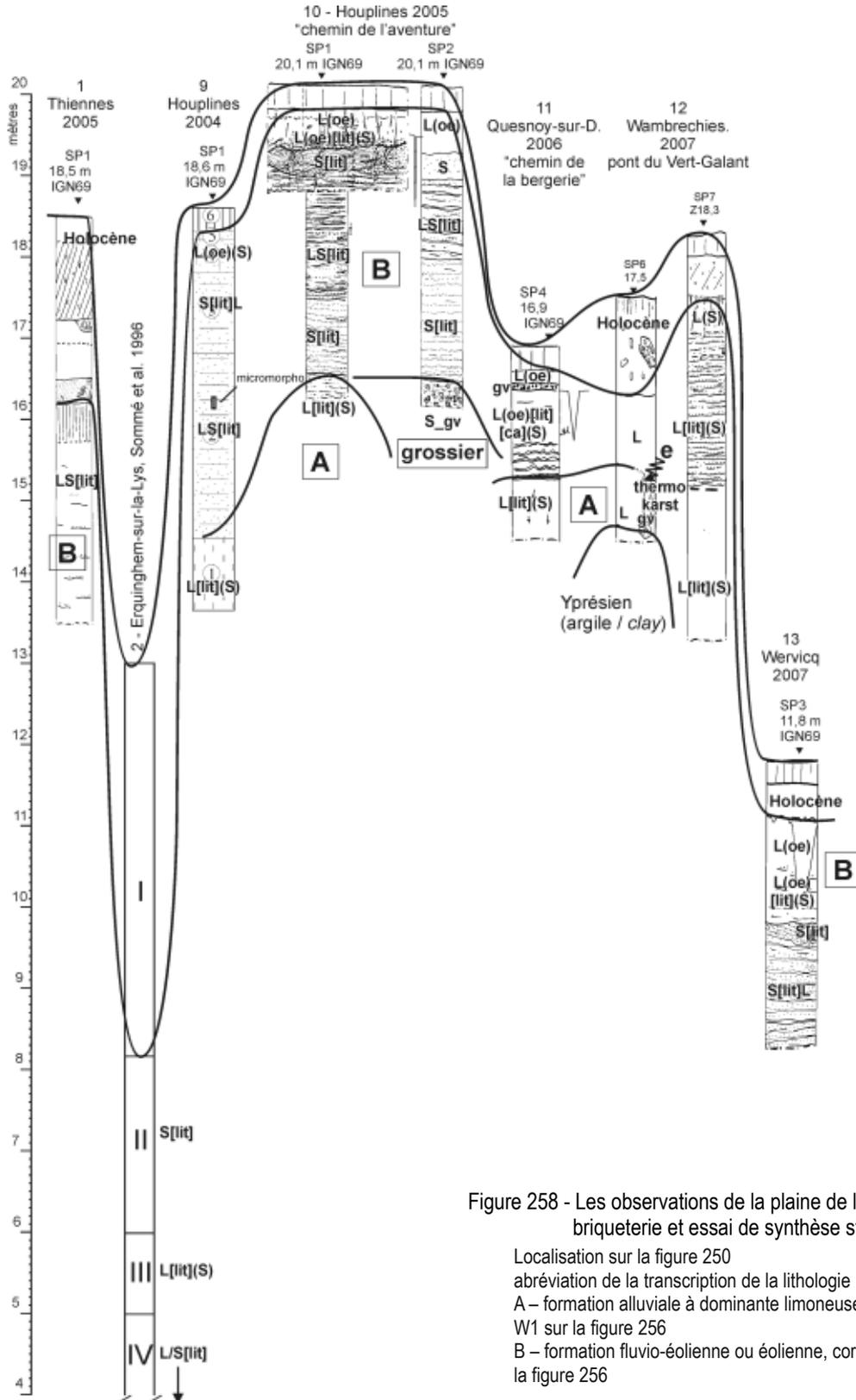


Figure 258 - Les observations de la plaine de la Lys hors
briqueterie et essai de synthèse stratigraphique

Localisation sur la figure 250

abréviation de la transcription de la lithologie : cf. 251

A – formation alluviale à dominante limoneuse, corrélable à
W1 sur la figure 256

B – formation fluvio-éolienne ou éolienne, corrélable à W2 sur
la figure 256

Figure 258 - The Leie plain observations (except brickyards)
and an attempt at a stratigraphic synthesis

location on figure 250

lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

A – mainly silty alluvial formation, possible correlation with W1
figure 256

B – aeolian or fluvio-aeolian formation, possible correlation
with W2 figure 256

Les datations par radiocarbone à la base de (III) sont susceptibles d'avoir été rajeunies. Leur calibration, en l'état, donnerait $28\,899 \pm 665$ (Ly-2030) et $24\,748 \pm 983$ Cal BP (Ly-2029) (1 sigma, date calibrée avec CalCurve : CalPal_2007_HULU) (Weninger et Jöris, 2008). Elles sont cohérentes avec d'autres dates acquises dans la vallée de la Deûle et la plaine de la Scarpe sur des dépôts fluviaux régulièrement lités de la fin du Pléniglaciaire (*cf. infra*). Si nous retenons la date la plus récente, les unités III et II appartiennent au Pléniglaciaire supérieur. L'inversion des datations par radiocarbone (date la plus récente en position stratigraphique inférieure à la date plus ancienne) suggère un probable remaniement qui concorde avec la persistance d'un litage, parfois sableux, dans l'unité III : cette dernière ne marque pas un arrêt total des écoulements. Son interprétation est délicate. Les auteurs y perçoivent la marque d'un interstade. Mais nous savons désormais que le sol de Kesselt évoqué comme possible corrélation ne peut plus être retenu (Juvigné *et al.*, 1996 ; Vandenberghe *et al.*, 1998). En outre, le développement local de pin peut être contesté (le pollen de pin se diffuse à longue distance). Enfin, une métamorphose fluviale au cours du Pléniglaciaire supérieur serait une différence majeure avec les enregistrements régionaux qui montrent une relative stabilité des systèmes fluviaux pléniglaciaires vis-à-vis des améliorations interstadiques avec quelques éventuelles métamorphoses liées aux améliorations climatiques mieux marquées du Pléniglaciaire moyen (Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001 ; Vandenberghe, 2003). Une baisse de la dynamique fluviale est observée partout dans le courant de la fin du Pléniglaciaire. L'unité III, avec un dépôt limoneux contrastant avec le reste de l'enregistrement majoritairement sableux et la présence d'une malacofaune terrestre (faiblement représentée) pourrait être la traduction locale de cette évolution. L'unité IV marquerait le retour d'une d'activité plus forte. Un doute subsiste toutefois sur l'interprétation de la dynamique de la rivière en raison de l'isolement du carottage et de la méconnaissance de la géométrie des nappes alluviales.

Nous retenons du sondage d'Erquinghem pour le Pléniglaciaire weichselien, un bilan au remblaiement après une incision jusqu'à la cote zéro. La fin du remblaiement est datée de la seconde partie du Pléniglaciaire supérieur (après environ 25 ka Cal BP) avec, au moins temporairement et localement des conditions de faible énergie. Mais les données sont trop fragmentaires (géométrie alluviale) ou fragiles et peu précises (datations) pour avancer des interprétations fermes.

2.1.4 Stratigraphie : une couverture fluvio-éolienne...

A. Observations, corrélations et variations de faciès

La partie supérieure du comblement de la plaine est composée d'un limon sableux régulièrement et très finement lité (Roland Paepé décrit des « linéoles » de sable) avec lits horizontaux parfois déformés par la cryoturbation. Le dépôt est observé dans toutes les coupes de la plaine (« W2 » sur la figure 256 et « B » sur la figure 258), à l'exclusion des zones (restreintes) d'alluvions ultérieures. Au sommet de l'unité, la composante limoneuse est dominante. Le caractère sableux lité est parfois difficile à percevoir (photo 134) et une observation trop rapide ferait aisément passer le sédiment pour un loess typique. L'ambiguïté disparaît au nettoyage de la coupe : des litages discrets sont visibles sous la pédogenèse et le caractère sablonneux est sensible au toucher. La composante sableuse s'affirme de plus en plus vers le bas, jusqu'à passer parfois à une alternance de lits limon/sable. À Houplines, au lieu-dit « Le Chemin de l'Aventure » (n° 10 sur la figure 250), un sondage effectué dans un léger talweg montre une fraction sableuse beaucoup plus importante, parfois exclusive, même à faible profondeur. Des lits sableux bien marqués ont été également notés par Jean Sommé dans la partie supérieure de la coupe de la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle (n° 8). À Quesnoy-sur-Deûle toujours, mais un peu plus loin et légèrement en contrebas à proximité de la Deûle (n° 11), nous rencontrons des formations limono-sableuses litées et cryoturbées avec une composante calcaire prononcée (photo 135). Ce faciès rappelle celui observé dans la



Photo 134 - Observation macroscopique du dépôt fluvio-éolien d'Houplines « Mal Attiré »

Photo 134 - Houplines « Mal Attiré » fluvio-aeolian deposit, macroscopic observation

vallée de la Deûle à Lille et interprété comme dépôt d'inondations (*cf. infra*). En aval de la plaine, les sondages de Wervicq (n° 13) montrent également en surface un limon loessique avec une composante sableuse litée qui croît vers le bas.

B. Micromorphologie du faciès de « linéoles sableuses » (étude S. Coutard)

Sur base d'analyse granulométrique, Paepe (1964) considère que la partie supérieure du comblement de la plaine résulte d'une mise en place éolienne avec un remaniement fluvial local. Le sondage SP1 d'Houplines « Mal Attiré » (Salvador *et al.*, 2005) (n° 2 sur la figure 250, *cf.* partie II.2-2.1.7B) a rencontré ce faciès lité limono-sableux caractéristique de la plaine. La partie superficielle est altérée par la pédogenèse (points de manganèse, traces d'oxydation, litage non visible). La structure litée apparaît rapidement, dès 80 cm de profondeur et se prolonge jusqu'à environ 4 m de profondeur, sous la forme d'une alternance de lamines millimétriques de sables fins et de limons, avec une structuration cryogénique et un revêtement ferrique sur les agrégats (photo 134). Des traces de malacofaunes dans les niveaux limoneux sont observées. Quelques agrégats sont également

repérés au sein des lamines (reprise fluviale de lamines antérieures ?). Vers le bas, les lamines s'épaississent et des reprises érosives sont repérées. Une étude en lame mince a été effectuée par Sylvie Coutard (INRAP - CNRS UMR 8581) sur un échantillon dans la partie centrale de l'unité, entre 236 et 250 cm de profondeur. Elle a permis la description de laminations nettes, souvent ondulées et d'épaisseur variable (photo 136). Elles correspondent à des séquences au granoclassement normal depuis des sables fins jusqu'à des argiles silteuses poussiéreuses (décantation). La base des séquences est grossière. Elle est composée de sables fins propres (quartz, micas...), en contact généralement érosif avec la séquence limono-argileuse précédente, dont le sommet est démantelé et repris sous forme d'agrégats plus ou moins roulés. La présence de laminations obliques et entrecroisées, la réorientation des paillettes de micas parallèlement aux lamines, la présence de vésicules arrondies secondairement comblées par des grains grossiers dans les niveaux fins (mise en place à l'état boueux) témoignent d'un dépôt par ruissellement et écoulement laminaire (Mücher et De Ploey, 1977). L'impact du gel se marque par des fissures horizontales parfois imprégnées d'argile et des déformations cassantes.

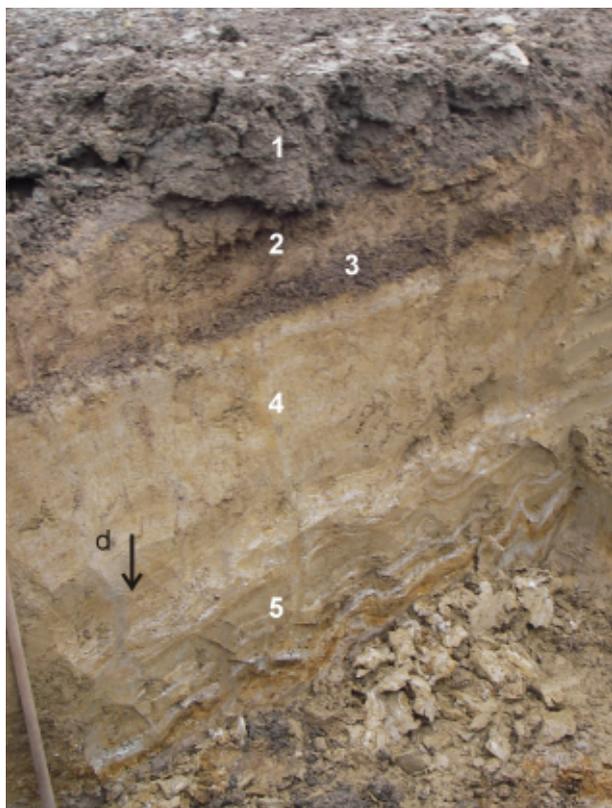
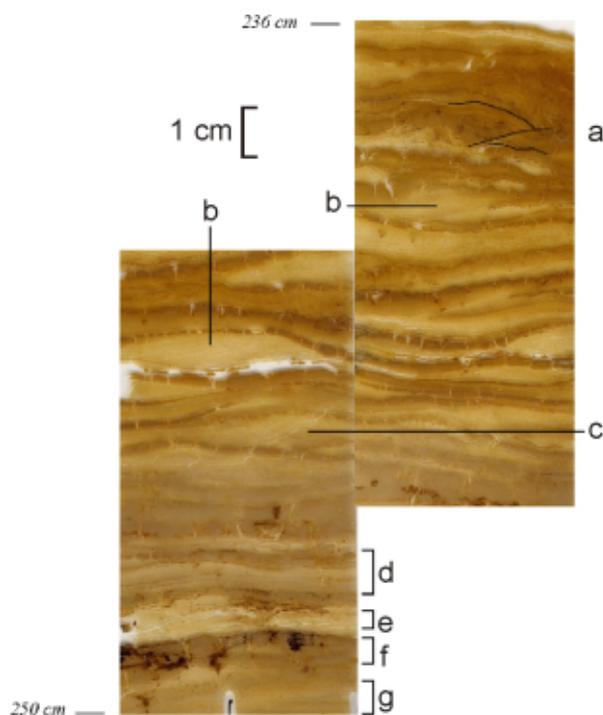


Photo 135 - Observation du dépôt fluvial limono-sableux lité et fortement carbonaté de Quesnoy-sur-Deûle « chemin de la bergerie »

Sondage n°6
 1 – labour
 2 – limon sablonneux brun
 3 – cailloutis d'argile et de silex
 4 – limon sablonneux discrètement lité, identique à 5 mais décarbonaté
 d – front de décarbonatation (1,1 m de profondeur)
 5 – lits de limon très clair, très calcaire, en alternance avec des lits de sable, ondulations (cryoturbations) ; 5 est interprété comme dépôt d'inondation
 6 (non visible) – à faible profondeur, limon gleyfié, corréléable à A sur la figure 258 ou à W1 sur la figure 256

Photo 135 – Quesnoy-sur-Deûle « chemin de la bergerie »
 bedded silty-sandy fluvial deposit and carbonated observation

pit n°6
 1 – plough horizon
 2 – brown sandy silt
 3 – flint and clay gravels
 4 – bedded sandy silt, similar to 5 but decarbonated
 d – decarbonation limit (1,1 m deep)
 5 – very light silt beds, very calcareous, alternating with sand beds, beds of very light, very calcareous silt, alternating with sand beds, undulations (cryoturbations), undulations (gelliturbations) ; 5 is interpreted as a floods deposit
 6 (not visible) – shallow, gleyed silt, correlated to figure A figure 258 or to W1 figure 256



C. Interprétation : une mise en place par épandage fluvi-éolien ou par inondations régulières

À Houplines, le sédiment éolien est remanié par un ruissellement diffus (fonte printanière ?) en contexte périglaciaire. Une trentaine de cycles est présente dans l'échantillon étudié en lame mince (28 à 35 suivant le mode de comptage, photo 136). Dans l'hypothèse d'une mise en place annuelle, le taux de sédimentation (à cet endroit et dans cette partie du sondage) serait de l'ordre de 5 mm par an.

À proximité de la Deûle, le dépôt régulier de lits limoneux calcaires de l'ordre du centimètre ou de plusieurs centimètres en alternance avec des lits sableux plus fins s'explique par l'inondation (saisonnière ?) des eaux chargées de limon et de calcaire provenant du bassin crayeux amont de la Deûle. Nous expliquons la charge limoneuse par l'envahissement loessique de la vallée amont (cf. partie II.2-2.2.2). Ce mode de mise en place pourrait également expliquer le faciès de lits plus marqués observés en profondeur dans d'autres points de la plaine avec un passage éventuellement progressif d'une dominante fluviale à une dominante éolienne.

Photo 136 - Etude micromorphologique du dépôt fluvi-éolien d'Houplines « Mal Attiré »

d'après Salvador et al. (2005), étude Sylvie Coutard (INRAP, CNRS UMR 8591)

- a – structure cassante (déformation sur sol gelé)
- b – laminations entrecroisées
- c – laminations obliques
- d – séquence granoclassée
- e – fissuration horizontale cryogénique
- f – imprégnation d'argile dans de petites fentes (dessiccation ou radicelles)
- g – sable fin éolien : quartz, carbonates, micas, glauconie

Photo 136 - Houplines « Mal Attiré » fluvi-aeolian deposit microscopic study

according to Salvador et al. (2005), study by Sylvie Coutard (INRAP, CNRS UMR 8591)

- a – brittle structure (deformation of frozen sediment)
- b – crossbedded laminae
- c – oblique laminae
- d – graded sequence
- e – horizontal cryogenic fracture
- f – clay impregnation into small cracks (desiccation or rootlets)
- g – aeolian fine sand: quartz, carbonates, micas, glauconite

2.1.5 Stratigraphie : sous la couverture fluvi-éolienne...

A. Une formation limono-sableuse litée

Les sondages d'Houplines « Mal Attiré » (n° 9 sur la figure 250), Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » (n° 11), Wambrechies (n° 12a, SP6, rive gauche de la Deûle) ont rencontré à une altitude proche (environ de 14,5 à un peu plus de 16 m IGN69) une formation limoneuse ou limono-sableuse litée, gleyifiée (A sur la figure 258). La limite entre cette unité et les formations limono-sableuses supérieures est parfois clairement érosive. À Quesnoy-sur-Deûle, le sommet de l'unité à une altitude régulière aux environs de 15,5 à 15 m IGN69 d'altitude. Cette formation rappelle, à une altitude plus élevée, l'unité « W1 » observée dans les briqueteries proches de l'axe central (figure 256).

B. Des épandages graveleux épars associés à la fonte d'un réseau de coins de glace

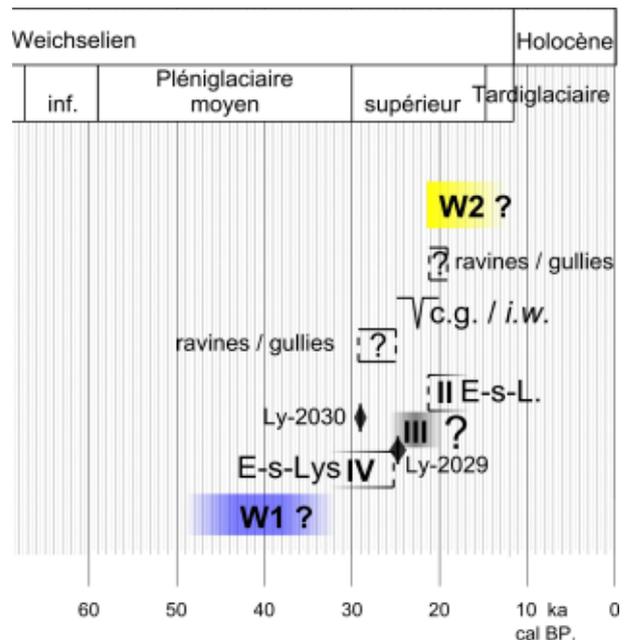
À Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » (n° 11 sur la figure 250), nous observons des cailloutis d'argile provenant du versant du Weppes proche. Ils sont préférentiellement disposés dans un réseau de pseudomorphes de coin de glace. Le même dispositif avec des traces d'érosions thermokarstiques à remplissages graveleux est observé un peu plus à l'est à Wambrechies (n° 12). Un lien peut être proposé avec les réseaux de coins de glace observés dans les briqueteries, notamment celle de Quesnoy-sur-Deûle (n° 8).

Figure 259 - Proposition d'une chronologie des dépôts Pléniglaciaire de la plaine de la Lys

- W1 – Dépôt à dominante limoneuse, fluviatile faible énergie, W1 de la figure 256 et A de la figure 258
- E-s-L IV à II – Carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys, figure 257
- c.g. – réseau de coins de glace
- W2 – Dépôt fluvio-éolien, W2 de la figure 255 et B de la figure 258

Figure 259 - Proposed chronology of Pleniglacial deposits in the Leie river plain

- W1 – Mainly silt, low energy fluvial deposit : W1 figure 256 and A figure 258
- E-s-L IV à II – Erquinghem-sur-la-Lys coring, figure 257
- c.g. – ice wedge network
- W2 – Fluvio-aeolian deposit, W2 figure 255 and B figure 258



C. Des formations fluviatiles grossières

À Houplines « Chemin de l'Aventure » (n° 10 sur la figure 250), un des deux sondages (SP2), permet d'observer en limite inférieure des blocs de grès et d'argile associés au sable. Le sondage SP1, quant à lui, permet d'observer une formation plus fine, limoneuse (A, figure 258). Il existe donc des écoulements concentrés et compétents qui incisent la formation à dominante limoneuse sous-jacente (cf. paragraphe suivant). La présence de blocs d'argile suggère une source proche, probablement depuis les Weppes (distants de moins de 1,5 km). Une corrélation peut être proposée avec les ravines observées dans les briqueteries, à Quesnoy-sur-Deûle à une altitude proche (Frelinghien en contrebas, figure 256).

2.1.6 Chronologie

A. Erquinghem-sur-la-Lys : un remblaiement fluviatile du Pléniglaciaire supérieur ?

La chronologie précise et la durée des événements enregistrés sont méconnues. Sur la base des datations par radiocarbone 24000 ± 600 BP (Ly-2030) et 20640 ± 750 BP (Ly-2029) (Sommé *et al.*, 1996), les unités III et II se développent dans la seconde partie du Pléniglaciaire supérieur, postérieurement à environ 25 ka BP. L'unité IV sous-jacente pourrait prendre place dans la première partie du Pléniglaciaire supérieur ou, en invoquant un hiatus long, dans le courant du

Pléniglaciaire moyen. Ceci est à notre avis moins probable. Sans certitude, nous émettons l'hypothèse d'une incision fluviatile au Pléniglaciaire supérieur qui érode le dépôt eemien et d'éventuelles formations d'âge intermédiaire. L'érosion est suivie d'une tendance au remblaiement.

B. Une couverture fluvio-éolienne du Pléniglaciaire supérieur

La couverture limono-sableuse litée (« W2 » sur la figure 256 et « B » sur la figure 258) est observée en tout point de la plaine et est en continuité avec les formations loessiques de versant. Différents auteurs la rapportent aux dépôts éoliens qui affectent la région à la fin du Pléniglaciaire (Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967 ; Paepe et Sommé, 1970 ; Antoine *et al.*, 1998). Nous sommes en accord avec cette interprétation. La formation constitue la partie supérieure des dépôts pléistocènes (en dehors des zones d'activité fluviatile du Tardiglaciaire). Elle présente un caractère loessique évident. Elle est immédiatement postérieure aux dernières traces de coins de glace témoins de pergélisol (Frelinghien, Quesnoy-sur-Deûle). Elle se situe donc dans la même position morpho-stratigraphique que les dépôts loessiques observés sur versant et dans les vallées voisines. Une corrélation peut être faite avec la couverture loessique européenne de la fin du Pléniglaciaire qui bénéficie maintenant de nombreuses datations. Il s'agit d'un dépôt éolien rapide de la fin du Pléniglaciaire supérieur, à partir d'environ 22 ka (Haesaerts, 1985 ; Van den Haute *et al.*, 1998 ; Antoine *et al.*, 2002b ; Frechen *et al.*, 2003 ; Koster, 2005).

C. Autres éléments de chronologie

Les dépôts fluviaux d'Erquinghem correspondent à un remblaiement de l'axe du drainage au Pléniglaciaire supérieur, tout ou en partie contemporain de la couverture fluvioglaciale. Les formations à dominante limoneuses (« W2 » sur la figure 256 et « A » sur la figure 258) sont antérieures. Elles peuvent appartenir au Début Glaciaire ou, plus probablement, au Pléniglaciaire weichselien (figure 259).

2.1.7 La microtopographie de la plaine : des héritages morphologiques du Pléniglaciaire ?

A. Encaissement et concavité de versant d'une partie du réseau hydrographique

Tous les auteurs ont insisté sur les particularités morphologiques à petite échelle de la plaine de la Lys : escarpements bordiers rectilignes, démesure, relief interne négligeable, pente faible et régulière vers une dépression centrale (partie I.1-3.1.1).

L'observation à grande échelle permet de distinguer un réseau de talwegs peu marqués qui se confond en grande partie avec le dense réseau de drainage quadrangulaire qui délimite des parcelles. Nous ne pouvons distinguer *a priori* une éventuelle microtopographie naturelle des reliefs engendrés par l'activité humaine. En effet, de nombreux reliefs s'expriment à l'échelle de la parcelle ou de groupes de parcelles et résultent de pratiques culturales. Il s'agit de champs bombés, au dénivelé parfois supérieur au mètre, formés à la bêche ou à la charrue dans le but de faciliter l'écoulement vers un réseau de drainage périphérique (Dion, 1983). Ces méthodes s'apparentent aux pratiques culturales intensives pratiquées avant la mécanisation dans les plaines flamandes belges. En Belgique, elles ont pu modifier la topographie et la pédologie sur de très grandes surfaces (Langohr, 2001).

Toutefois, des modelés d'échelle intermédiaire avec des dénivelés plus importants de plusieurs mètres sont observés sans qu'une origine anthropique puisse être invoquée. Il s'agit en premier lieu des lits majeurs de la Lys (depuis Merville, au centre de

la plaine) et de la Deûle (en aval de Lille au niveau de l'avenue du Peuple Belge). Cet encaissement est par exemple visible sur la figure 200 (Deûle et Becque Dewasier). L'encaissement de la Lys et de la Deûle est de l'ordre de 5 m et présente des convexités marquées. Une partie du réseau affluents reproduit ce schéma : concavité marquée, fond plat, encaissement de plusieurs mètres (figure 18). L'encaissement s'estompe rapidement vers l'amont. La BDalti de l'IGN, malgré le manque de précision, permet de deviner ces reliefs (figure 250).

B. L'exemple du Becque du Paradis (Houplines « Mal Attiré »)

La vigueur de l'encaissement est atténuée par un remblaiement alluvial et colluvial que nous soupçonnons particulièrement important. Peu de données sont disponibles à ce sujet. Houplines « Mal Attiré » (BDLD n° 926 et 927) (Salvador *et al.*, 2005) en offre toutefois une illustration. Outre le sondage (S1) qui a donné lieu à une description du colmatage limono-sableux lité de la plaine (partie II.2-2.1.4B), un autre sondage (S2) a été réalisé en contrebas à la jonction du « Becque du Paradis » et du « Courant du Pont de Bertin ». Les deux modestes cours d'eau occupent une étroite vallée encaissée de plus de trois mètres par rapport au remblaiement pléistocène de la plaine (figure 260). Leurs eaux confluent avec celles de la Lys environ 1,3 km en aval.

Une datation par radiocarbone dans le deuxième sondage (S2) implique un remblaiement de plus de 3 m sur les deux derniers millénaires. Le dénivelé entre le sommet du comblement du talweg et le sommet du remblaiement pléistocène avoisinait donc 7 m à l'époque romaine. Ce qui est déjà considérable : sans même prendre en compte l'épaisseur totale (inconnue) des dépôts holocènes (et éventuellement tardiglaciaires), ce dénivelé est déjà le double de l'incision tardiglaciaire à travers les dépôts pléniglaciaires observés à Houplin-Ancoisne (environ 3 mètres, *cf.* partie I.5- et figure 50) dans la vallée de la Deûle voisine (Deschodt *et al.*, 2004). Pourtant, le Becque du Paradis est bien modeste : la superficie drainée (sur)estimée est de l'ordre de 15 km² alors que celle de la Deûle à Houplin-Ancoisne est de l'ordre de 400 km².

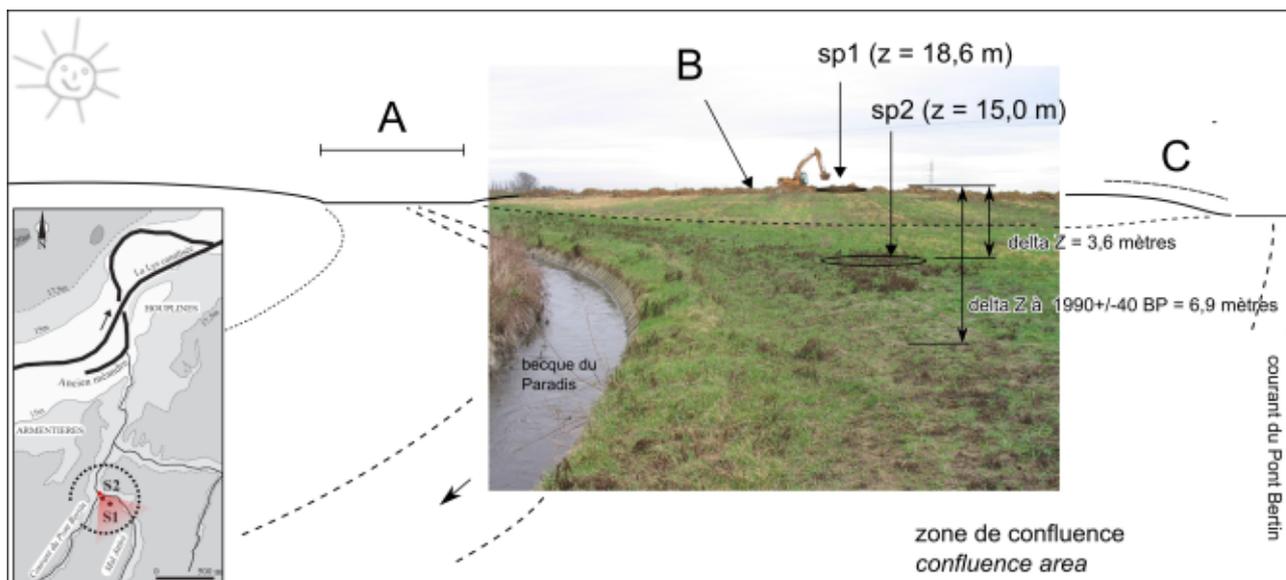


Figure 260 - Contexte morphologique des sondages d'Houplines « Mal Attiré »

cartouche : localisation des sondages (réalisation P.G. Salvador) et angle de vue de la photo

A – fond de vallée du becque du Paradis

B – interfluve, position du SP1, dépôt fluvio-éolien du Pléniglaciaire supérieur

C – convexité de versant

Figure 260 - Morphological context of Houplines « Mal Attiré »

inset: location of pits (P.G. Salvador) and angle of view of photo

A – « becque du Paradis » valley bottom

B – interfluvium, SP1 location, Upper Pleniglacial fluvio-aeolian deposit

C – slope convexity

C. Un encaissement hérité du Pléniglaciaire ?

Au regard de la modestie de la zone drainée, l'encaissement d'une partie du réseau hydrographique est trop important pour être attribué à la seule incision fluviale du Tardiglaciaire ou de l'Holocène. Nous suggérons que l'encaissement observé est en grande partie un héritage de l'activité fluvio-éolienne Pléniglaciaire. L'hypothèse est émise avec d'autant plus de facilités que les vallées voisines de la Deûle et de la Scarpe montrent des exemples attestés d'héritages morphologiques (cf. *infra*, partie II.2-2.2.3 II.2-2.3.5). L'existence d'une telle morphologie héritée n'a jamais été évoquée dans la plaine de la Lys. Nous envisageons plusieurs raisons pour expliquer sa non-perception :

a) la forte activité anthropique modifie le relief de détail et, comme déjà évoqué, parasite la perception des formes naturelles ;

b) l'activité fluviale tardiglaciaire-holocène utilise le modelé hérité, elle le remblie partiellement et l'estompe ; par sa présence même, elle masque la généalogie de la forme ;

c) enfin et surtout, nous ne possédons pas de documents adéquats pour appréhender le relief avec la précision nécessaire. Le MNT BDalti 50 de l'IGN (figure 250) permet d'évoquer la problématique mais est trop imprécis pour la travailler. Le MNT

BDalti 25 de l'IGN montre des artefacts de traitement qui le rendent non utilisable (partie I.1-1.2.2). Il resterait par ailleurs encore trop imprécis. Pour pouvoir percevoir les formes de détail, il serait nécessaire de disposer d'un document de la même précision que le lidar de la DREAL sur la Scarpe (partie II.2-2.3.5).

D. Autres modelés hérités ?

Le MNT BDalti 50 permet cependant de soupçonner d'autres formes héritées. La présence de talwegs ou de zones basses allongées dans la zone de confluence Deûle/Lys suggère des traces de défluviations (figure 261, 1a à 1c). La trace notée 1b se situe dans l'axe probable de la section aval de la Deûle avant le remblaiement pléniglaciaire de la Deûle (figure 236). La trace notée 1a pointe une possible confluence de la Deûle avec la Lys légèrement plus en amont que l'actuelle. La position de l'éventuelle confluence concorde avec l'observation en profondeur de graviers de craie dont l'origine est plus probablement le Mélantois que l'Artois, le premier étant beaucoup plus proche que le second (figure 222). La trace notée 1c double la Lys par un talweg parallèle sur sa rive droite. Il pourrait s'agir d'un état antérieur de la Lys ou d'une ancienne anastomose. Enfin, au pied du Houtland, le débouché de petites vallées dans la plaine semble avoir favorisé la constitution de cônes de déjection très étalés (figure 261, 2a à 2b).

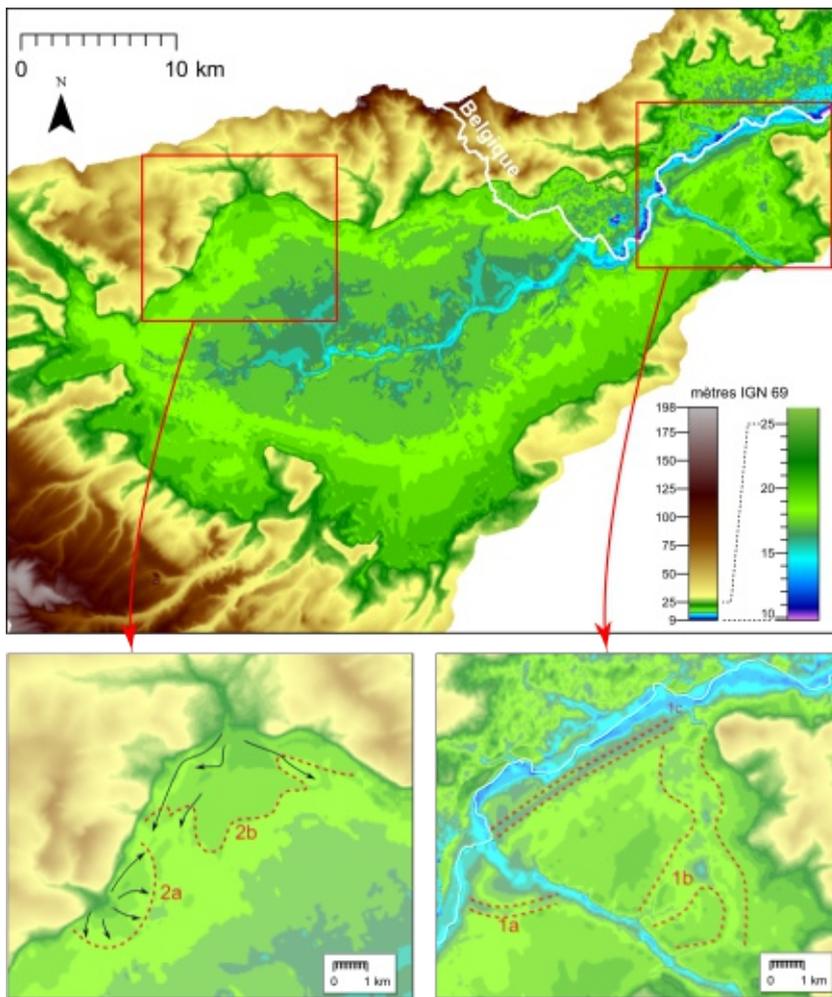


Figure 261 - Possibles indices morphologiques d'écoulement à la surface de la plaine de la Lys
1a à 1c – traces de défluviation ?
2a et 2b – cône de déjection ?

Figure 261 - Possible morphological indications of surface runoff on the Leie plain
1a to 1c – traces of defluviation?
2a and 2b – alluvial fan?

2.1.8 Hypothèse de dynamique fluvi-éolienne au Pléniglaciaire supérieur

Le remaniement sous forme litée des apports éoliens pointe sans ambiguïté l'existence d'un ruissellement diffus dans la plaine à la fin du Pléniglaciaire supérieur. Selon toute vraisemblance, le ruissellement résulte de la fonte saisonnière d'une couverture neigeuse. Nous ne connaissons pas les paramètres précis qui s'exerçaient sur la plaine (importance de la tranche d'eau précipitée, importance de la perte de couverture neigeuse par sublimation, durée de la période de fonte...). La sécheresse renforcée par une sublimation due à des vents catabatiques est une explication proposée au caractère homogène du loess de la fin du Pléniglaciaire (Meijs, 2011). Toutefois, si le loess contemporain sur versant se caractérise par son homogénéité, il est, dans la plaine et sur une vaste surface, légèrement remanié par l'eau ; force est de constater que les paramètres y sont au moins légèrement différents. Or un ruissellement, même diffus, exprimé sur environ 700 km² produit de quoi noyer son apéritif anisé. De là, il est possible d'imaginer les processus suivants (figure 262).

Même dans les conditions arides du Pléniglaciaire supérieur, la plaine était saturée au moins quelques jours par an par un volume non négligeable d'eau de fonte dont l'infiltration était probablement entravée par un sol gelé. La faible pente gênait son évacuation efficace. Un ruissellement diffus aréolaire se développe en tout point, il remanie la partie superficielle des dépôts éoliens à dominante limoneuse, créant le faciès observé (« linéoles » sableuses régulières, plus ou moins marquées, séparées par une décantation limoneuse). Faute d'une infiltration (au moins en début de période de fonte en raison d'un sol gelé), une concentration des eaux doit s'opérer tôt ou tard. De légers talwegs (peut-être non pérennes en fonction des apports éoliens, d'éventuelles congères et des modalités de la fonte) permettent un laborieux début de transit vers le drainage central. Les quelques passages nettement sableux observés en quelques endroits dans la couverture litée supérieure sont peut-être la trace de ces premiers écoulements concentrés. Si des incisions se sont développées à ce stade, elles n'ont pas encore été mises en évidence. Peut-être ont-elles été limitées par le sol gelé. Peut-être sont-elles simplement difficiles à détecter du fait

de la similitude du faciès entre remplissage et sédiment encaissant (litages fluvio-éoliens dans les deux cas).

Le ruissellement d'abord diffus s'organise et se concentre peu à peu. La pente générale vers le centre de la plaine, aussi faible soit-elle (de l'ordre de 0,5 ‰), impose un drainage. La configuration centripète implique une croissance géométrique des débits et donc une efficacité érosive croissante. Ce processus est peut-être même à l'origine de la pente générale ou, du moins, elle participe à son entretien. La topographie en cuvette de la plaine pourrait s'expliquer ainsi par une frange externe à dominante éolienne (où prévaut l'accrétion) et une zone interne où les processus fluviaux deviennent progressivement plus importants (avec un bilan sédimentaire inférieur du fait de la mobilisation croissante du sédiment).

La concentration des écoulements implique le franchissement d'un seuil au-delà duquel des talwegs pérennes se développent. Il est probable que les points bas de la plaine subissaient une crue et des inondations. Le manque d'observation dans ce secteur ne permet pas de savoir si un faciès spécifique se développe (nous conjecturons la présence de lits plus épais à texture mieux différenciée). La concentration des eaux implique aussi le passage à une dynamique fluviale pure avec une morphologie associée. Après une brève section encaissée, les talwegs

pérennes déversaient leurs eaux dans la paléo-Lys. Celle-ci forme une bande active encaissée et affectée de quelques sinuosités (figure 250). Sa pente longitudinale est inférieure à 0,1 pour mille.

Le processus envisagé explique la morphologie en cuvette de la plaine et l'encaissement de courtes sections du réseau dans le fond même de la plaine (figure 260). Elle explique aussi le faciès lité des formations fluvio-éoliennes et leur présence en bordure même du drainage central : en rive de la Lys pléniglaciaire, le ruissellement diffus et l'accrétion éolienne perdurent. Les deux domaines (fluvio-éoliens et fluvial) se juxtaposent.

2.1.9 Évolution weichselienne de la plaine de la Lys : essai de synthèse

Les données stratigraphiques et chronologiques sont fragmentaires, mais permettent néanmoins de proposer la reconstitution suivante.

Les écoulements du Début Glaciaire et du Pléniglaciaire inférieur ont dû s'exprimer à une altitude proche de ceux de l'Eemien (aux environs de la cote zéro). Le bilan sédimentaire a dû être restreint en raison d'une probable forte énergie, au moins pour le Pléniglaciaire inférieur, à l'image de

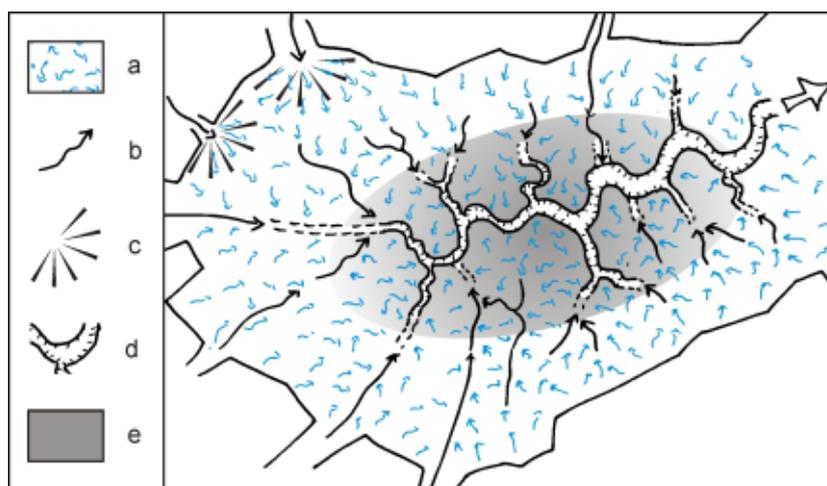


Figure 262 - Hypothèse de la dynamique fluvio-éolienne et fluviale de la plaine de la Lys à la fin du Pléniglaciaire supérieur

- a – ruissellement diffus
- b – concentration des écoulements
- c – cône de déjection
- d – encaissement du réseau fluvial
- e – zone centrale de la plaine, déprimée

Figure 262 - Hypothesis of the Late Upper Pleniglacial fluvial dynamic on the Leie river plain

- a – diffuse runoff
- b – flow concentration
- c – alluvial fans
- d – entrenchment of hydrographic network
- e – depressed central part of plain

la plaine de la Scarpe (partie II.2-2.3.6A), et par comparaison avec les régions voisines, tant dans les plaines du nord (Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001) qu'en Picardie (Antoine, 1990).

Les dépôts observés à Warneton permettent d'imaginer une plaine d'inondation en cours de remblaiement parcourue par des petits chenaux anastomosés. Sans certitude, et sur la base d'une comparaison avec les données plus septentrionales (Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001), nous proposons une datation Pléniglaciaire moyen pour cette phase de faible énergie. Le remblaiement atteint alors environ 13 ou 14 m d'altitude dans la partie nord de la plaine. La crise érosive et la création du drainage central impliquent une nouvelle phase de haute énergie, et ce, après un remblaiement suffisamment avancé pour avoir estompé l'interfluve d'argile yprésienne qui, sinon, aurait rejeté l'axe hydrographique. L'épisode serait donc attribuable au Pléniglaciaire supérieur. La profondeur d'incision est importante, de l'ordre d'une dizaine de mètres (comparaison entre la base de l'incision sur l'Eemien vers 0 mètre d'altitude à Erquinghem et les écoulements peu dynamiques de Warneton à environ 13 m). La chronologie et l'ampleur de l'incision sont comparables à celles envisagées pour le deuxième paléo-talweg de la Deûle inscrit dans la craie dans la région de Lille (partie II.2-2.2.5).

Au cours du Pléniglaciaire supérieur, l'axe de drainage central tend à se combler. À proximité des cours d'eau, la plaine subit des inondations régulières (faciès sable et limon de décantation). Ailleurs, elle peut être parcourue par des incisions en ravines sur sol gelé qui alimentaient la bande active. Dans la dernière partie du Pléniglaciaire supérieur, l'ensemble de la plaine est affectée par un apport éolien abondant remanié par les eaux de fonte. À l'échelle de la plaine, le pic de crue est suffisamment important pour développer et maintenir une morphologie fluviale avec encaissement d'un réseau au sein d'une vaste plaine en accrétion (partie II.2-2.1.8).

Figure 263 - Location of observations attributable to the Pleniglacial in the Deûle and Marque, Espierre valleys

references details: see table 39

a to f, presentation of data

a – figure 264

b – figure 265

c – figure 266

d – figure 267

e – figure 268

f – figure 269

2.2. La Deûle, la Marque et l'Espierre

2.2.1. Sur les données disponibles

Les observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire weichselien utilisées ici sont localisées sur la figure 263 et sur la table 39. Elles sont présentées de manière synthétique sur les figures 264 à 269).

La Deûle bénéficie d'un nombre relativement important de données, toutefois de vastes secteurs restent vierges d'observations (par exemple la région de Don-Beauvin). Les informations sont parcimonieuses dans la vallée de la Marque, avec seulement une observation en amont à Marquette, près de la confluence avec la

Figure 263 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans les vallées de la Deûle, de la Marque et de l'Espierre

détail des références : voir table 39

a à f, présentation des données

a – figure 264

b – figure 265

c – figure 266

d – figure 267

e – figure 268

f – figure 269

1 – Marquette-lez-Lille 2004

2 – Lille « Abattoirs » 1995

3 – Lille « Abattoirs » 1998

4 – Lille « rue des Canonnières » 2001

5 – Lille « Tanneurs » 2003

6 – Lille « rue du Port » 2005

7 – Lille « rue de Toul – rue Segard » 2000

8 – Lille « rue Segard » 1997

9 – Lille « rue de la Digue – de Toul » 1997

10 – Lille « rue Patou » 1999

11 – Lambersart 2009

12 – Lille « Parcelle Leblanc » 2007

13 – Lille « rue Hegel » 2005

14 – Lille « Lille-Charpente » 2007

15 – Loos 2005

16 – Houplin-Ancoisne, transect station d'épuration

17 – Houplin-Ancoisne 1999, station d'épuration

18 – Houplin-Ancoisne « rue Guy Mocquet », 2003

19 – Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (Parc Mosaïc) 2002 et 2003

20 – Seclin « Hôpital » 2001

21 – Salomé « Station d'épuration », 2006

22 – Douvrin, zone ouest, 2006

23 – Douvrin (Billy-Berclau), zone est, 2006

24 – Wavrin 2004

25 – Pont-à-Vendin nord (Meurchin) 2007

26 – Carvin, octobre 2011

27 – Carvin, mars 2011

28 – Carvin, 2006

29 – Bouvines, Transect de la Marque

30 – Wattrelos 2009

31 – Dourges-Ostricourt 2013 (ajout à la carte novembre 2013)

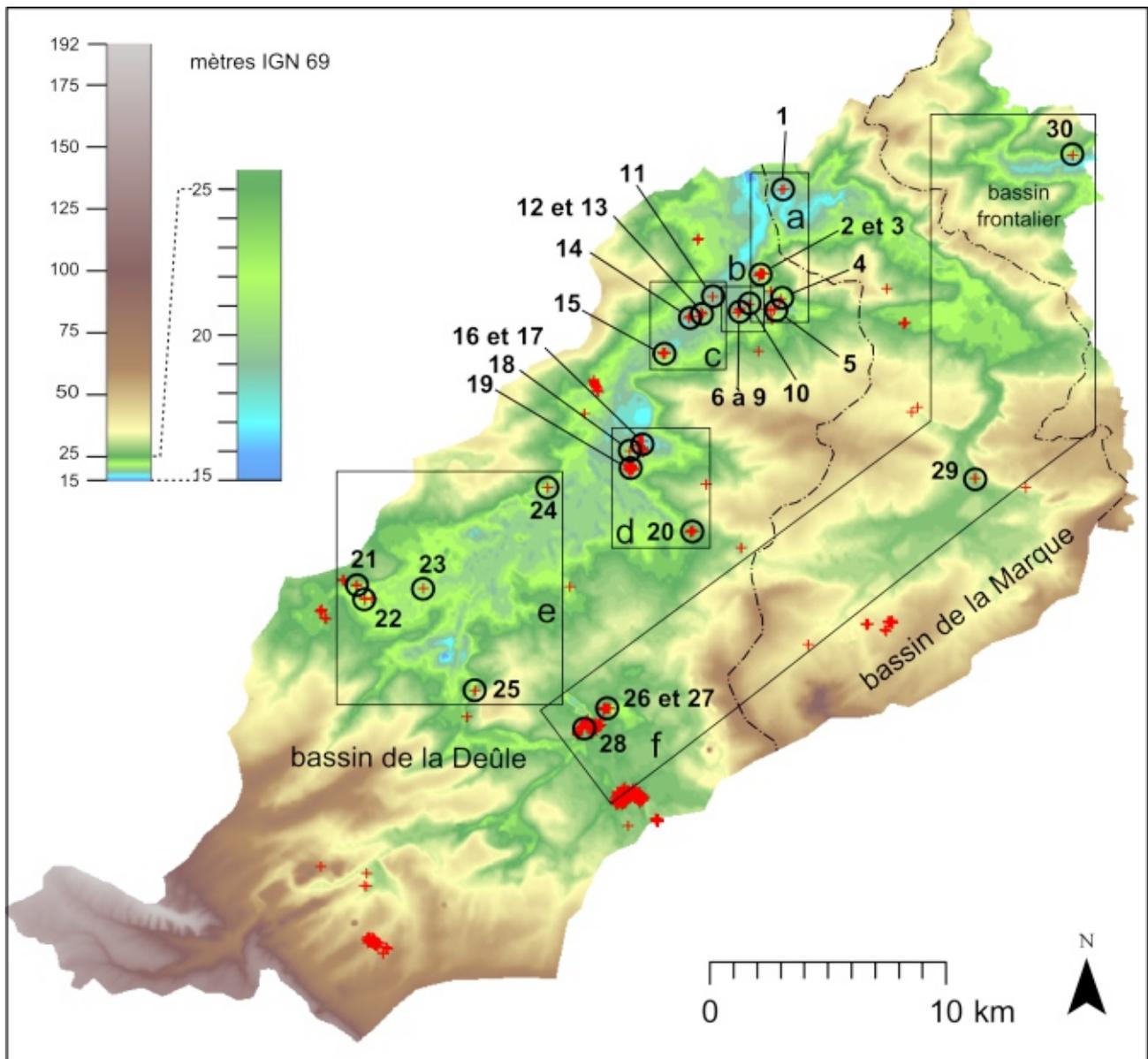
Deûle (n° 1) et la réalisation d'un transect à la tarière manuelle près de Bouvines (n° 29, cf. partie I.12-). Le bassin frontalier est encore moins bien connu, avec seulement une seule série d'observations sur l'Espierre (n° 30).

2.2.2 Faciès, lithostratigraphie et éléments de datation dans différents secteurs de vallées.

A. La région de Lille

Les opérations archéologiques sur les anciens abattoirs au nord de la ville de Lille (n° 2 sur la figure 263) se sont déroulés à proximité de la Deûle mais hors du lit majeur. La morphologie, à cet endroit, est déjà caractéristique de

l'encaissement de la plaine de la Lys (figure 19). Nous avons pu y observer des limons lités, avec présence de lits très calcaires et très clairs, presque blancs (photo 137). Le faciès de lits très calcaires n'est pas propre à cette zone. Il a été fréquemment rencontré, par exemple plus en aval (Quesnoy-sur-Deûle, photo 135), plus en amont (Dourges-Ostricourt, photo 50), dans la partie sud de la plaine de la Scarpe ou localement dans la plaine de confluence Escaut-Haine (cf. en particulier Fresnes-sur-Escaut, BDL 486 à 497). Toutefois, c'est dans la région de Lille (et plus particulièrement dans la partie nord de la ville) qu'il est exclusivement limoneux. Ailleurs, les lits calcaires alternent avec un limon sablonneux ou un sable. Ils ont été vus sur de longues distances et remarqué par d'autres observateurs qui le décrivent comme une « argile blanchâtre » ou un « limon crayeux » dont les lits « ondulés » ou « plissés » composent des « faisceaux de veines



n°	lieu / place	point dans la base de donnée / point in the data base	biblio.
1	Marquette-lez-Lille 2004	1482 et 1483	Cercy, 2004 ; Deschodt et al., 2008
2	Lille « Abattoirs » 1995	1356 à 1368	Ignace et Deschodt, 1995
3	Lille « Abattoirs » 1998	1353 à 1355	Monnet et Gemehl, 1998
4	Lille « rue des Canoniers » 2001	2051	Blondiau, 2001a
5	Lille « Tanneurs » 2003	348 à 353	Cercy, 2006 Deschodt et al., 2006b
6	Lille « rue du Port » 2004	383 et 384	Deschodt, 2004
7	Lille « rue de Toul – rue Segard » 2000	2076	Deschodt et Gardais, 2000
8	Lille « rue Segard » 1997	3506	-
9	Lille « rue de la Digue – de Toul » 1997	3491	observations inédites hors archéologie préventive
10	Lille « rue Patou » 1999	3392	Debs et al., 1999
11	Lammersart 2009	19 et 20	Martial et Deschodt, 2009
12	Lille « Parcelle Leblanc » 2007	330 et 331	Praud et al., 2007b
13	Lille « rue Hegel » 2005	926	Deschodt, 2011, 2012a
14	Lille « Lille-Charpente » 2007	332 et 333	Praud et al., 2007b
15	Loos 2005	899 à 904	Deschodt, 2005
16	Houplin-Ancoisne, transect station d'épuration	1 à 11	Deschodt et al., 2004
17	Houplin-Ancoisne 1999, station d'épuration	3394 à 3406	Deschodt et Créteur, 1999a
18	Houplin-Ancoisne « rue Guy Mocquet », 2003	1449	Martial 2003
19	Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (Parc Mosaic) 2002 et 2003	1766 à 1821	Praud et al., 2007a
20	Seclin « Hôpital » 2001	1933 à 1937	Blondiau 2001b Deschodt et al. 2008
21	Salomé « Station d'épuration », 2006	905 à 907	Lantoine, 2006
22	Douvrin, zone ouest, 2006	12 et 3532 à 3536	Lefevre, 2006
23	Douvrin (Billy-Berclau), zone est, 2006	1450	Lefevre, 2006
24	Wavrin 2004	1748 à 1751	Geoffroy, 2004
25	Pont-à-Vendin nord (Meurchin) 2007	158 à 159	observations inédites hors archéologie préventive
26	Carvin, octobre 2011	1304	Vincent, 2012
27	Carvin, mars 2011	1036 à 1040	Vincent et al., 2011
28	Carvin, 2006	121 à 150	Prilaux et Durier, 2006
29	Bouvines, Transect de la Marque	1529 à 1548	Deschodt et Salvador, 2009
30	Wattrelos 2009	182 à 193	-
31	Dourges-Ostricourt 2013 (ajout novembre 2013)	3879 à 3918 et 4231 à 4243	Georges, étude en cours

Table 39 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans les vallées de la Deûle, de la Marque et de l'Esperie

Table 39 - Pleniglacial allocated observations location in the Deûle and Marque, Espierre valleys

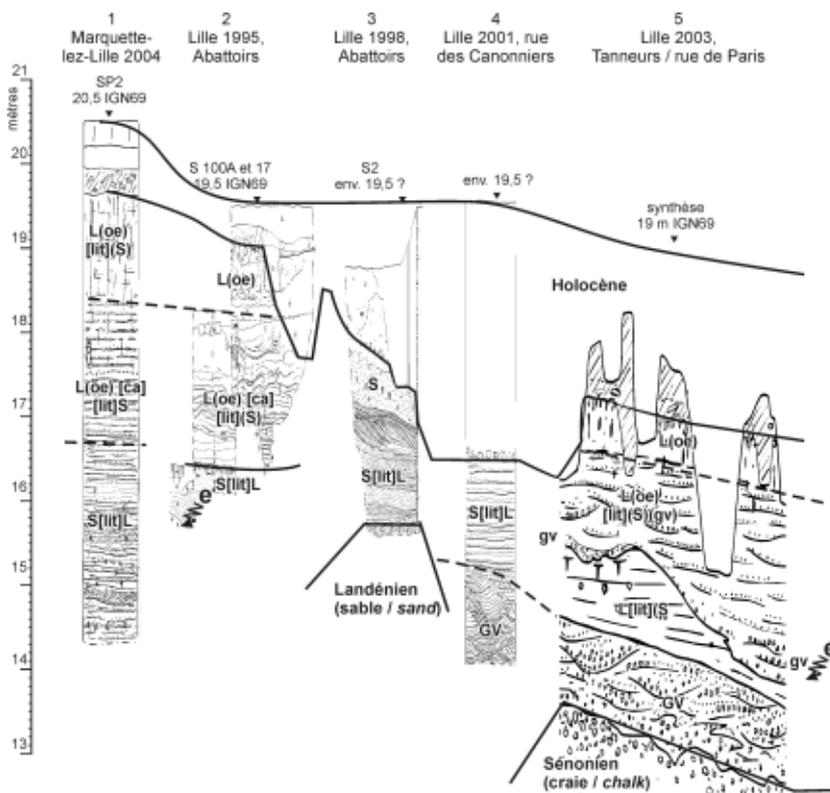


Figure 264 - Dépôts pléniglaciaires dans les vallées de la Marque et de la Deûle, observations 1 à 5
localisation sur la figure 263
abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 264 – Pleniglacial deposits in the Marque and Deûle valleys, observation 1 to 5

location on figure 263
lithologic transcription abbreviations: see figure 251

parallèles », gardent un « parallélisme relatif » et sont « stratifiés avec une régularité parfaite » (Ladrière, 1885 ; Hette, 1886 ; Révillion, 1988 ; Vallin, 1991). Les lits peuvent aussi s'entrecroiser selon un angle faible avec des discordances entre faisceaux. La décarbonatation rend illisible cette structure et en surface le sédiment apparaît comme un loess pédogenisé. Vers le bas, les lits tendent à s'enrichir en sable (avec un granoclassement normal : sable / limon / limon calcaire blanc).

Un peu plus en amont, la berge antique et médiévale de la Deûle (n° 5 sur la figure 264) peut être décrite de la manière suivante : sur la craie fragmentée, une superposition de sable et craie, limon lité avec craie. Ce dernier est érodé par un niveau de gravier de craie qui passe rapidement vers le haut à des lits de sable et limon. Le tout est scellé par un limon loessique. L'ensemble des unités présente un pendage vers l'ancien cours de la Deûle.

Encore un peu plus en amont, une série d'observations aux environs de la rue de la Digue (n° 6 à 9 sur la figure 264) montre une succession simple de limon loessique avec une composante sableuse litée (environ 1 m) sur des lits de graviers de craie (environ 1 m). La base de l'Holocène se situe dans ce secteur sous 16 m IGN69. Il est possible qu'une partie des sédiments ait été retirée pour des raisons militaires (zone de fortifications).

L'observation de la rue Hegel (Deschodt, 2012a) (n° 13 sur la figure 263) est détaillée dans la partie I.4-. Elle est effectuée au droit d'un des paléo-talwegs creusés dans la craie. Elle offre une des rares possibilités d'observations directes du passage entre les formations sableuses fluviatiles (d'environ 5,5 à 18 m de profondeur) aux formations limoneuses de fond de vallée (de 0 à 5,5 m). Elle bénéficie en outre de quelques datations. À partir de 6 m de profondeur (vers 12 m IGN69), les dépôts sont constitués d'alluvions sableuses litées, avec une composante limoneuse, en chenaux peu profonds, avec un granoclassement normal (quelques graviers à la base, limon vers le haut). Quelques rares fentes de dessiccation et épisodiquement un bloc de craie hétérométrique témoignent de conditions périglaciaires. De petits débris végétaux sont présents. L'un deux, vers 9 m de profondeur, a donné la date de 27960 ± 90 BP, soit 21639 ± 361 Cal BP. Les dépôts n'ont pas pu être directement étudiés au-delà de 9 m de profondeur. Cependant, les sondages géotechniques ne décrivent aucune modification jusqu'au *bed rock* crayeux à 18 m de profondeur.

En partie supérieure, le passage aux sédiments fins est précédé par une diminution de la taille des chenaux puis le dépôt est constitué de lits alternants argile et sable, en petits chenaux. Ce sédiment est daté par OSL de $21,7 \pm 1,9$ ka. La rapidité de la transition est soulignée par la présence d'une fente de gel syngénétique qui débute dans les formations sableuses et se

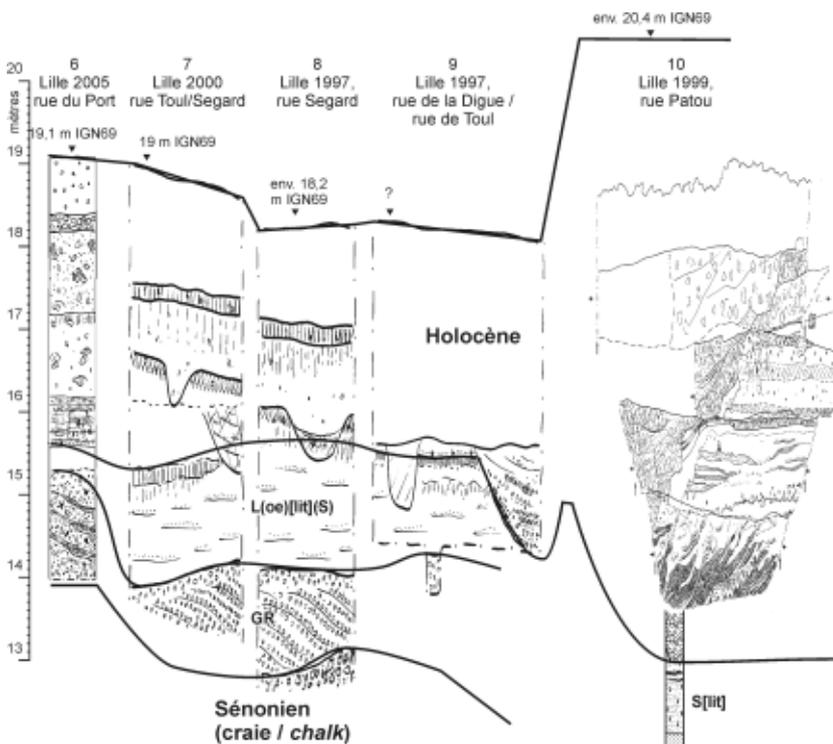


Figure 265 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 6 à 10

localisation sur la figure 263
abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 265 – Pleniglacial deposits in the Marque and Deûle valleys, observations 6 to 10

location on figure 263
lithologic transcription abbreviations: see figure 251

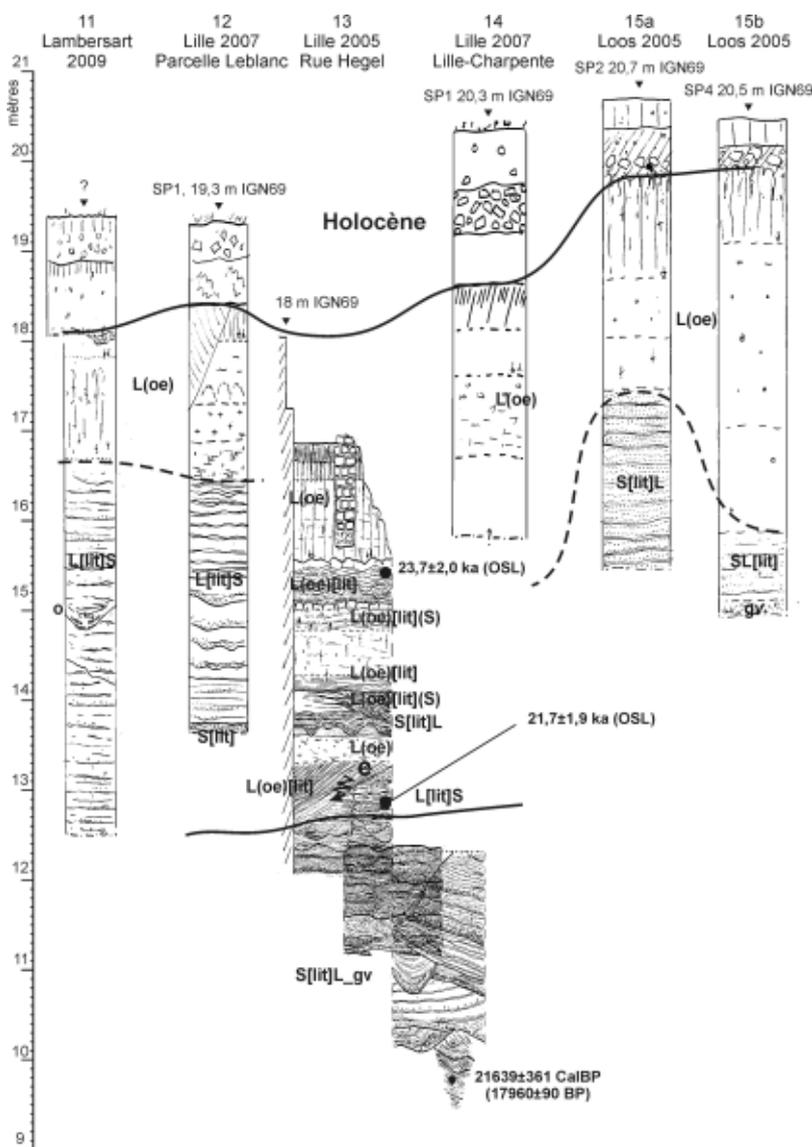


Figure 266 - Dépôts pléni-glaciaires dans la vallée de la Deule, observations 11 à 15

localisation sur la figure 263
abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 266– Pleniglacial deposits in the Marque and Deule valleys, observation 11 to 15

location on figure 263
lithologic transcription abbreviations: see figure 251

poursuit dans les lits argileux. Au-dessus, les formations deviennent limoneuses (loessiques) avec en partie inférieure une discrète activité fluviale (érosion, lamines sableuses avec remaniement de petits agrégats). Le loess légèrement lité est daté par OSL de $23,7 \pm 2,0$ ka vers 2,5 m de profondeur.

B. La région d'Houplin-Ancoisne et de Seclin

L'épaisseur totale de sédiment pléistocène de la région d'Houplin-Ancoisne (n° 16 à 19, figures 263 et 267) est modérée (de l'ordre de 3 à 4 mètres, rarement plus). L'ensemble de la zone est couvert en surface par un sédiment loessique. Il est souvent affecté de litages plus ou moins marqués et sableux. Le sédiment devient franchement lité et plus grossier (sable dominant) à un ou deux mètres de profondeur, directement sur la craie fragmentée. L'opération du Marais de Santes (partie I.6-) est particulièrement riche en

informations. Grâce à un levé en coupe, elle démontre la continuité du sédiment loessique du fond de vallée avec la couverture limoneuse de versant. De petites ravines provenant du versant érodent la formation sableuse gelée. Elles sont comblées par du gravier puis du loess. En profondeur, un ancien chenal creusé dans la craie a permis la conservation d'un limon finement lité. Enfin, l'opération a également permis de mettre en évidence un petit méandre visible en surface et partiellement comblé par du loess.

En vis-à-vis dans la partie ouest de la vallée, à Wavrin au pied du Weppes (n° 24), nous observons un faciès identique : limon loessique passant à un limon lité calcaire, de plus en plus sableux. En profondeur, le dépôt est un sable lité.

La vallée affluente du canal de Seclin se connecte directement au secteur d'Houplin-Ancoisne (n° 20). Les formations sédimentaires sont comparables. Sous un dépôt loessique, des accumulations de graviers de craie marquent un

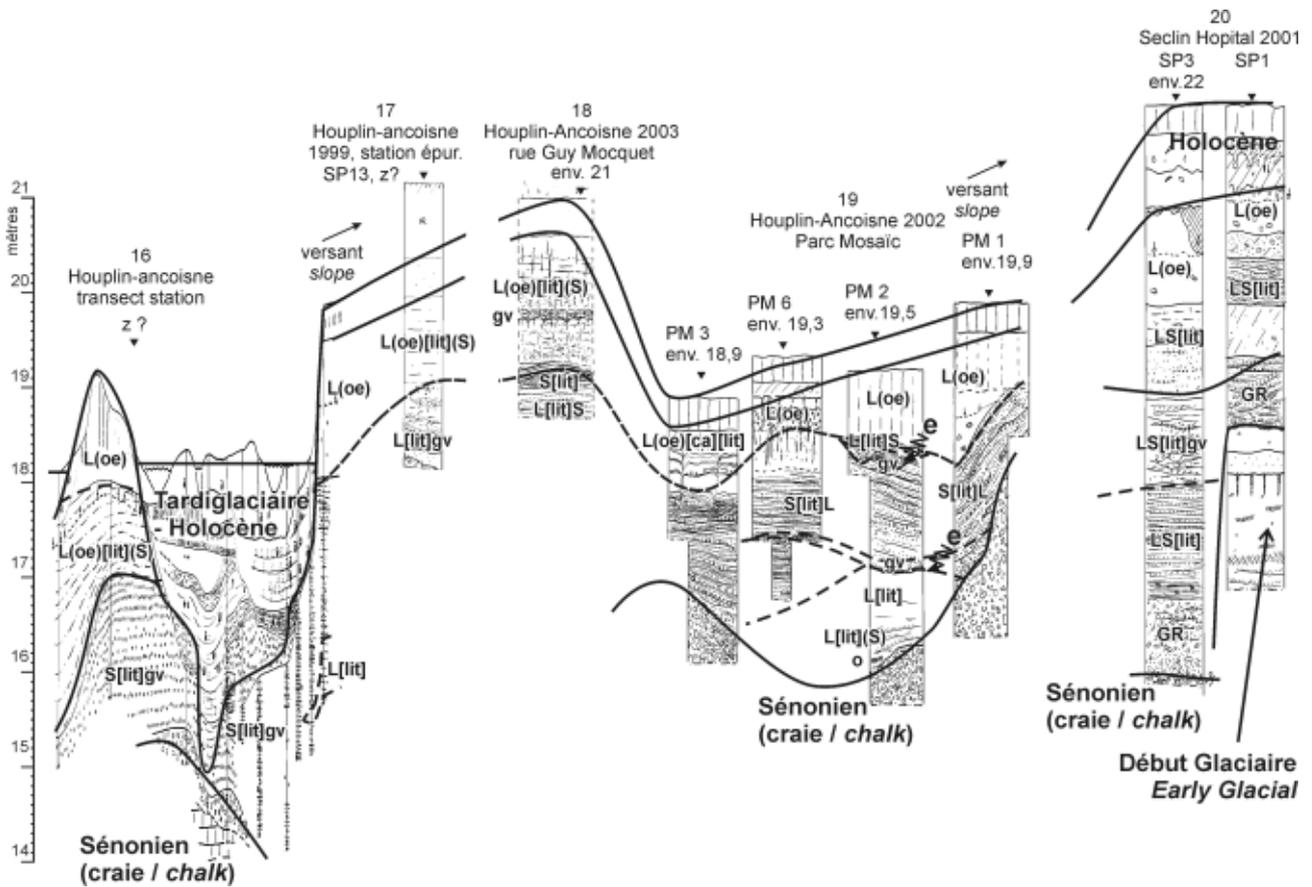


Figure 267 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 16 à 20
 localisation sur la figure 263
 abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 267 – Pleniglacial deposits in the Marke and Deûle valleys, observation 16 to 20
 location on figure 263
 lithologic transcription abbreviations: cf. figure 251

écoulement dynamique. Localement, des témoins de dépôts limoneux attribués au Début Glaciaire sur base palynologique sont épargnés par l'écoulement dynamique (cf. partie I.7- et II.1-1.3).

C. La région de Douvrin/Billy-Berclau

À Douvrin / Billy-Berclau, des observations ont été effectuées de part et d'autre de la vaste usine « Française de Mécanique » et de la zone industrielle associée (partie I.8-). Le secteur correspond à un élargissement de la partie amont de la plaine (n° 22 et 23 sur la figure 263). La plaine est comblée par plusieurs mètres de limon lité calcaire avec des caractères loessiques de plus en plus affirmés vers le haut. En profondeur, les lits sont marqués, réguliers, sableux, mais restent à dominante limoneuse (photo 138). Ils comportent des débris végétaux (photo 139). Sur la zone est (n° 23), un réseau de petits talwegs discrets se développe (photo 25). L'un d'eux a révélé un large chenal à comblement

tardiglaciaire (Dryas récent avec remaniement de tourbe daté du Bølling, figures 70 et 71). Une datation effectuée immédiatement dans les lits limoneux encaissants (par OSL, Oxford X2883) a donné une date de $14,36 \pm 1,1$ ka. Toutefois, ce résultat doit être commenté et interprété avec précaution en raison d'un fort taux d'uranium, cf. infra dans la partie II.2-2.2.4B).

D. La région de Carvin

La couverture pléistocène de la région de Carvin est peu épaisse, de l'ordre d'environ trois mètres. Elle est essentiellement loessique. Le loess repose sur le substrat (craie sénonienne ou sédiment fin landénien) par l'intermédiaire d'une zone plus grossière, limono-sableuse ou graveleuse litée. En fait, dans cette partie amont de la plaine, les formations attribuables au Pléniglaciaire en fond de vallée ne se distinguent plus de la couverture de versant qui présente exactement la même lithologie jusqu'au sommet

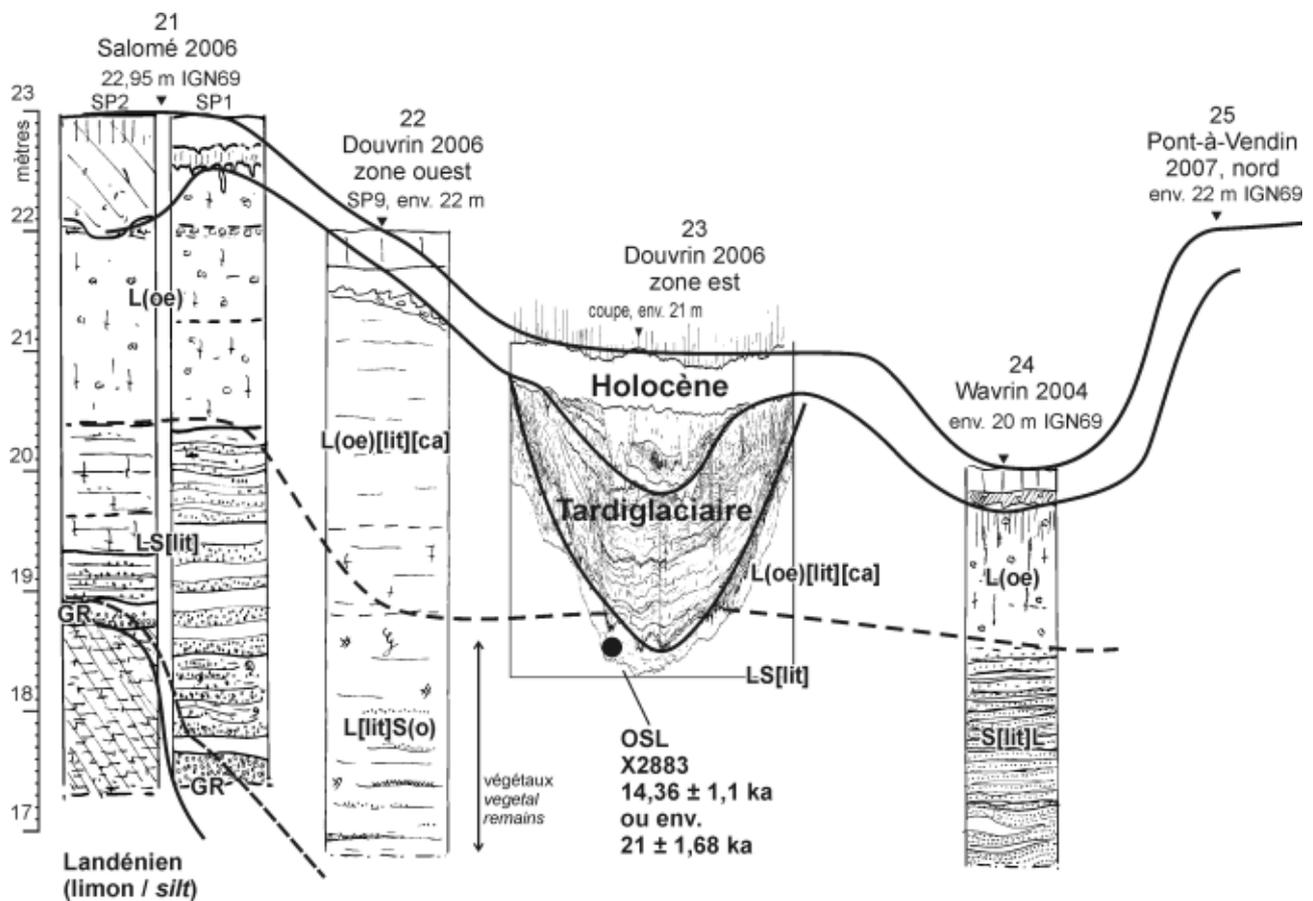


Figure 268 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 21 à 25

localisation sur la figure 263

abréviation de la transcription de la lithologie :
cf. figure 251

Figure 268 – Pleniglacial deposits in the Marke and Deûle valleys, observation 21 to 25

location on figure 263

lithologic transcription abbreviations: see figure 251

des interfluvés (cf. par exemple les sondages de Dourges 2001 « Darse » en position exacte d'interfluve entre Deûle et Scarpe, points de référence 1394 à 1414).

Encore un peu plus vers le sud, la dépression de Dourges (partie I.9-) est composée, sous une faible couverture du Tardiglaciaire, de loess gleyifié qui passe latéralement au loess sur versant. Le loess est homogène et typique (unité 1 sur la figure 85). Toutefois, il contient localement, mais exclusivement à proximité du versant, des inclusions très hétérométriques de graviers de craie en nappes ou des concentrations de rognons de silex (figure 86). Le fait peut être interprété comme des apports fluviaux sporadiques, contemporains de la sédimentation loessique, d'éléments grossiers depuis le versant.

Des observations réalisées tardivement pendant la rédaction du présent travail (octobre 2013) ont permis d'observer le sous-bassin amont de Dourges-Ostricourt et une partie de l'interfluve qui le sépare de la Scarpe (partie I.10-). Nous y

observons sans surprise et comme dans la majeure partie du bassin de la Deûle des formations fluviales peu épaisses recouvertes par des formations loessiques. Toutefois, l'opération apporte également des données originales qui justifient une prise en compte dans notre réflexion. Tout d'abord le contact entre les formations fluviales sableuses litées et le loess qui tapisse la plaine a pu être suivi en une vague d'observation sur plus d'un kilomètre de long (figure 93 et 94). Les variations d'altitudes observées suggèrent une mise en place diachronique de la nappe éolienne en fond de vallée (cf. *infra* partie II.2-2.2.3D). En outre, les sondages ont clairement montré que le modelé d'interfluve entre les deux sous-bassins de l'Escaut (Deûle et Scarpe) a été essentiellement et tardivement constitué par des apports éoliens (loess et sable associés) qui recouvrent des formations fluviales (figures 97 et 98).

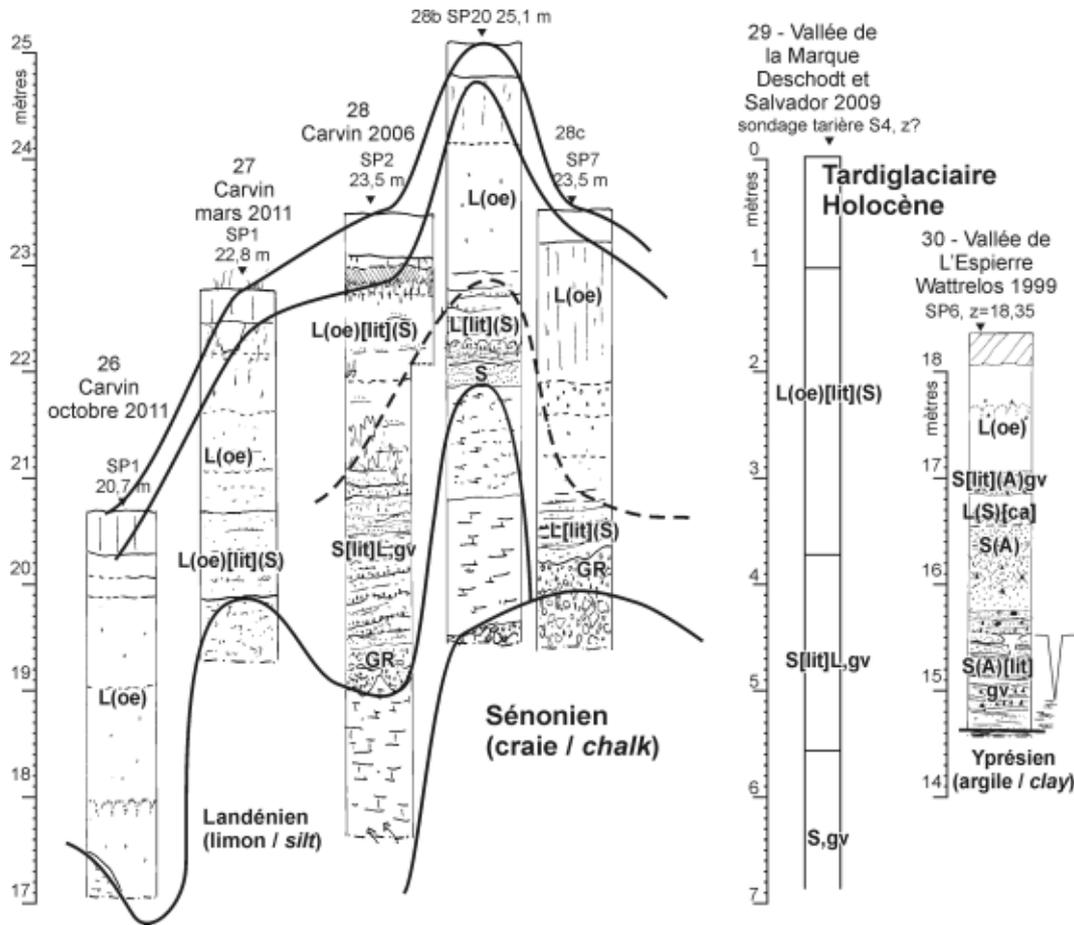


Figure 269 - Dépôts pléniglaciaires dans les vallées de la Marque, de la Deûle et de l'Espierre, observations 26 à 30

localisation sur la figure 263
abréviation de la transcription de la lithologie : cf. figure 251

Figure 269 – Pleniglacial deposits in the Marque and Deûle valleys, observation 26 to 30

location on figure 263
lithologic transcription abbreviations: see figure 251

E. Bouvines « Le Grand Marais »

Un transect à la tarière à main a été réalisé dans le fond de vallée de la Marque, au sud de Bouvines, en amont du rétrécissement de la vallée au droit de l'axe anticlinal du Mélantois (n° 29 sur la figure 263) (Deschodt et Salvador, 2009) (partie I.12-). La sédimentation attribuable au Pléniglaciaire est assez épaisse (plus de 6 m) avec le passage de bas en haut d'un sable à graviers de craie à un limon lité sableux. Vers l'ouest, le limon sableux lité passe à un loess et la base du Quaternaire n'a pas été atteinte. La dissymétrie de la vallée est marquée. Le versant opposé (est) est en pente forte et la craie subaffleure. Il alimente en craie les dépôts alluviaux. Le caractère anguleux des éléments et leur disparition progressive vers l'ouest témoignent de la faiblesse de la dynamique alluviale par rapport aux apports de versant.

F. La vallée de l'Espierre

Nous n'avons effectué qu'une seule série d'observations dans la vallée de l'Espierre (n° 30 sur la figure 263). Nous y avons rencontré des alternances de lithologie assez contrastées (limon, sable, argile) et des litages plus ou moins affirmés. Les corrélations lithologiques, même à faible distance, sont délicates. Un sondage a permis d'observer un pseudomorphe de coin de glace.

2.2.3 Des modelés associés aux écoulements pléniglaciaires

Nous avons déjà commenté et insisté dans la partie (II.1-) sur l'évolution pléniglaciaire du versant sous le vent (versant ouest) qui par des apports éoliens massifs tend à se développer et à prograder vers le centre de la vallée. Le fait est particulièrement sensible dans la vallée de la Deûle (figure 210) où le tracé de la rivière est repoussé vers l'est (figure 236). La dissymétrie liée aux apports éoliens se manifeste également dans la vallée de la Marque (figure 107).

L'héritage morphologique ne se manifeste pas uniquement par cette dissymétrie de versant. Une observation attentive permet de recueillir les indices d'un modelé fluvial associé à la couverture loessique de fond de vallée. Nous les détaillons ici.

A. Un méandre à Houplin-Ancoisne

Le « Marais de Santes » (n° 19 sur la figure 263) (Praud *et al.*, 2007a) (*cf.* partie I.6-), a permis d'observer le comblement d'un petit méandre dont la trace apparaissait nettement en microtopographie : chenal d'environ 20 à 30 mètres de largeur pour 2 à 3 mètres de profondeur, avec un rayon de courbure de l'ordre de 50 à 70 mètres (figure 52). Les sondages à la tarière mécanique, à la pelle mécanique et les coupes levées en fouille montrent clairement que ce petit méandre est en partie comblé par un limon en continuité stratigraphique avec le loess du versant. Le méandre est donc contemporain ou



Photo 137 - Limon lité loessique calcaire au nord de Lille

Lille « Abattoirs » 1997
d = limite de décarbonatation
échelle : 0,5 m
photo Dominique Bossut, INRAP

Photo 137 - North Lille calcareous loessic bedded loam

Lille « Abattoirs » 1997
d = decarbonation limit
scale - 0,5 m
photo Dominique Bossut, INRAP

juste antérieur au dépôt de loess en fond de vallée. Le rescindement, sans trace de migration latérale, s'explique par un avènement et une durée de vie brève de la forme. Il participe d'un réseau de talwegs (éventuellement diachroniques) qui forme un entrelac dans la plaine.

B. Un chenal méandriforme entre Vendin-le-Vieil et Meurchin

Un petit chenal serpente dans un fond de vallée étroit au pied d'un versant crayeux marqué au sud de Meurchin (n° 23 sur la figure 263). La forme est bien distincte dans la topographie (figure 270). Elle a été reconnue sur le terrain en sondages à la tarière manuelle. Seul du loess est présent avec la craie à faible profondeur. Il s'agit probablement de la trace d'un écoulement Pléniglaciaire.

C. Des dépressions fermées dans la région de Carvin

La région de Carvin est marquée par une série de dépressions fermées. Seule la dépression de Dourges en limite du bassin versant a été explorée (partie I.9-) (Deschodt *et al.*, 2005). Elle est faiblement exprimée en surface. La cuvette est fermée et composée d'un sédiment loessique. Elle est comblée par des sédiments du Tardiglaciaire peu épais (un peu plus d'un mètre au maximum). Le loess, gleyifié en zone basse, passe latéralement au loess typique sur versant. L'exemple montre que les dépressions la région de Carvin ne doivent pas être systématiquement expliquées par des effondrements miniers : elles peuvent avoir une origine pléistocène. La grande dépression allongée à la topographie marquée située un peu plus au nord n'a pas encore été explorée.

D. Les ultimes écoulements de la fin du Pléniglaciaire supérieur en contexte loessique

Dans les fonds de vallée du bassin Deûle-Marque, les sédiments fluviaux sableux sont systématiquement scellés par une couverture à dominante loessique (loess typique ou loess lité). Jusqu'à une date récente, nous ne savons pas si l'envahissement loessique avait été synchrone dans l'ensemble du fond de vallée ou si des écoulements concentrés en chenaux avaient perduré. Cette problématique s'impose dans les quelques transects à notre disposition (figures 40, 48 et 53) : le colmatage final loessique est nettement perçu. Mais existait-il des écoulements

contemporains à l'image de l'observation de Paepe et Vanhoorne (1967, p. 21) à Poperinge où des sables entrecroisés passent rapidement latéralement à un loess ? Si oui, où se situaient-ils ? Étaient-ils limités à un ruissellement diffus comme observé sur les anciens abattoirs au nord de Lille ? Les incisions et évolutions ultérieures des chenaux du Tardiglaciaire et de l'Holocène en ont-ils masqué toute trace ? Un faisceau d'indices permettait d'esquisser des réponses. Tout d'abord, sur le transect de la rue Hegel à Lille (figures 48 et 210) une description constante d'un caractère sableux ou sablonneux dans les sondages géotechniques suggère que des écoulements faibles perdurent dans la zone (où, ultérieurement, s'incise le cours Tardiglaciaire-Holocène). À Houplin-Ancoisne, le transect de la station d'épuration (figure 50) a permis d'observer la topographie ondulée du toit du loess, partiellement conservée sous les dépôts de marais de l'Holocène. Nous avons émis l'hypothèse qu'il puisse s'agir de traces d'écoulements faiblement chenalisés dans un contexte de sédimentation exclusivement loessique et sans reprise de stock sableux disponible à faible profondeur (Deschodt *et al.*, 2004).



Photo 138 - Limon loessique avec lits marqués et extensifs, secteur de Douvrin / Billy-Berclau zone ouest

Photo 138 - extensiv and wellmarked bedded loessic loam, Douvrin / Billy-Berclau reach west zone

Deux séries d'observations apportent des données clefs et permettent des réponses plus affirmatives. La première est constituée de sondages en puits et est située à l'extrémité amont d'un sous-bassin de la Deûle (Dourges-Ostricourt, figures 93 à 98, partie I.10-). La deuxième est un transect à la tarière manuelle effectuée dans le fond de la vallée de la Marque en amont de Bouvines (figure 107, partie I.12-).

Dans l'extrémité amont du bassin de Dourges-Ostricourt nous observons, comme ailleurs dans la vallée de la Deûle, des formations fluviatiles sableuses litées extensives sous une couverture loessique. Par contre, l'opération a permis de suivre pour la première fois le phénomène sur une longue distance (plus d'un kilomètre, figures 93 et 94). Ce parcours a permis d'apprécier les variations d'altitude du contact entre sable et loess. Des dénivelés de près de deux mètres sur quelques centaines de mètres ont été notés. Nous interprétons le fait comme une rétraction progressive du réseau hydrographique pendant le dépôt de loess : les dépôts limoneux de plus en plus épais et étendus coexistent avec des zones d'écoulements de plus en plus restreintes où un faciès de sable et limon lité persiste (figure 271). Le phénomène est diachronique mais sa durée totale est inconnue (éventuellement rapide). Le loess finit par couvrir l'ensemble de la zone explorée, signant un arrêt des écoulements progressifs dans les extrémités amont du bassin. À Dourges-Ostricourt, les points les plus bas de la topographie sont aussi ceux où la couverture éolienne est la moins épaisse, souvent réduite à quelques décimètres. De plus, le passage à sable lité y est plus progressif avec une formation litée intermédiaire où la fraction



Photo 139 - Débris organiques, secteur de Douvrin / Billy-Berclau zone est

Photo 139 - Organic remains, Douvrin/Billy-Berclau reach east zone

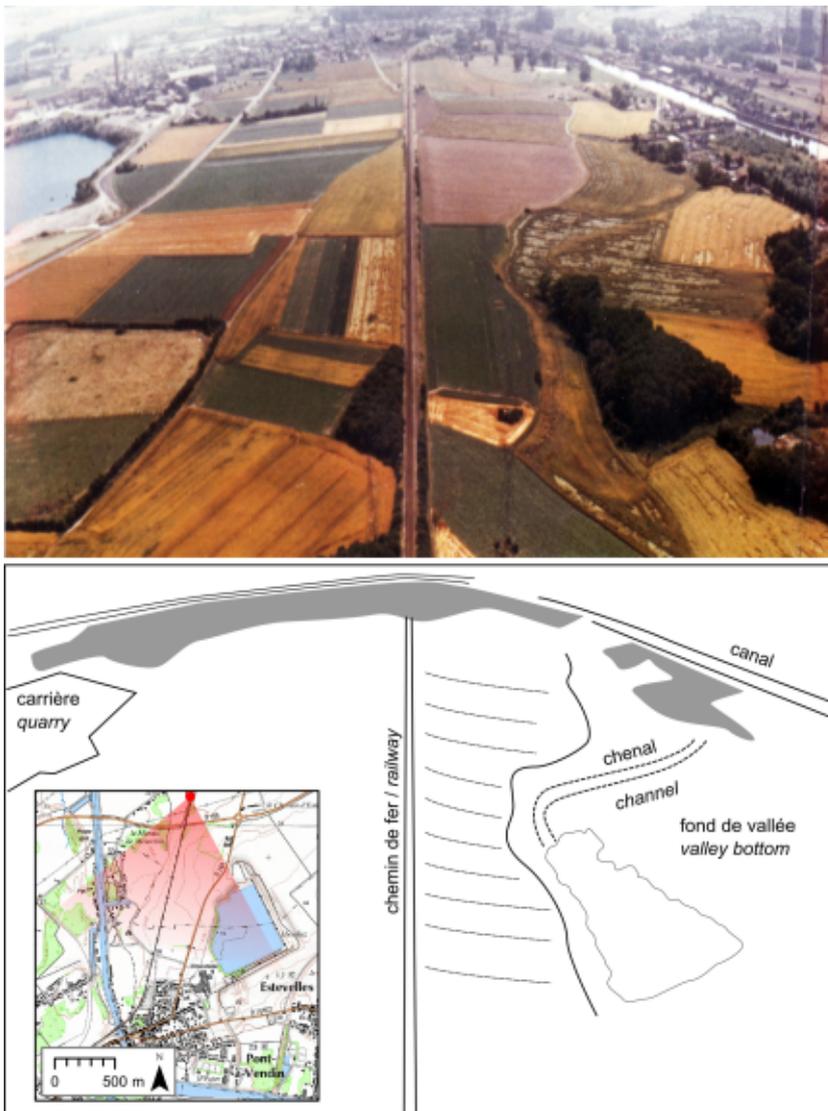


Figure 270 - Vue aérienne et croquis d'un petit chenal entre Pont-à-Vendin et Meurchin

photo aimablement communiquée par Monsieur Duquesne de la Société de Recherches Historiques de Carvin

cartouche : localisation de la prise de vue sur un extrait de la carte IGN 1/25 000

Figure 270 - Aerial view and small channel sketch between Pont-à-Vendin and Meurchin

Picture kindly provided by Mr. Duquesne (Société de Recherches Historiques de Carvin)

inlet : location of the photo view on an abstract of the 1/25000 IGN map

Figure 271 - Schematic evolution of the final flow, contemporary with the loessic deposit

according to Dourges-Ostricourt observations (part I.10-)

A – transect A recalling (figure 93 et 94)

a – Eocene marine sand

b – bedded sandy formation

c – loess

d – aeolian sand

1 – extensive hydrographic network overlying over marine sand

2 – retraction of hydrographic network and extension of zones of loess, general raising of the plain level

3 – more pronounced retraction of hydrographic network and extension of zones of loess, general raising of the plain level

4 – deflation, local aeolian sand deposit (dune formation)

5 – the flows stop, loess deposit extends over the entire zone

Figure 271 - Evolution schématique des ultimes écoulements contemporains de l'envahissement loessique dans les parties amont : évolution schématique

d'après les observations de Dourges-Ostricourt (partie I.10-)

A – rappel du transect A (figures 93 et 94)

a – sable marin éocène

b – formation sableuse litée

c – loess

d – sable éolien

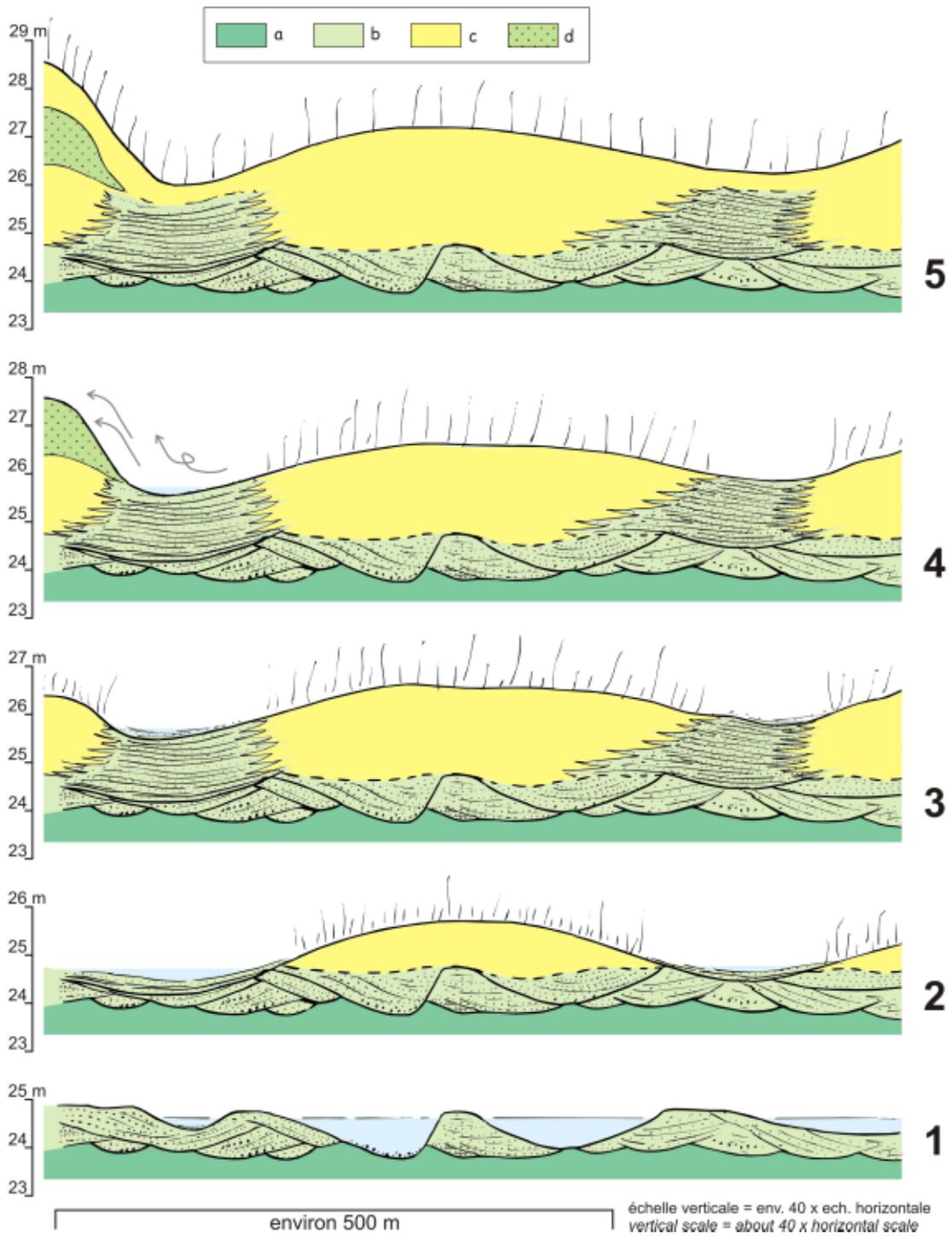
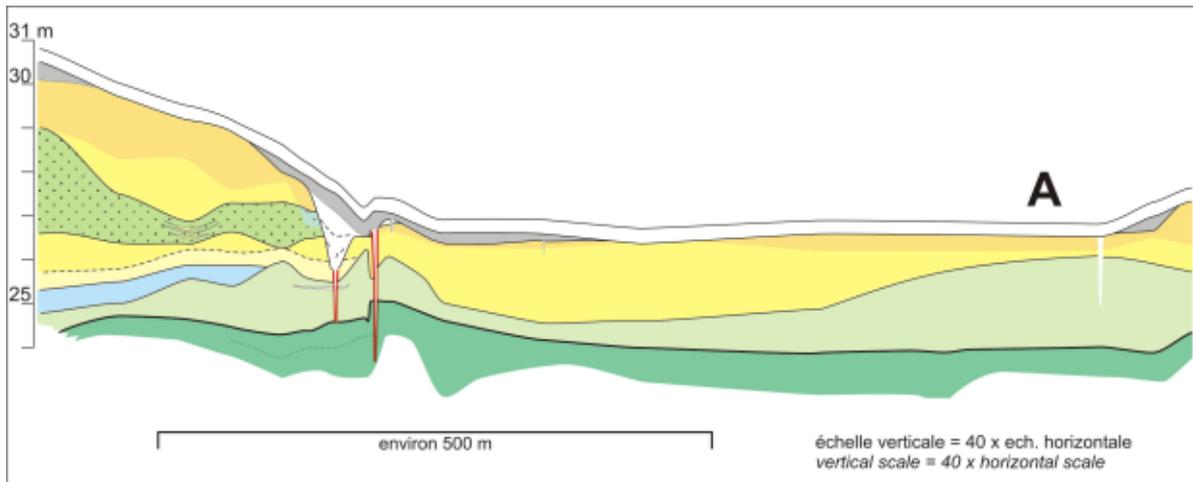
1 – réseau hydrographique extensif sur le sable marin

2 – rétraction du réseau hydrographique et dépôt de loess

3 – rétraction plus prononcée du réseau et extension des zones de loess, exhaussement général de la plaine

4 – déflation, dépôt local de sable éolien (formation d'une dune)

5 – arrêt des écoulements, généralisation du dépôt loessique à l'ensemble de la zone



limoneuse est bien marquée et enrichie en calcaire (photo 50). Elle est probablement dérivée de dépôts de loess typique contemporain situés à proximité immédiate. Toujours à Dourges-Ostricourt, l'extension des formations fluviales sableuses jusque sous l'interfluve actuel Deûle/Scarpe souligne la diachronie des sables lités que, par similitude de faciès, nous ne percevons que comme une formation unique.

Dans le bassin limitrophe de la Marque et dans une position plus aval, l'étude du transect du fond de vallée en amont de Bouvines permet d'affirmer que des formations du Tardiglaciaire puis de l'Holocène se mettent en place au cœur de la vallée sans incision préalable, fait singulier parmi les quelques autres transects complets étudiés dans la région (cf. partie II.3-1.2.2). À cet endroit, nous sommes en présence, au Tardiglaciaire-Holocène, d'un fond de vallée humide sans véritable cours d'eau constitué. Ceci nous renseigne sur la morphologie du toit des formations limoneuses à la fin du Pléniglaciaire, faiblement perturbée, voire fossilisée par les

dépôts alluviaux ultérieurs. L'ultime topographie pléniglaciaire du fond de vallée dans l'axe des écoulements se structure à cet endroit en trois chenaux de 40 à 60 m de large et peu profonds (environ 0,5 à 1,5 m) (figure 272). Ils prennent place dans un fond de vallée large d'environ 250 m et encaissé de 2 à 3 m par rapport au versant loessique. La limite du versant correspond à la transition entre un dépôt limoneux faiblement sableux (versant) à un dépôt plus franchement sableux et lité (fond de vallée). La morphologie et la texture donnent l'image d'un système versant-fond de vallée en fort remblaiement par les apports éoliens avec une persistance des écoulements, qui, dans un système en accrétion, maintient une bande active morphologiquement distincte. Comme proposés pour la plaine de la Lys, les écoulements sont vraisemblablement liés à des pics de crue lors d'un réchauffement saisonnier.

Dourges-Ostricourt et Bouvines témoignent donc de l'état du réseau hydrographique dans un contexte de dépôt loessique massif. Le réseau

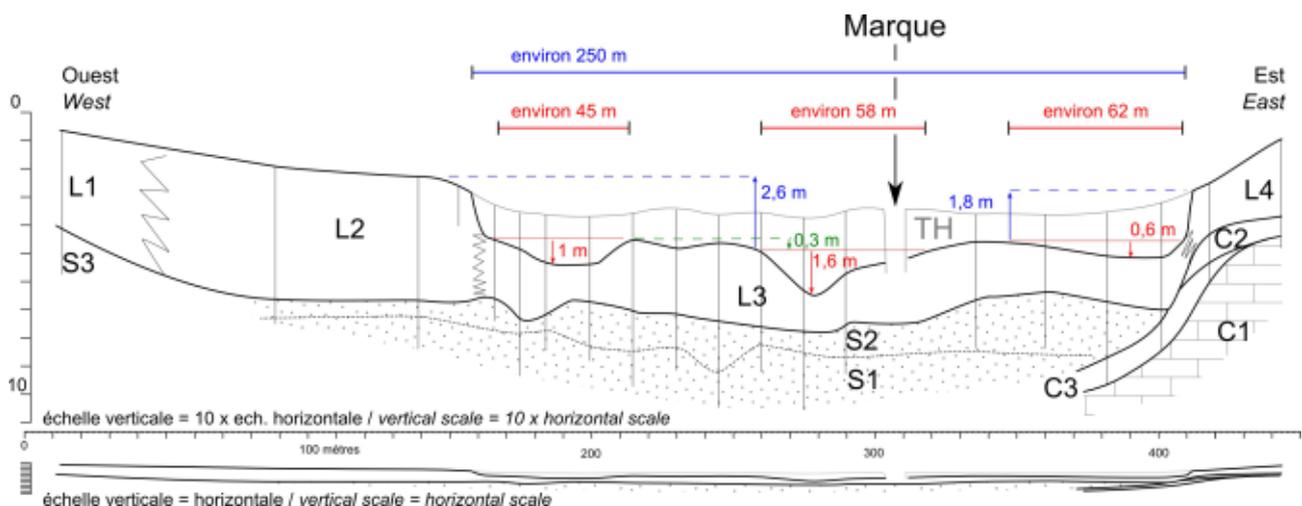


Figure 272 - Vallée de la Marque : modèle morpho-stratigraphique des écoulements de la fin du Pléniglaciaire weichselien dans une vallée de taille moyenne en contexte loessique

d'après la figure 107

surface drainée : environ 130 km²

C1 – craie

C2 – mélange de gravier de craie anguleux, de sable de craie, de limon

C3 – craie altérée (pâte crayeuse avec graviers de craie anguleux)

S1 – sable avec lits de graviers de craie

S2 – sable avec lits de limon, enrichissement en graviers de craie anguleux depuis le versant

S3 – sable et graviers de craie (fluviale sur versant ?)

L1 – loess jaune

L2 – loess gleyifié avec lits limono-sableux

L3 – lits de limon loessique et de sable

L4 – loess avec graviers de craie, sableux vers le bas

TH – remblaiement du Tardiglaciaire et de l'Holocène

Figure 272 - The Marque river valley: a morpho-stratigraphic model of Weichselian Late Upper Pleniglacial flow in a medium-sized valley in loessic context

from figure 107

C1 – chalk

C2 – mixture of angular chalk gravels, chalk sand and silt

C3 – weathered chalk (angular chalk gravels in a chalky paste)

S1 – sand with beds of chalk

S2 – sand with beds of silt, enriched by angular chalk gravels from the slope

S3 – sand and chalk gravels (fluvial deposit on slope)

L1 – yellow loess

L2 – gleyed loess with silty sand beds

L3 – loessic silt and sand beds

L4 – loess with chalk gravels, sandy lower part

TH – Lateglacial and Holocen infill

hydrographique se contracte, mais des écoulements perdurent encore, dans un premier temps à proximité de dépôts de loess typique en expansion. Les parties amont finissent par s'assécher totalement et une couverture loessique continue se dépose en tout point (exemple de Dourges-Ostricourt). Plus en aval, les écoulements maintiennent au centre de la vallée une bande active et des chenaux peu profonds, le tout dans un bilan sédimentaire positif et une tendance nette à l'exhaussement. Les dépôts de la zone active sont composés de limon sableux essentiellement issu du remaniement du loess (exemple de Bouvines).

2.2.4 Récapitulatif des éléments de chronologie

Le Pléniglaciaire de la vallée de la Deûle n'a été daté par datations numériques qu'en deux sites : Lille, Rue Hegel et Douvrin / Billy-Berclau (table 39).

A. Lille, Rue Hegel

Les datations effectuées rue Hegel font intervenir deux méthodes différentes : une date par radiocarbone dans la formation sableuse fluviatile et deux datations OSL (aliquotes multiples) dans les dépôts fins qui la surmontent. La calibration de la date par radiocarbone nous permet de les confronter (figure 273). La date obtenue sur un petit débris végétal dans le sable, à 8,7 m de profondeur, a donné 17 960 ± 90 BP (Lyon-3910-GrA) soit 21 639 ± 361 Cal BP, 1 sigma, calibrée avec CalCurve : CalPal_2007_HULU (Weninger & Jöris 2008). Les écarts types sur les dates OSL sont importants et, malgré une datation plus ancienne du pic de probabilité, les résultats restent compatibles et cohérents entre eux (OSL X2882 vers 5,25 m de profondeur : 21,7 ± 1,9 ka ; OSL X2881 vers 2,7 m de profondeur : 23,7 ± 2 ka). Cependant, l'acceptation en l'état des dates implique une mise en place rapide des sédiments avec un taux de sédimentation de l'ordre de deux mètres par siècle et un envahissement loessique sensible avant 21,7 ka. Dans le détail, la transition des dépôts sableux à argileux (passage de B à C sur la figure 47) semble particulièrement rapide, voire brutale, avec la présence de fentes de gel syngénétiques qui se poursuivent à travers les deux unités.

Radiocarbone

Lieu	stratigraphie	n°labo	BP	±	Cal BP	±
Lille, rue Hegel	dépôt alluviaux, cf. partie I.4-	Ly-3910 – GrA	17960	90	21639	361

calibration 1 sigma, effectuée avec CalCurve, CalPal2007 HULU (Weninger et Jöris 2008)

OSL

Lieu	Stratigraphie	n°labo	date (ka)	±
Lille, rue Hegel	limon loessique, 2,7m, cf. partie I.4-	X2881	23,7	2
Lille, rue Hegel	dépôt fin lité, 5,25 m, cf. partie I.4-	X2882	21,7	1,9
Billy-Berclau	loess lité, cf. partie I.8-2.	X2883	voir texte	

B. Douvrin / Billy-Berclau

Les dépôts loessiques régulièrement lités ont été datés sur la zone est (Billy-Berclau) de 14,26 ± 1,1 ka par OSL (X2883). Toutefois, ce résultat doit être interprété avec précaution à cause d'un taux d'uranium élevé et inhabituel (7 ppm, cette valeur pourrait être due à une concentration de l'uranium au cours du temps dans des débris de coquilles). Si la date est recalculée en utilisant un contenu en uranium similaire aux échantillons de la rue Hegel plus en aval (2,2 ppm), elle passerait à 21 000 ± 1,68 ka (figure 274) (communication Jean-Luc Schwenninger). Dans tous les cas, le dépôt appartient clairement à la phase d'invasion loessique de la fin du Pléniglaciaire supérieur.

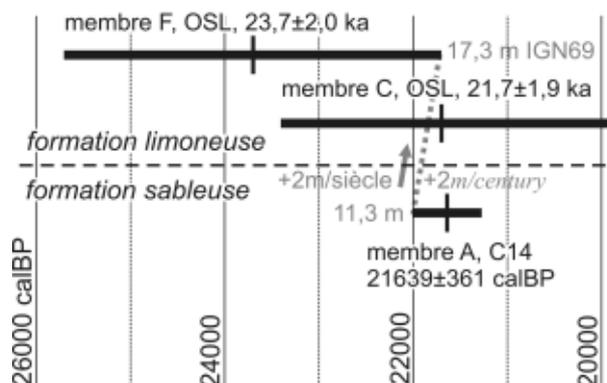


Figure 273 - Lille « rue Hegel », expression graphique des datations et taux de sédimentation possible voir partie I.4-3.

Figure 273 – Lille “rue Hegel”, graphic display of the dates and a possible sedimentation rate see part I.4-3.

Table 40 - Datations effectuées sur des dépôts de la vallée de la Deûle attribués au Pléniglaciaire weichselien

Table 40 - Dates performed on the Weichselian Pleniglacial attributed deposits in the Deûle valley

2.5.5 Le Pléniglaciaire de la vallée de la Deûle : essai de synthèse

A. Aperçu général de la lithostratigraphie

Nous observons systématiquement dans la vallée de la Deûle la succession suivante, de bas en haut (figure 315) :

- (a) dépôt à dominante sableuse, localement graveleuse
- (b) dépôt limoneux loessique, lité en partie inférieure passant à un loess homogène en partie supérieure.

L'épaisseur totale est en général modérée (de l'ordre de 3 ou 4 m). Les sables et graviers reposent directement sur le substrat. Les occurrences de dépôt alluvial limoneux sous-jacent aux sables sont rares (*cf. ci-dessous*).

Dans la région de Lille, une incision profonde, au droit de la rue Hegel (n° 13 sur la figure 263), est comblée par la même lithostratigraphie (sable et limon sur craie, passant à un loess en partie supérieure). La partie supérieure des sables, comme le loess, est datée de la fin du Pléniglaciaire supérieur.

B. Avant le Pléniglaciaire supérieur ?

Les Pléniglaciaires inférieur et moyen restent de grands inconnus de l'histoire de la vallée en raison de la phase érosive attribuée au début du Pléniglaciaire supérieur (*cf. ci-dessous*). En amont (région de Douvrin et Carvin), nous n'avons rencontré aucun témoin sous les formations sableuses ou graveleuses. Plus en aval, quelques dépôts fins antérieurs sont ponctuellement observés. Il s'agit de témoins isolés conservés partiellement à la faveur d'un surcreusement de chenal (n° 19 à Houplin-Ancoisne), d'une large vallée affluente (n° 20 à Seclin) (Début Glaciaire), ou de la configuration de l'Ouest lillois (*cf. II.1-1. et figure 209*). Quel que soit leur âge, ces témoins représentent une faible proportion de la surface du fond de vallée. Un âge Pléniglaciaire moyen pour le limon en chenal d'Houplin-Ancoisne est proposé, sans certitude.

C. Première partie du Pléniglaciaire supérieur : phase érosive, sables et graviers

Dans la première partie du Pléniglaciaire supérieur, une activité fluviale de haute énergie a affecté la vallée de la Deûle. Les

eaux ont balayé et érodé avec une efficacité redoutable les témoins antérieurs sur toute la largeur de la vallée, à de rares exceptions (*cf. ci-dessus*). Nous associons cette phase à des écoulements importants qui ont dû être rendus possibles par la présence d'un pergélisol. Le transit de la charge solide a été efficace, les dépôts associés réduits avec seulement du sable et du gravier sur une épaisseur modérée directement sur le *bed rock*. La seconde et profonde incision dans la région de Lille (*cf. partie II.1-5.3.3B*) peut être associée à cette phase.

Le style fluvial associé est inconnu. Des chenaux en tresses se sont probablement développés dans les secteurs où le substrat crayeux a pu fournir une charge graveleuse abondante (nous observons des dépôts entrecroisés de graviers de craie dans la vallée affluente de Seclin et à Lille). Ailleurs, le passage à un tressage a dû être freiné par la charge à dominante limono-sableuse et par la faiblesse des pentes. Le faciès observé se limite souvent à des lits sableux ou sablo-limoneux éventuellement chargés de graviers. Une anastomose devait probablement se développer sur la largeur de la plaine.

D. Pléniglaciaire supérieur : avant 21,7 ka, remblaiement rapide, sables et limons

Les observations et datations de la rue Hegel à Lille impliquent un remblaiement rapide de la partie supérieure du paléotalweg creusé dans la craie (de l'ordre de deux mètres par siècle ?). Malgré l'absence de datation vers la base, l'homogénéité du faciès et, de toute évidence, la faible capacité érosive des écoulements associés (lits réguliers de sable et de limon en décantation, rares graviers de craie) permettent d'imaginer une seule phase de remblaiement rapide depuis la base du paléotalweg. Le taux de sédimentation cité (qui nécessiterait d'être confirmé par des datations complémentaires) permet d'envisager un remblaiement en un demi-millénaire, donc, en première approximation, un arrêt des écoulements de haute énergie vers 22,3 ka Cal BP.

Faute de dates et de longues coupes pour apprécier la stratigraphie de détail des dépôts il est difficile d'évaluer l'évolution correspondante dans le reste de la vallée. Le remblaiement et la baisse de compétence sensible sur la rue Hegel ont très logiquement été liés à une baisse de compétence dans l'ensemble de la vallée. Elle a dû se traduire par une réduction de la bande active et un abandon de l'activité fluviale dans certaines zones.

E. Pléniglaciaire supérieur : vers 21,7 ka, envahissement loessique

Les quelques datations dont nous disposons confirment la corrélation entre le dépôt loessique de fond de vallée et le loess sur versant. L'envahissement loessique est sensible dès environ 21,7 ka. La datation concorde avec le début du dépôt des loess « brabantiens » aux environs de 22 ka, au-dessus de l'horizon repère cryoturbé de Nagelbeeck (Antoine *et al.*, 1998 ; Van den Haute *et al.*, 1998 ; Frechen *et al.*, 2003 ; Vandenberghe *et al.*, 2004 ; Koster, 2005).

Le changement environnemental semble rapide, peut-être même brutal. L'activité fluviale diminue considérablement et le réseau hydrographique se contracte jusqu'à être difficilement perceptible dans une large partie amont de la vallée. Les écoulements se marquent toutefois encore en quelques lieux par :

- (a) des apports grossiers sporadiques au pied de quelques versants,
- (b) des remaniements de loess (faciès lité, éventuellement avec un peu de sable ou des graviers de craie,
- (c) des zones d'inondations avec décantation (faciès caractéristique de limon lité et enrichi en calcaire).

L'activité fluviale est alors vraisemblablement limitée à une fonte saisonnière. Une partie importante de la vallée, en particulier vers l'amont, est sous l'influence presque exclusive des phénomènes éoliens et présente un bilan sédimentaire similaire à celui des versants (substrat / « sables et graviers » peu épais / loess). En raison de l'action des vents dominants d'ouest et d'un dépôt éolien plus important sous le vent du versant du pays de Weppes, l'activité fluviale tend à se déplacer vers l'est. Le phénomène est particulièrement marqué à Lille où une accumulation loessique barre la vallée depuis le versant (axe Saint-André / église de la Treille). La bande active se déroute plus à l'est. Immédiatement en aval de ce « pont loessique », elle s'encaisse selon l'axe de l'actuelle avenue du Peuple Belge (Deschodt, 1999a ; Cercy et Deschodt, 2011). La comparaison des altitudes d'incision (environ +10 m sur l'avenue du Peuple Belge ; moins de zéro dans le paléotalweg) indique que ce nouvel axe d'écoulement de la Deûle a nécessité le remblaiement préalable du paléotalweg de la rue Hegel. Le nouveau tracé peut donc être daté de la fin du Pléniglaciaire supérieur. Il fut par la suite de nouveau utilisé par les cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Nous pouvons imaginer pour la Deûle, à l'instar de la Marque à Bouvines, une bande active en léger encaissement dans un contexte entièrement loessique et en accrétion généralisée. Elle évacue le pic de crue liée à la fonte estivale de la couverture neigeuse. À Bouvines, elle est occupée par de petits chenaux, larges (environ 50 m) et peu profonds (0,5 à 1,5 m). Un équivalent probable, mais perturbé par les chenaux ultérieurs, a été observé dans la vallée de la Deûle à Houplin-Ancoisne « Station d'Épuration ». Cette bande active et les ultimes traces d'écoulement forment logiquement l'axe préférentiel des incisions ultérieures (Tardiglaciaire).

Cette morphologie particulière résulte d'un équilibre précaire entre les apports limoneux éoliens et la dynamique des écoulements. Vers l'amont, avec un rapport éolien/fluvial en faveur de l'éolien, la forme s'estompe au profit de chenaux isolés de moins en moins marqués, jusqu'à des zones où se concentrent des ruissellements diffus (région de Douvrin). Vers l'aval, l'importance croissante du débit lors du pic de crue doit permettre la pérennisation d'un modelé fluvial mieux affirmé. Dans la vallée de la Deûle, le seuil est franchi au nord de Lille avec un cours encaissé (avenue du Peuple Belge). A partir de ce point, la morphologie est comparable au système chenalisé décrit dans la plaine de la Lys (partie II.2-2.1.7 et figure 19). De même, le sédiment associé est probablement plus grossier.

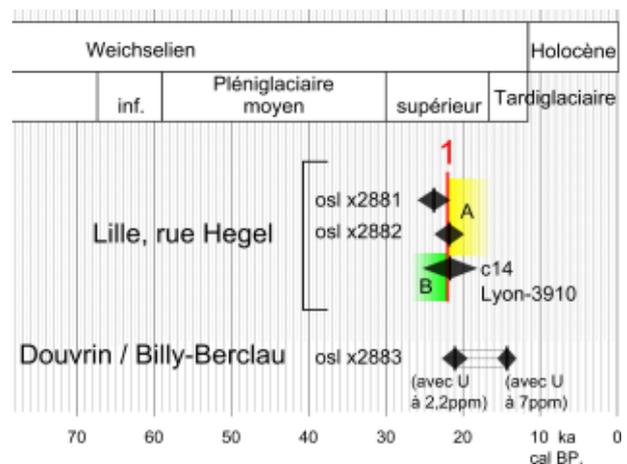


Figure 274 - Représentation graphique des datations de dépôt Pléniglaciaire dans la vallée de la Deûle

- A – dépôt fin en fond de vallée
- B – limon et sable fluvial
- 1 – envahissement éolien

Figure 274 - Display of Pleniglacial deposit dates in the Deûle valley

- A – fine deposit in valley bottom
- B – fluvial silt and sand
- 1 – loessic input

2.3 La plaine de la Scarpe

2.3.1 Sur les données disponibles

À l'exception notable de la thèse d'Hervé Fourier avec une campagne de sondages à la tarière manuelle (Fourier, 1989, 1992), le Pléistocène de la plaine de la Scarpe a été peu étudié. Les opérations d'archéologie préventive ont offert l'occasion d'effectuer de nouvelles observations. Des puits à la pelle mécanique ont été réalisés depuis la vallée affluente de l'Escrebieux (n° 1 sur la figure 275 et la table 41) jusqu'à Saint-Amand-les-Eaux « Usine GSK-Stérilyo » (n° 10). Les observations restent peu nombreuses et la compréhension de la stratigraphie de la plaine repose surtout sur l'observation n°4 (figure 276). Il s'agit d'un transect partiel sud-nord réalisé à partir de sondages en puits et de tarière manuelle dans le cadre d'une opération archéologique préalable à la pose d'un gazoduc. Une approche morpho-stratigraphique a pu être développée et quelques datations ont été réalisées. Les autres données de la plaine prennent sens par comparaison avec le transect

(Deschodt *et al.*, 2012). Des suppositions sur des héritages morphologiques proposées suite à l'opération du gazoduc se sont trouvées confirmées avec l'obtention, en cours de rédaction, de notre travail d'un modèle numérique de terrain précis. Ce dernier fait l'objet d'un commentaire *infra* (partie II.2-2.3.5D). Toutes les observations retenues sont rassemblées sur la figure 277 (à l'exception de l'observation 4 détaillée ci-dessous).

2.3.2 Le transect Gazoduc : une observation clef

Le transect gazoduc (figure 276, partie I.14-, n° 4 sur la figure 275) s'étend sur 7 km, entre 16 à 27 m d'altitude IGN69 et environ 3 m de profondeur (la base du Quaternaire est restée hors de portée dans la plaine). Nous présentons ici un résumé succinct des résultats. L'ensemble de la plaine est occupé par des dépôts fluviaux et éoliens attribués au Pléniglaciaire. Nous distinguons de bas en haut :

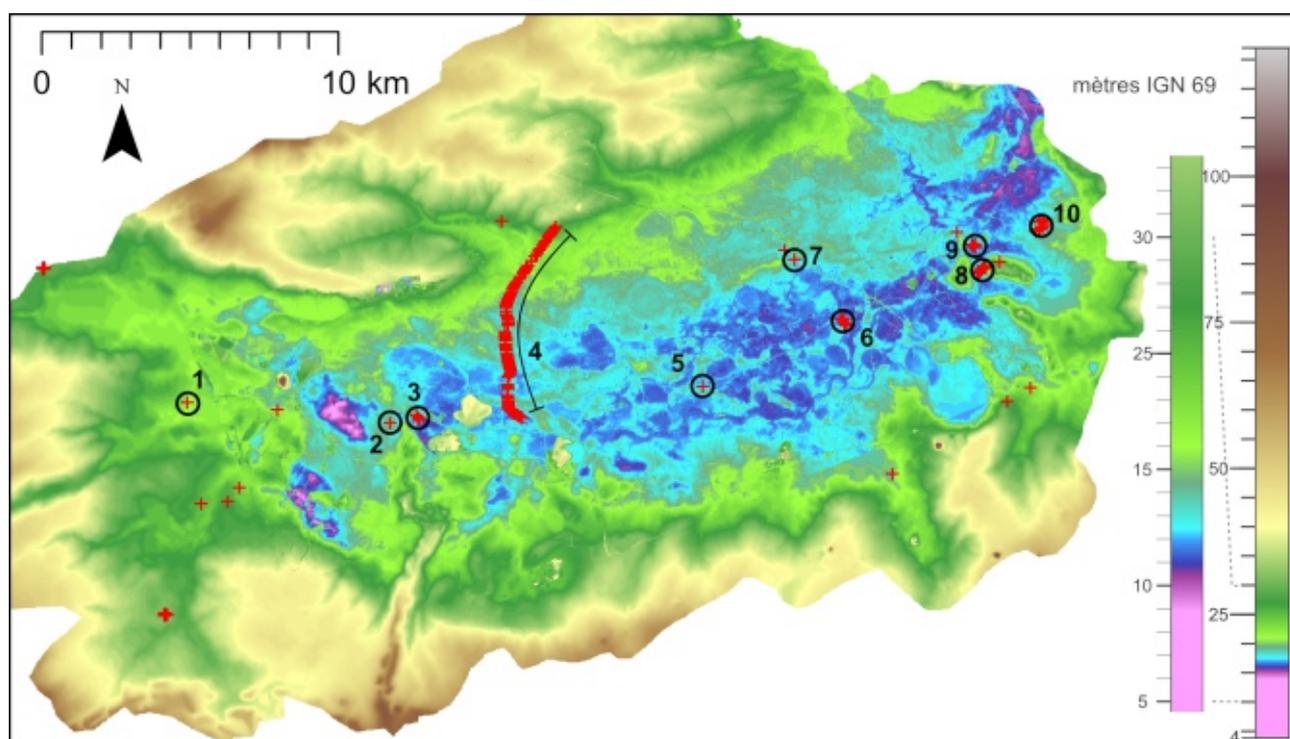


Figure 275 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe

MNT LiDAR DREAL, complété par la BDalt 50 de l'IGN

- 1 – Flers-en-Escrebieux 2005
- 2 – Lallaing « rue Montozon » 2006
- 3 – Lallaing « rue Jehanne de Lallaing » 2006
- 4 – Gazoduc 2004
- 5 – Wandignies-Hamage 2006
- 6 – Hasnon 2006

- 7 – Sars-et-Rosières 2007
- 8 – Saint-Amand-les-Eaux, Mont-des-Bruyères (diagnostic) 2006
- 9 – Saint-Amand-les-Eaux, Port fluvial, 2005
- 10 – Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK Stérilyo, 2006
- 11 – Waziers « Bas Terroir » 2013, ajout novembre 2013

Figure 275 - Observations of Pleniglacial attributable deposits in the Scarpe river plain

LiDAR DREAL DEM supplemented by BDalt 50 IGN

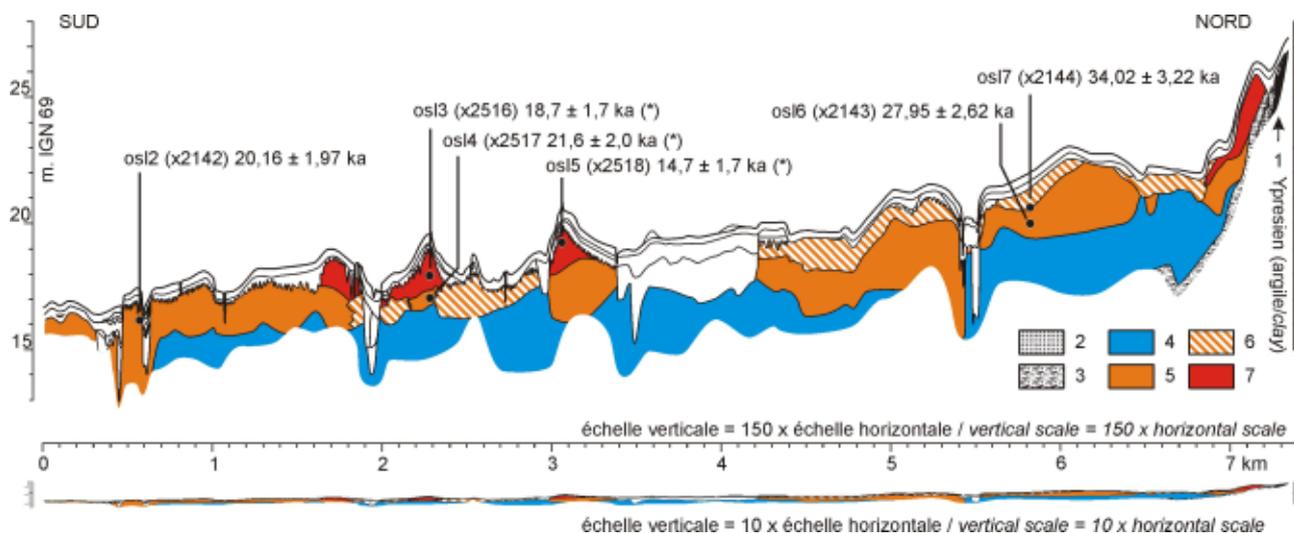


Figure 276 - Les dépôts attribués au Pléniglaciaire weichselien sur le transect gazoduc Scarpe

- unité 1 – Yprésien, argile
- unité 2 – sable limoneux, Pléistocène indéterminé
- unité 3 – sable jaune lité, Pléistocène indéterminé
- unité 4 – limon sableux lité
- unité 5 – lits contrastés de sable et limon argileux
- unité 6 – lits contrastés de sable et limon argileux en ravine ou argile verte en petits chenaux
- (*) – Les échantillons 3 à 5 ayant perdu un peu de leur humidité avant datation, les datations sont susceptibles d'être légèrement plus vieilles qu'affichées (dans tous les cas, correction < 2 ka)

Figure 276 – The Weichselian Pleniglacial attributed deposits along the Scarpe pipe-line

- unité 1 – Ypresian, clay
- unité 2 – silty loam, unspecified Pleistocene
- unité 3 – bedded yellow sand, unspecified Pleistocene
- unité 4 – bedded sandy silt
- unité 5 – contrasting sand and clayey silt beds
- unité 6 – contrasting sand and clayey silt beds in gullies or green clay in small channels
- (*) – Due to water loss, samples 3 to 5 are liable to be lightly older than the indicated dates (in any case, correction < 2 ky)

A. Gazoduc « unité 4 » : formation fluviatile limoneuse ou sablo-limoneuse

En limite d'observation (jusqu'à environ 3 m de profondeur), nous avons rencontré une formation à dominante limoneuse, finement litée, gleyifiée. Elle comporte quelques passées organiques (unité 4, figure 276, photo 63, partie I.14-2.2.1). L'unité n'est pas directement datée.

B. Gazoduc « unités 5 et 6 » : formations fluviatiles litées à texture contrastée datées du Pléniglaciaire supérieur

Deux formations litées à texture contrastée (unités 5 et 6 sur la figure 276, partie I.14-2.2.2) ont été observées. L'unité 5 est présente sur toute la plaine. Elle est constituée de lits de sable et limon (photos 63 et 140). Les lits sont localement nettement granoclassés (passage du sable à l'argile) et témoignent d'un écoulement cyclique contrasté en chenal (photo 66). En d'autres endroits de petits chenaux sont comblés d'abord par des lits épais semblables (centimètre à plusieurs centimètres) de sable et de limon puis

n°	lieu / place	point dans la base de donnée / point in the data base	rapport
1	Fliers-en-Escrebieux 2005	1739 et 1740	Legrand et Leroy, 2006
2	Lallaing « rue Montozon » 2006	1744 à 1747	Berne, 2006
3	Lallaing « rue Jehanne de Lallaing » 2006	1731 à 1734	Deschodt, 2006b
4	Gazoduc 2004	1584 à 1721	Feray, 2009a Deschodt et al., 2012
5	Wandignies-Hamage 2006	929 et 930	Louis, 2006
6	Hasnon 2006	1558 à 1570	Henton et Deschodt, 2006a
7	Sars-et-Rosières 2007	1736	Clotuche, 2007
8	Saint-Amand-les-Eaux, Mont-des-Bruyères (diagnostic) 2006	1571 à 1583	Deschodt et al., 2006b
9	Saint-Amand-les-Eaux, Port fluvial, 2005	1549 à 1557	Henton et Deschodt, 2005b Deschodt et al. 2012
10	Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK Stérilyo, 2006	1722 à 1730	Henton et Deschodt, 2006b
11	Waziers, « Bas-Terroir » 2013	4183 à 4222	Antoine et al., 2013 Sergent et Petite, 2013

Table 41 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe

Table 41 - Observations of Pleniglacial attributed deposits in the Deûle and Marque, Espierre valleys

par une masse limoneuse où des lamines sableuses très fines continuent de témoigner d'une cyclicité (photo 67 et figure 134). Ce dernier faciès est interprété comme un remplissage dû à des inondations saisonnières de chenaux abandonnés. L'unité 5 a été datée par OSL en trois endroits de la plaine ($20,16 \pm 1,97$ ka, $21,6 \pm 2,0$ ka, $27,95 \pm 2,62$ ka).



Photo 140 - Gazoduc Scarpe « unité 5 » : exemple du faciès le plus commun, lits de sable et limon
base du sondage gazoduc n°57 (BDLD n°1601, près du « méandre de Vred »)

Photo 140 - Scarpe Pipe-line « unit 5 » : exemple of the most common facies, beds of sand and loam
bottom of pipe-line pit n°57 (BDLD n°1601, near the « Vred meander »)



Photo 141 - Lits de sable et limon blanc calcaire en rive droite de la Scarpe
sondage SP1 rue Jehanne de Lallaing à Lallaing (BDLD n°1731, localisation n°3 sur la figure 275), sédiment vu dans le godet ; exemple d'un équivalent de l'unité 5 du transect gazoduc avec alimentation en carbonate par le versant de l'Ostrevant

Photo 141 - Beds of sand and white calcareous silt in the right bank of Scarpe
SP1 core, Jehanne de Lallaing street in Lallaing (BDLD n°1731, location n°3 figure 275), sediment in the bucket ; example of pipeline unit 5 equivalent with carbonate from the Ostrevant slope

L'unité 6 est un remaniement en ravine, en contexte de versant, de dépôts fluviatiles antérieurs. Elle est difficile à distinguer de l'unité 5. Elle n'est pas présente sur toute la plaine et se développe surtout sur la haute plaine. Une date OSL a donné $34,02 \pm 3,22$ ka. Elle a toutefois été rejetée, car probablement mal blanchie (présence dans le sédiment d'agrégats provenant de formations plus anciennes que le dépôt en ravine) (partie I.14-2.2.3).

C. Gazoduc « unité 7 » : formation éolienne datée du Pléniglaciaire supérieur

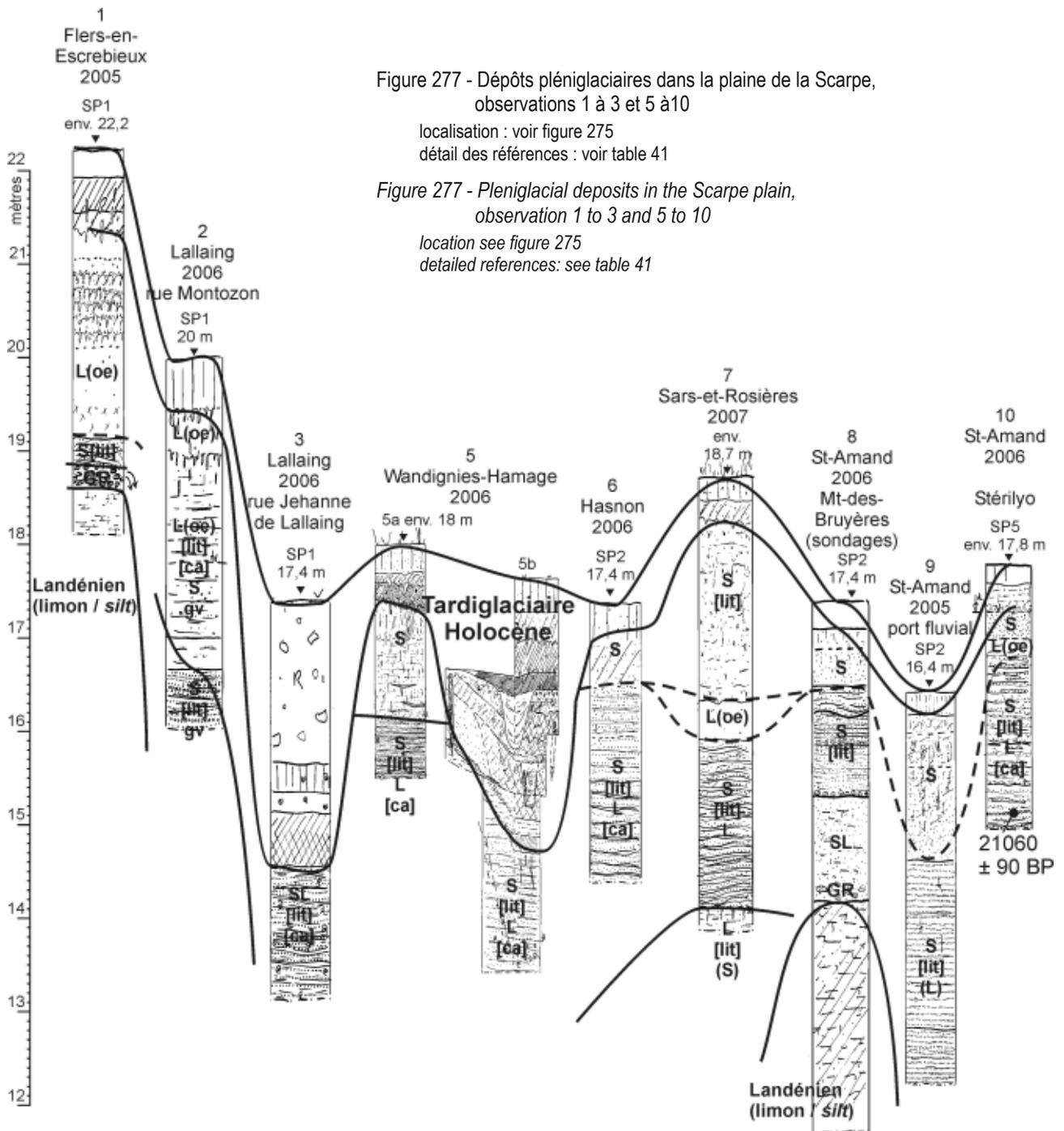
Une formation sableuse éolienne (unité 7 sur la figure 276, partie I.14-2.2.4) a été rencontrée sur de légères éminences dans la plaine. La limite entre l'unité 7 et l'unité sous-jacente (5 ou 6) est difficile à établir. Le faciès éolien présente des lits réguliers avec des intercalations de limon loessique sous forme de lamines (photos 70 et 71) ou de lits de plusieurs centimètres (photo 72). La formation bénéficie de datations OSL ($21,6 \pm 2,0$ et $14,7 \pm 2,7$ ka).

2.3.3. Autres observations et comparaison avec le gazoduc

A. La plaine loessique à l'ouest, de Flers à Lallaing

Une observation dans la vallée de l'Escrebieux peu avant son entrée dans la plaine (n° 1 sur les figures 275 et 277) a rencontré une couverture de loess typique chargée en graviers de craie. Seul le contact avec le substrat landénien est marqué par une activité fluviatile sur quelques décimètres. Comme dans la partie amont de la vallée de la Deûle (région de Carvin, partie II.2-2.2.2D), rien ne distingue clairement cette stratigraphie du fond de vallée et de celle des versants.

Les opérations archéologiques de la communauté de communes du Douaisis ou les décapages BTP effectués dans le secteur Waziers / Frais-Marais / Sin-le-Noble (zone basse ou l'ouest de n° 2 sur la carte) montrent une couverture loessique en surface dans la plaine. L'observation de Waziers « Bas Terroir » (partie I.13-) confirme cette stratigraphie, avec des formations litées sablo-limoneuses scellées par un dépôt limoneux, peu épais, mais indéniablement loessique et homogène. La couverture loessique se prolonge jusqu'à Lallaing (rue Montozon, n° 2) où elle présente un faciès riche en graviers de craie. À cet endroit, le loess recouvre des dépôts fluviatiles provenant du versant sud de l'Ostrevant.



La partie ouest de la plaine est comparable à la vallée de la Deûle ou de la Marque, avec en surface une formation loessique de la fin du Pléniglaciaire supérieur, en continuité avec le loess de versant. Dans la plaine, le loess recouvre des dépôts fluviatiles sableux antérieurs. En accord avec les cartographies réalisées par Hervé Fourrier sur le Pléistocène de la plaine (Fourrier, 1989), la couverture loessique s'interrompt assez brutalement à Lallaing après un dénivelé de plus de trois mètres. Une zone un peu plus sableuse remonte vers l'aval dans le secteur Leforest / Roost-Warendin. Il s'agit probablement du remaniement fluviatile contemporain du dépôt de loess limité à une bande restreinte alimentée en sable par la bordure de la Pévèle.

B. La plaine sableuse, en aval de Lallaing

À partir de l'observation de Lallaing « rue Jehanne de Lallaing » (n° 3 sur les figures 275 et 277) en contrebas de l'observation Lallaing « rue Montozon » (n° 2), la sédimentation attribuable au Pléistocène est partout à dominante sableuse (avec éventuellement un recouvrement tourbeux holocène plus ou moins important). Des comparaisons directes peuvent être faites avec le gazoduc, avec notamment l'observation en tout point, en profondeur, d'un dépôt de sable et de limon lité avec un contraste textural important directement corrélable à l'« unité 5 » du transect gazoduc, datée du Pléniglaciaire supérieur. Une différence notable est toutefois la forte proportion

de calcaire contenue dans les alluvions en rive droite de la Scarpe (n° 3, 5, 6 et 10). L'influence de la lithologie du versant de l'Ostrevant crayeux est nette. Elle se traduit par la généralisation d'un faciès calcaire avec parfois la présence de limon plastique très clair (exemple sur la photo 141) qui rappelle le faciès de « décantation » des loess remaniés rencontrés au nord de Lille dans la vallée de la Deûle (partie II.2-2.2.2A).

Au-dessus de cette formation, nous rencontrons un dépôt sableux pédogenisé. Dans le cas de Wandignies-Hamage (n° 5) et Hasnon (n° 6), nous proposons une corrélation avec l'« unité 7 » du Gazoduc (sable éolien de la fin du Pléniglaciaire supérieure). Dans chacun de ces cas, l'observation correspond à un léger relief interprété comme dune (BDLD n° 929 et 930, et n° 1558 à 1561). Toutefois, en l'absence de datation, il est possible qu'une partie des dépôts sableux appartienne au Tardiglaciaire (Dryas récent, partie II.3-1.2.5).

À Sars-et-Rosières (n° 7) et Saint-Amand-les-Eaux « usine GSK » (n° 10), la formation sableuse en surface est séparée de la formation fluviatile à texture contrastée par quelques décimètres de limon gleyifié qui présentent les caractéristiques d'un loess. La présence de petits placages de loess au sein de la plaine n'est guère étonnante : nous savons que la couverture loessique contemporaine s'étend sur l'extrémité ouest de la plaine et que des passages loessiques sont associés aux dépôts sableux dans l'unité 7 du gazoduc. Sur l'usine GSK, le sondage se situe dans un léger creux et la comparaison avec les sondages environnants (BDLD n° 1722 à 1730) permet d'envisager un petit dépôt loessique dans un chenal abandonné.

À Sars-et-Rosières (n° 7), le sondage a rencontré en profondeur un limon lité sablonneux. Une corrélation est possible avec l'« unité 4 » du gazoduc.

2.3.4 Récapitulatif des données chronologiques

Nous présentons sur la figure 278 et la table 42 les datations numériques dans la plaine de la Scarpe. Aux datations du gazoduc déjà évoquées, nous ajoutons une date C14 effectuée à Saint-Amand-les-Eaux « GSK » (n° 10 sur la figure 275). Des lits de sable et de limon calcaire, équivalents de l'unité 5 du gazoduc, contiennent vers 2,5 m de profondeur un lit de petits débris organiques (figure 279 et photo 142) datés à $21\,060 \pm 90$ BP (Lyon-4935, SacA-10419) soit

$25\,212 \pm 372$ Cal BP avec la courbe de calibration CalPal_2007_HULU (Weninger et Jöris, 2008). La lecture du MNT permet de constater que ce dépôt est probablement dû à l'activité d'un axe affluent de rive droite qui provient du versant occupé par l'actuelle forêt de Saint-Amand au nord de la station thermale.

Une série de datation OSL effectuée sur le site de Saint-Amand-les-Eaux « Mont-des-Bruyères » apporte des informations complémentaires bien que le site ne soit pas strictement en fond de vallée. Il occupe le bas de versant d'une colline développée dans le sable marin éocène et domine de quelques mètres le point d'observation n° 8 (figure 275). Un gisement paléolithique moustérien de tradition acheuléenne a été préservé à la faveur d'un petit dénivelé formé par un lobe de solifluxion. Le gisement se poursuit sur le revers du lobe mais est, en cette position, fortement remanié. Au-delà il se perd dans les labours (figure 280). Le niveau archéologique se développe au sein d'un sable éolien (unité « C ») qui repose sur le front de solifluxion et sur un sable fluviatile associé au front de solifluxion (unité « B »). Il est recouvert de formation fluviatile sablo-limoneuse (Unité « D »). Le fait à retenir pour l'histoire géologique et paléogéographique de la plaine est le dépôt de l'unité « B » (sable fluviatile sur versant) selon une pente forte (parfois supérieure à 10 %) et directement sur le substrat ante-quadernaire (sable marin glauconieux éocène). La pente ne peut avoir perduré très longtemps sous cette forme : le sable meuble qui constitue le substrat permet le rétablissement rapide d'un profil d'équilibre. Dater le front de solifluxion et le dépôt fluviatile aval associé (premiers processus de pente enregistrés qui participent à une rectification) permet donc de poser un terminus *ante quem* à une activité fluviatile suffisamment vigoureuse au pied de la colline pour permettre le rajeunissement du versant et le maintien d'une pente forte. Quel que soit le processus envisagé, il implique l'évacuation efficace d'un volume considérable de sable. Deux dates OSL ont été obtenues sur les premiers dépôts de versant : $56,85 \pm 4,14$ et $58,50 \pm 7,06$ ka. C'est donc au début du Pléniglaciaire moyen que l'activité fluviatile diminue suffisamment à cet endroit de la vallée pour permettre le début de la rectification du versant. Subsidairement, la date sur le dépôt sableux éolien contenant l'industrie donne un jalon sur une phase d'activité éolienne ($49,2 \pm 3,34$ ka). Nous proposons d'associer l'occupation humaine à un interstade du début du Pléniglaciaire moyen et peut-être à celui de Glinde, Greenland Interstadial (oscillation de Dansgaard-Oeschger) n° 14 (Behre et Plicht, 1992 ; Dansgaard *et al.*, 1993).

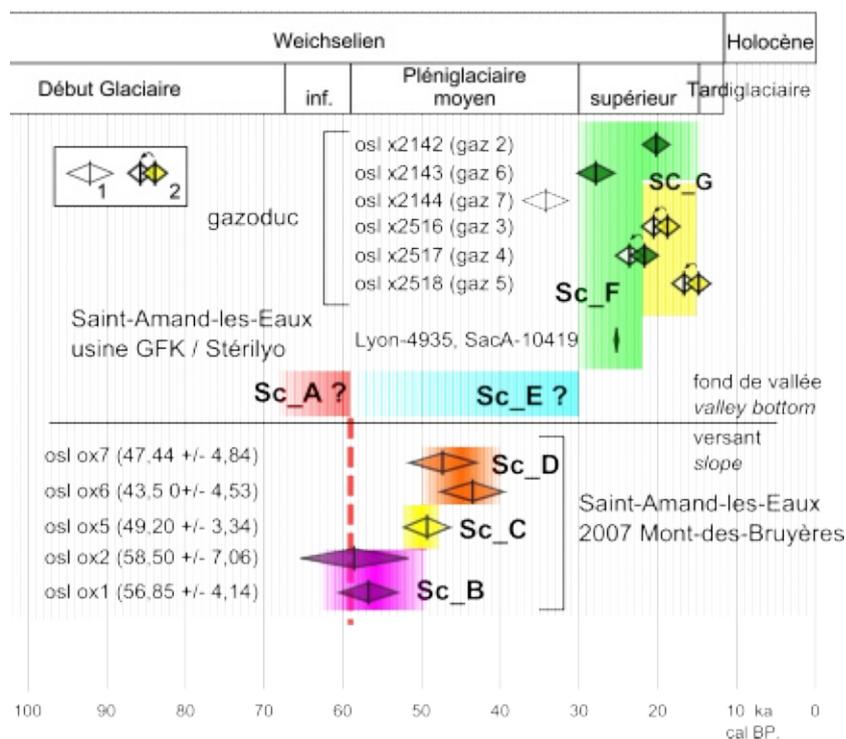


Figure 278 - Les datations de dépôts du Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe

- 1 – osl X2144, échantillon probablement mal blanchi, rejeté
- 2 – correction maximum possible (perte d'humidité de l'échantillon)
- Sc_A – rectification du versant du Mont-des-Bruyères, indication indirecte d'une forte activité fluviale en fond de vallée
- Sc_B – premier dépôt sur versant après son rajeunissement
- Sc_C – éolien sur versant
- Sc_D – dépôts fluviatiles sur versant
- Sc_E – unité 4 du gazoduc, activité fluviale faible énergie
- Sc_F – unité 5 du gazoduc
- Sc_G – unité 7 du gazoduc, éolien en fond de vallée

Figure 278 - Dates of the Pleniglacial deposits in the Scarpe plain

- 1 – osl X2144, insufficient blanking, rejected
- 2 – maximum possible age (sample moisture loss)
- Sc_A – Mont-des-Bruyères slope rectification, indirect indication of strong fluvial activity in the valley bottom
- Sc_B – first slope deposit after rejuvenation
- Sc_C – aeolian deposit on slope
- Sc_D – fluvial deposit on slope
- Sc_E – gas pipeline unit 4, low energy fluvial activity
- Sc_F – gas pipeline unit 5
- Sc_G – gas pipeline unit 7, aeolian deposit in the valley bottom

2.3.5 Observation du modelé de détail et réflexions sur la morphostratigraphie et les héritages morphologiques du Pléniglaciaire

A. État des connaissances, observations et documents disponibles

La plaine est ponctuée de nombreux petits reliefs (petites éminences, buttes allongées, dénivelés rectilignes) très largement exploités par l'occupation humaine (routes, villages-rue, réseau de drainage). Les dénivelés sont toujours modestes, parfois quelques décimètres et au maximum quelques mètres (Hervé Fourier dans sa thèse note un maximum de 2,9 m pour les modelés les mieux exprimés qui émergent de la basse plaine). Toutefois, la perception et la compréhension des reliefs sont limitées par l'absence de carte suffisamment détaillée (et jusqu'à l'obtention du Lidar Scarpe, cf. infra partie II.2-2.3.5D). La carte IGN 1/25 000 reste trop imprécise pour les appréhender. Un passage sur le terrain permet toutefois d'en noter l'abondance et souvent l'intrigante

régularité (talus rectilignes, formes courbes...) qui se répercute sur certains aménagements (système de drainage, axe de circulation...). Certains reliefs sont expliqués par le développement de dunes (Fourrier, 1989). Le transect gazoduc (partie I.14- et Deschodt *et al.*, 2012) a permis de confirmer cette interprétation. Il a également permis d'envisager l'importance d'un héritage conjoint de l'activité fluviale. D'autres opérations ont conforté l'approche morphostratigraphique (Wandignies-Hamage, Hasnon, Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial ») tant pour les reliefs dunaires que pour les traces de chenaux. En cours de rédaction de notre travail, la réception d'un modèle numérique de terrain lidar a permis d'avoir une perception précise de l'ensemble du relief de la plaine (figure 281). Avec ce document, la lecture du modelé fluviale et éolien devient dès lors possible et la pertinence d'une approche morphologique pour l'étude de la fin du Pléistocène supérieur s'affirme comme une évidence. Après un récapitulatif des apports du gazoduc sur la morphostratigraphie de la plaine, nous développerons un commentaire du MNT Lidar Scarpe en débordant éventuellement du cadre strict du Pléniglaciaire (figure 281 à 292).

Radiocarbhone						
Lieu	stratigraphie	n°labo	BP	±	Cal B P	±
St-Amand, Port-fluvial	St-Amand, port fluvial bois dans un chenal actif / wood in a activ channel cf. I.14-	Lyon-4935 (SacA-10419)	21060	90	25212	372

calibration 1 sigma, effectuée avec CalCurve, CalPal2007 HULU (Weninger et Jöris 2008)

OSL					
Lieu	Stratigraphie	n°labo	date (ka)	±	
gazoduc scarpe	osl2, unité 5, rive méandre Vred, cf. I.14-	X2142	20,16	1,97	
gazoduc scarpe	osl6, unité 5, interfluve Coutiches bas, cf. I.14-	X2143	27,95	2,62	
gazoduc scarpe	osl7, unité 6, interfluve Coutiche ravine, cf. I.14-	X2144	34,02	3,22	
gazoduc scarpe	osl3, unité 5, dune Câtelet, cf. I.14-	X2516	18,7 (*)	1,7	
gazoduc scarpe	osl4, unité 7, sous dune Câtelet, cf. I.14-	X2517	21,6 (*)	2,0	
gazoduc scarpe	osl5, unité 7, dune Bas du Quesnoy, cf. I.14-	X2518	14,7 (*)	1,7	
Saint-Amand, MdB 2007	SAE21, LR, unité B			non daté	
Saint-Amand, MdB 2007	SAE22, LR, unité C			16,8 (**)	
Saint-Amand, MdB 2007	SAE23, CT2, unite C			non daté	
Saint-Amand, MdB 2007	SAE24, prélèvement sur la fouille nord à proximité du silex brûlé SAE31			30,2 (**)	
Saint-Amand, MdB 2007	SAE31, silex brûlé SAE31			+4,2-3,7	
Saint-Amand, MdB 2007	ox1, CT1, unité B (partie inférieure)			56,85	
Saint-Amand, MdB 2007	ox2, CT1, unité B (partie supérieure)			58,5	
Saint-Amand, MdB 2007	ox3, LR, unité A			non daté	
Saint-Amand, MdB 2007	ox4, LR, unité B			non daté	
Saint-Amand, MdB 2007	ox5, LR, unité C			49,2	
Saint-Amand, MdB 2007	ox6, LR, unité D (base)			43,5	
Saint-Amand, MdB 2007	ox7, LR, unité D (partie centrale)			47,44	
Saint-Amand, MdB 2007	ox8, LR, unité E			9,95 (***)	

Table 42 - Datations effectuées sur des dépôts de la plaine de la Scarpe attribués au Pléniglaciaire weichselien

(*) – les échantillons 3 à 5 ayant perdu un peu de leur humidité avant datation, les datations sont susceptibles d’être légèrement plus vieilles qu’affichées (dans tous les cas, correction < 2 ka) / Due to a water loss, samples 3 to 5 are liable to be lightly older than posted ones (in any case, correction < 2 ka)
 (**) – non cohérent avec les autres dates
 (***) – non fiable

Table 42 - Dating of Weichselian Pleniglacial attributed deposits in the Scarpe plain

(*) – due to water loss, samples 3 to 5 are liable to be lightly older than the indicated dates (in any case, correction < 2 kya)

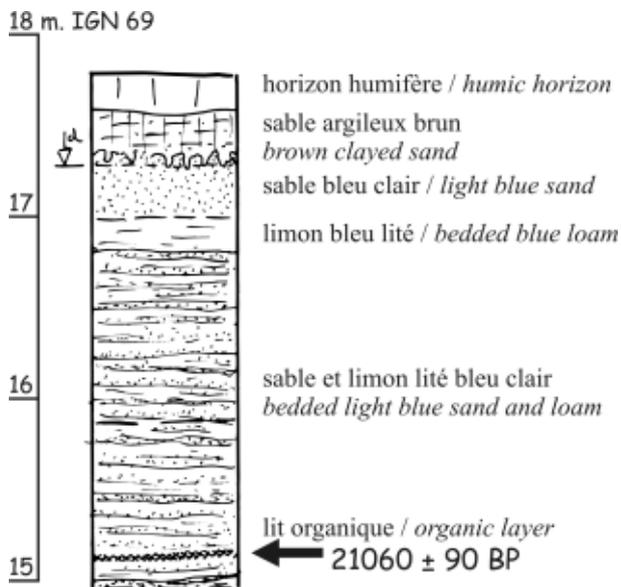


Figure 279 - Exemple d’alluvions périglaciaires calcaires avec niveau organique (Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK)

localisation n°10 figure 275
 code datation Lyon-4935 (SacA-10419)

Figure 279 - Example of calcareous Pleniglacial alluvium with an organic layer (SaintAmand-les-Eaux, GSK factory)

location n°10 on figure 275
 date code number Lyon-4935 (SacA-10419)



Photo 142 - Exemple d’alluvions périglaciaires calcaires avec niveau organique (Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK)

localisation n° 10 figure 275
 code datation Lyon-4935 (SacA-10419)

photo 142 - Example of calcareous periglacial alluvium with an organic layer (SaintAmandlesEaux, GSK factory)

location n°10 figure 275
 date code number Lyon-4935 (SacA-10419)

B. L'apport du gazoduc

Des traces de chenaux

Le transect du gazoduc a permis d'interpréter le lit majeur actuel du ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe, comme la trace d'un large chenal pléniglaciaire peu profond (partie I.14-2.3, figure 138). Nous avons envisagé que ce système puisse être généralisé à l'ensemble de la plaine : les lits mineurs tardiglaciaires et holocènes incisent et occupent le dernier état des chenaux pléniglaciaires qui fonctionnent alors comme des lits majeurs. Des indices morphologiques visibles sur le terrain peuvent être interprétés comme modelés hérités de chenaux pléniglaciaires (photos 143 et 144, figure 283), voire de méandres dans la basse plaine (photo 145). La présence de méandre est également suggérée par les formes courbes affectées par les axes de circulation ou les zones humides visibles sur la carte (figures 284 et 285). Le MNT lidar a confirmé sans ambiguïté cet héritage (cf. *infra*).

Dissymétrie nord-sud de la plaine : un glacis fluvial

La mobilité des écoulements explique la morphologie en glacis de la plaine haute (figure 27). Cette dernière résulte de la coalescence de vastes cônes d'épandage très étalés (de l'ordre de 5 à 7 m de haut pour environ 5 km d'extension, soit une pente moyenne d'un peu plus de 1 ‰) entre le talus bordier et la basse plaine. La Pévèle a alimenté le glacis en matériaux sableux. Ces formes se différencient des glacis de types *cryopediment* observés fréquemment au pied des versants doux sableux (cf. partie II.2-3.2.1) par le fait que leur genèse est due à des cours d'eau constitués et qu'elles pénètrent plus profondément dans la plaine. Toutefois, il n'y a pas de limite stricte avec les *cryopediment* et il devrait être possible d'observer une transition progressive dans l'espace ou dans le temps (cf. par exemple la mobilisation des matériaux par des écoulements en ravine, unité 6, figure 135 et photo 69, partie II.2-2.3.2B).

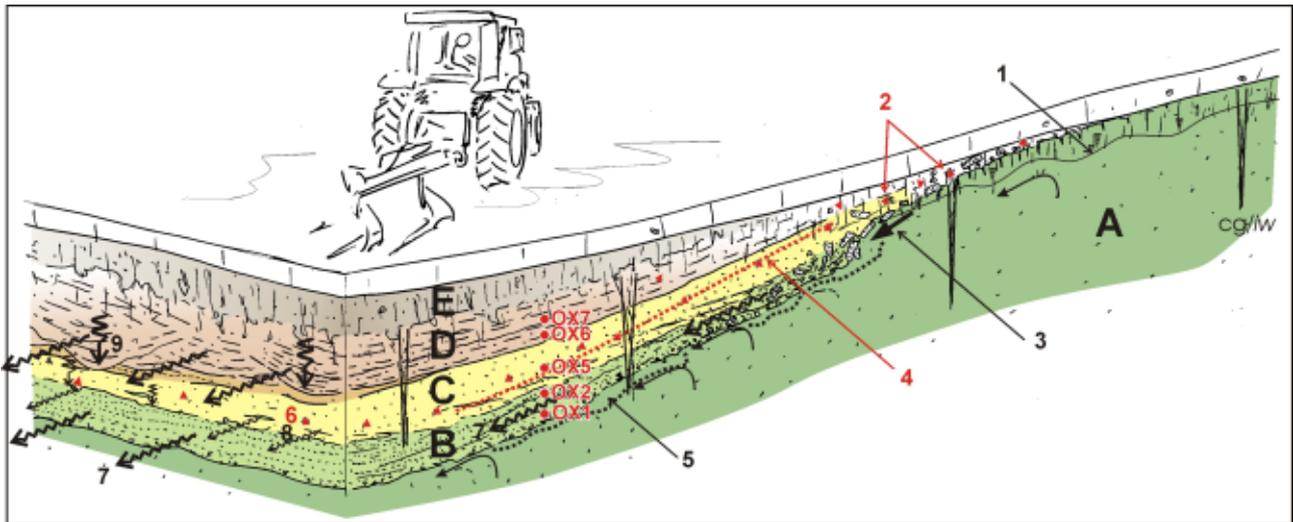


Figure 280 - Bloc diagramme schématique et interprétatif du site paléolithique du « Mont des Bruyères » à Saint-Amand-les-Eaux et localisation des datations OSL

- unité A – sable marin glauconieux landénien in situ
- unité B – sable lité glauconieux et graviers de grès, fluviale sur versant
- unité C – sable jaune, éolien avec remaniement fluviale diffus et progressif vers le bas de versant
- unité D – sable et limon lité, fluviale sur versant
- unité E – sable brun
- cg/iw – coin de glace
- 1 – illuviation
- 2 – industrie lithique remaniée
- 3 – front de solifluxion, pavage de grès
- 4 – niveau archéologique, bonne conservation
- 5 – unité A déformée par un fauchage cryogénique
- 6 – démantèlement progressif du niveau archéologique vers le bas du versant
- 7 – traces d'écoulements sur versant
- 8 – apparitions de traces d'écoulements sur versant
- 9 – ravines
- ox1 à ox7 – datation OSL, voir table 42

Figure 280 - Schematic and interpretative block diagram of the « Mont des Bruyères » palaeolithic site in Saint-Amand-les-Eaux and location of OSL dates

- unité A – glauconian landenian marine sand, in situ
- unité B – bedded glauconious sand and sandstone gravels fluvial on the slope
- unité C – yellow aeolian sand with fluvial reworking, diffuse and progressive towards the base of the slope
- unité D – bedded sand and silt, fluvial on the slope
- unité E – brown sand
- cg/iw – ice wedge
- 1 – illuviation
- 2 – reworked lithic industry
- 3 – solifluxion front sandstone pavement,
- 4 – archaeological layer, good preservation
- 5 – unit A deformed by a cryogenic disturbance
- 6 – progressive dismemberment of the archaeological layer towards the base of the slope
- 7 – traces of stream flow on the slope
- 8 – appearance of traces of flow on the slope
- 9 – ravines
- ox1 à ox7 – OSL dates, see table 42

Des dunes

Le transect gazoduc a confirmé la présence de petites dunes dans la plaine. De légers reliefs sont composés de sable éolien (« unité 7 ») avec une composante loessique plus ou moins marquée I.14-2.2.4. L'accumulation éolienne est postérieure au dépôt fluviatile de l'« unité 5 » et datée par OSL de la fin du Pléniglaciaire.

C. Wandignies-Hamage et Saint-Amand « Port fluvial »

Les sondages de Wandignies-Hamage (annexe références 929 et 930, n° 5 sur la figure 275) et ceux d'Hasnon (annexe références 1558 à 1579, n° 6 sur la figure 275) confirment la présence de petits reliefs éoliens.

La microtopographie de Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial » (partie I.15-, n° 9 sur la figure 275) a permis de mettre en évidence les traces de deux chenaux pléistocènes, l'un recoupant l'autre (figure 153). En tout point, le sédiment est composé d'une alluvion sableuse avec en profondeur des lits bien marqués. Près de la surface, les lits sont masqués par la pédogenèse. Le chenal le plus récent, large d'environ 40 m, profond d'un peu plus d'un mètre est le mieux marqué. Il est réoccupé par un chenal holocène plus profond mais de taille inférieure. Il s'agit probablement de différents états d'un affluent de la Scarpe provenant de la forêt de Saint-Amand (au sud de Thermal et au nord du Mont-des-Bruyères).

D. Le LIDAR Scarpe : des modelés fluviaux et éoliens

Postérieurement aux travaux présentés ci-dessus, la réception d'un MNT précis sur la plaine (figure 281) a confirmé la morphologie héritée (figure 282). Nous faisons dans la présente partie un recensement des formes telles que nous les lisons, sans a priori chronologique. Les formes décrites dépassent éventuellement le strict cadre du Pléniglaciaire. Une discussion est proposée *infra* sur la chronologie.

Figure 281 - Scarpe LiDAR DEM with cited place names and details displayed within

MNT data provided by DREAL Nord-Pas-de-Calais
locations of A to F: figures 284 to 292 locations
1 to 34: cited place names in the part II.2-2.3.5D

De larges méandres à foison

La présence de méandre, soupçonnée, est maintenant confirmée sans ambiguïté par le Lidar. Les eaux se concentrent dans la plaine basse et s'écoulent vers l'est et l'Escaut en dessinant des méandres entre 0,5 et 2 km de large. Les défluviations répétées ont multiplié ces formes sur toute la basse plaine sableuse, à partir de Vred. Plus à l'ouest, les traces sont moins abondantes et consistent en quelques tronçons rectilignes ou méandriformes plus difficiles à appréhender (figure 282). La mare à Goriaux occupe le sud de l'un d'eux (repères 1 sur la figure 282). Quelques méandres existent aussi dans la plaine haute. L'un d'eux, assez vaste, occupe le sud de la forêt de Marchiennes (repère 2). Leur trace est moins distincte, peut-être en raison d'un âge plus ancien ou, plus probablement, en raison d'une activité éolienne qui se surimpose aux modelés antérieurs et les estompe.

À l'ouest de la plaine, des sections de chenaux larges, probablement pléniglaciaires, sont repérées de manière discontinue : nord de Frais-Marais (repère 5), est de Râches (6), et peut-être sud de Roost-Warendin (7).

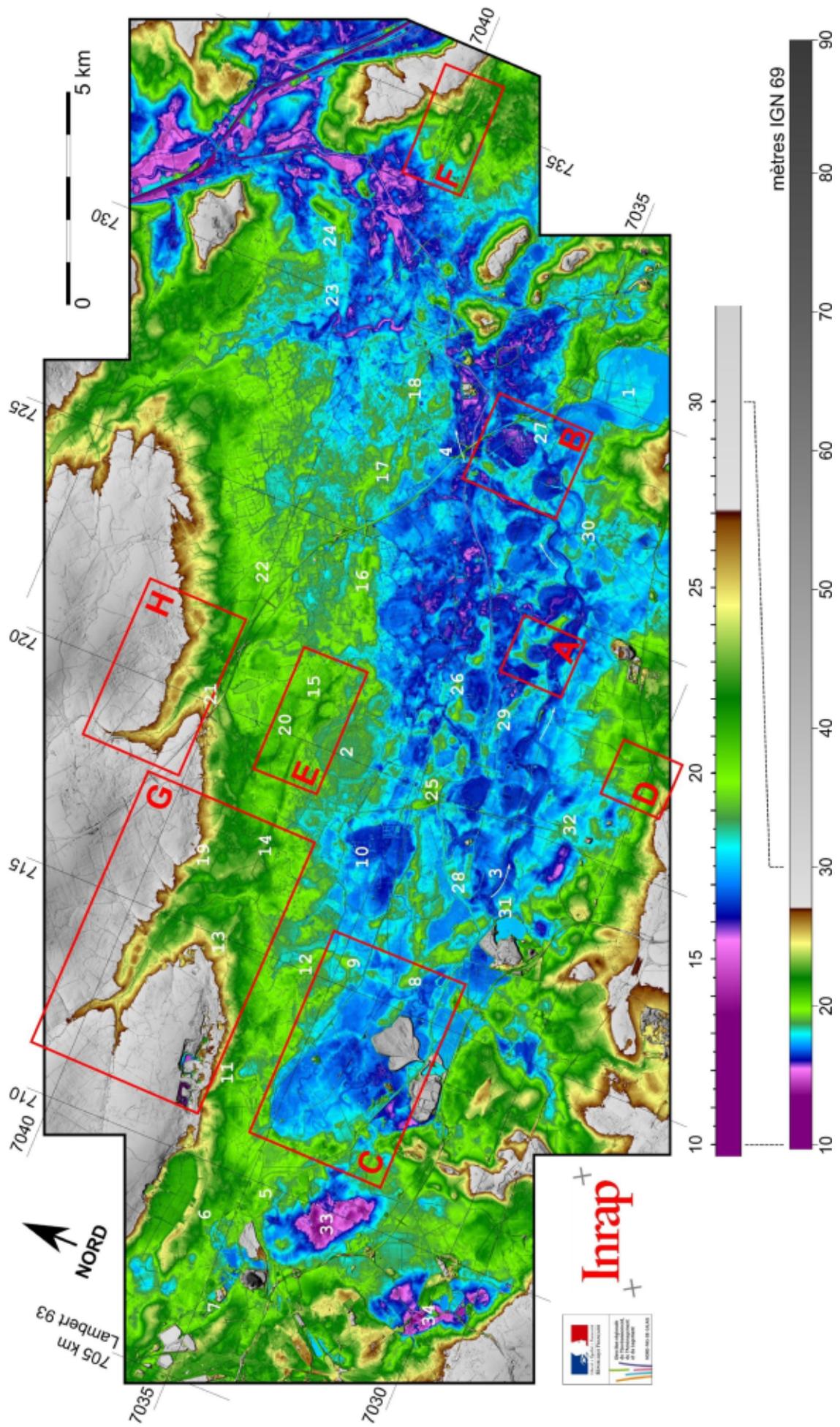
La morphologie fluviale devient bien distincte à partir de Vred. L'axe de drainage le plus net se situe au sud, de Rieulay (3) à Millonfosse (4) (flèches) avec un large chenal sinueux avec barres de méandres et nombreux déversements. Il traverse une plaine ponctuée de multiples méandres abandonnés.

De petits chenaux

Tous les chenaux ne sont pas larges et méandriformes. L'observation du tracé du gazoduc permet de percevoir le passage d'un chenal (4 sur la figure 286) qui n'a pas été perçu dans les sondages du gazoduc malgré la réalisation d'une tranchée en continu. La non-reconnaissance sur le terrain peut être due à un remplissage à dominante sableuse, similaire au sédiment fluvio-éolien encaissant. Nous sommes en présence d'un écoulement qui provenait de la Pévèle (un des chenaux du paléo-Ruisseau de Coutiches) et qui occupait un chenal étroit.

Figure 281 - MNT LiDAR Scarpe avec localisation des toponymes cités et des détails présentés *infra*

données MNT fournies par la DREAL Nord-Pas-de-Calais
A à F : localisations des figures 284 à 292
1 à 34 : toponymes cités dans le texte dans la partie II.2-2.3.5D



De petits méandres

En amont de Vred, des chenaux méandriques de gabarit nettement inférieur aux larges méandres du Pléniglaciaire occupent la zone de marais entre Flines-lez-Râches et Lallaing (figure 286). Ils sont attribuables à l'activité de la Scarpe depuis le Tardiglaciaire. Le méandre de Vred, de gabarit similaire, a été recoupé sur le transect gazoduc à proximité de sa confluence avec la Scarpe (8). La lecture du MNT permet d'affirmer qu'il n'est pas un état antérieur de la Scarpe ou d'un lit secondaire. Il est un des états du ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe, tout comme d'ailleurs le cours du Câtelet (9). Le ruisseau de Coutiches a dû subir de nombreuses défluviations avec des cours dirigés tantôt vers le sud et la Scarpe, tantôt vers le marais des Evoiches (10).

Des écoulements depuis les versants

Des traces d'écoulements provenant des versants sont sensibles aux environs du ruisseau de Coutiches dans la partie nord-ouest du Bois-de-Bouvignies, et, sur le versant opposé, à Fenain-Erre et à Arenberg à la jonction avec le versant. Près du ruisseau de Coutiches, ils sont très peu larges et se distribuent en éventail, confortant l'interprétation d'un cône de déjection. À Fenain, ils se situent au débouché d'un réseau de talwegs. Ils prennent la forme de petits chenaux linéaires (20 à 30 m de large) et anastomosés (40 à 50 m de large dans les zones de connexions) légèrement encaissés dans une bande plus large (environ 140 m de large) (figure 287 et photo 146). Nous ne connaissons pas l'âge de ces formes. Nous notons que la morphologie observée à Fenain est très proche de celle envisagée pour la fin du Pléniglaciaire supérieur sur la Marque à Bouvines (plusieurs petits chenaux peu profonds).

Figure 282 - Cartographic interpretation of the Scarpe LiDAR DEM

- 1 – Pévèle country talus structural border
- 2 – outlier hills in Eocene sand
- 3 – low plain
- 4 – high plain
- 5 – surface silt deposit (according to Fourier 1989) (Holocene organic deposits are not displayed)
- 6 – Sandy-silty or sand on surface (according Fourier 1989) (Holocene organic deposits are not displayed)
- 7 – channel marks visible on DEM
- 8 – meander marks visible on DEM
- 9 – sandy high points (dunes)
- 10 – small steep scarp visible on DEM
- 11 – closed depressions

Des dunes linéaires

Plusieurs reliefs rectilignes, ou des alignements de petits reliefs, se développent sur des axes ouest/est à ouest-nord-ouest/est-sud-est (figures 282 et 288). Nous les interprétons comme un système de dunes linéaires. Leur présence semble directement dépendre de la disponibilité du sable en surface (développement limité à la zone cartographiée par Hervé Fourier, figuré n° 6 sur la figure 288). La partie ouest de la plaine en est dépourvue. Leur genèse semble directement liée à l'abondance du matériel sableux local disponible.

Nous pouvons faire une liste non exhaustive des formes les plus évidentes. Elles sont en réalité plus nombreuses, en particulier dans la haute plaine où dunes basses et épandages sableux doivent se conjuguer et créer un relief proche des « *dekzandruggen* » (« crêtes de sable ») de la région éolienne sableuse septentrionale.

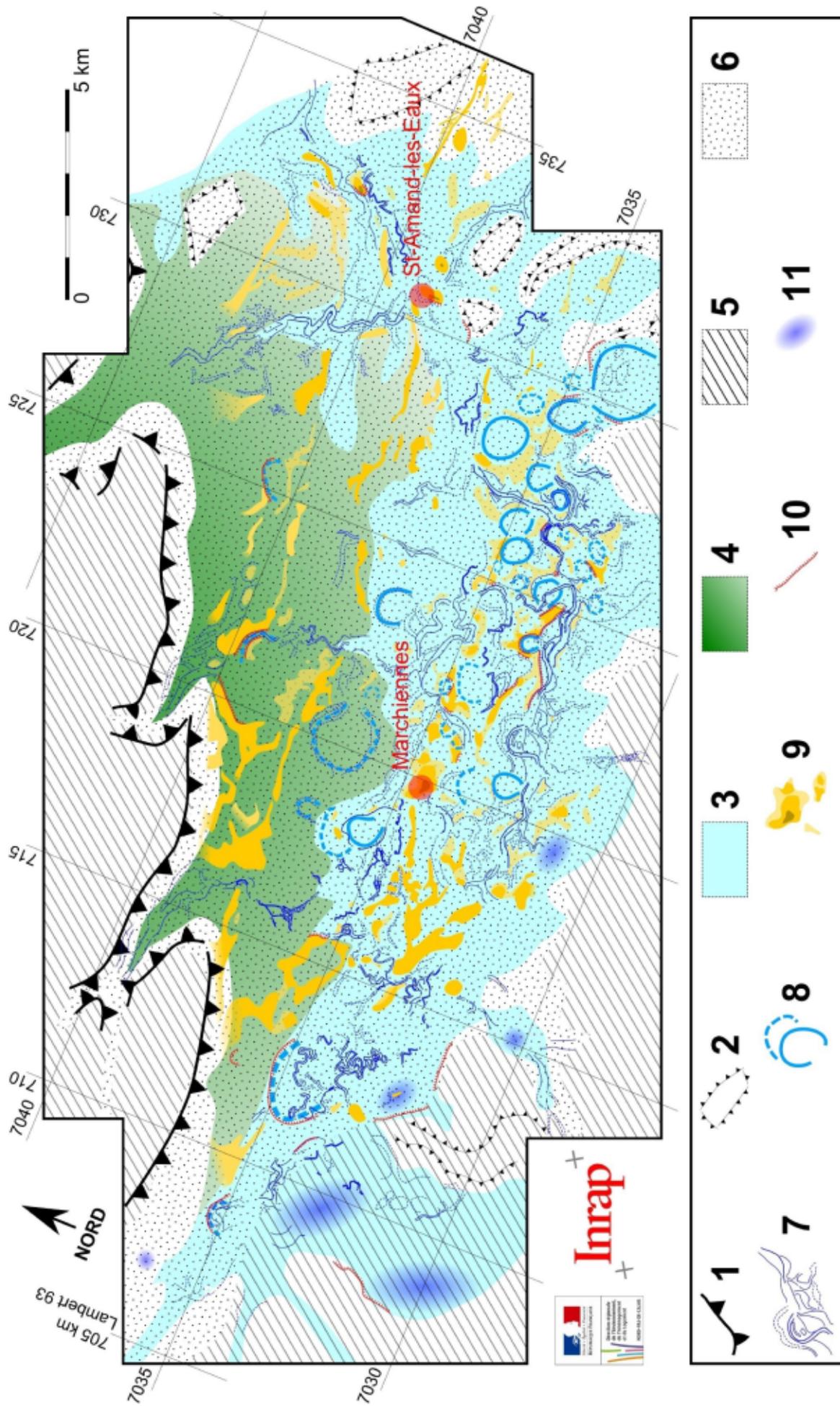
— « D1 », depuis Flines-lez-Râches lieu-dit « Les Sables » (11). La forme a été recoupée et datée par le gazoduc au « Bas-du-Quenoy » (12) (figures 136 et 137, photo 72). Les données (figures) prouvent sans ambiguïté qu'il s'agit bien d'une dune de la fin du Pléniglaciaire.

— « D2 » s'accroche au versant de la Pévèle entre Flines-lez-Râches et Coutiches (13). La forme s'interrompt à l'approche du ruisseau de Coutiches. Elle renaît au-delà du cours d'eau, à Bouvignies (rue principale) (14). Le modelé est net en forêt de Marchiennes où la couverture boisée a contribué à préserver la forme. Vers « la Croix-ou-Pile », plusieurs digitations peuvent être interprétées comme des terminaisons en crochet (15) (figure 289). La forme s'interrompt à l'approche du courant de L'entre-deux-Bois (section aval du Ruisseau de l'Hôpital) et reprend ensuite, elle constitue alors le site du village-rue de Brillon (16). Au-delà, il est possible de lui



Figure 282 - Carto interprétation du MNT LiDAR Scarpe

- 1 – talus bordier structural de la Pévèle
- 2 – collines témoins développées dans les sable éocène
- 3 – basse plaine
- 4 – haute plaine
- 5 – limon en surface (d'après Fourier 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés)
- 6 – limon sableux ou sable en surface (d'après Fourier 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés)
- 7 – traces de chenaux visibles sur le MNT
- 8 – méandre visible sur le MNT
- 9 – éminences sableuses (dunes)
- 10 – petit talus vigoureux visible sur le MNT
- 11 – zones basses fermées



raccorder un chapelet de petits reliefs allongés exploités comme axe de circulation jusqu'à Saint-Amand-les-Eaux (« L'Alène d'Or » 17, « Le Moulin Blanc » 18).

— « D3 » s'accroche au versant de la Pévèle au nord de Bouvignies (« La Petite Campagne » 19). L'endroit a été sondé à l'extrémité nord du transect du gazoduc. La forme a été qualifiée de « dune bordière » (Deschodt *et al.*, 2012). En fait, il s'agit d'une dune linéaire qui,



Photo 143 - Rive d'un probable chenal hérité du Pleistocène supérieur
Rieulay, le long de la D47

Photo 143 - Bank of a channel probably inherited from the Upper Pleistocene

Rieulay, along the departmental route 47

A – point of view, over IGN map and Scarpe MNT extracts

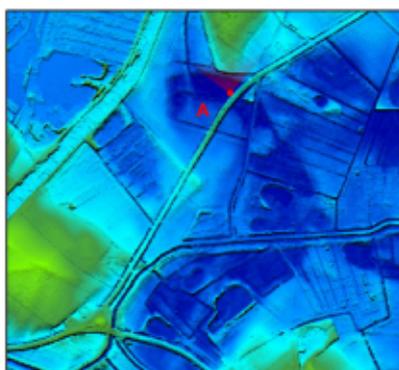
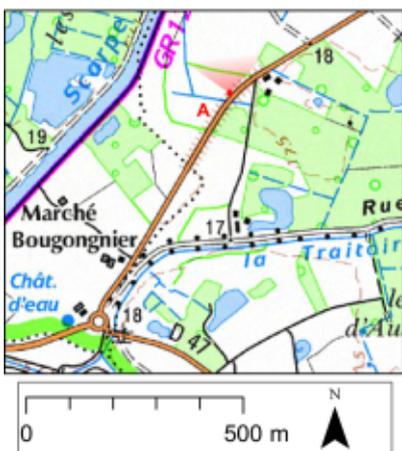


Figure 283 - Localisation de la rive probable présentée sur la photo 143

Rieulay, le long de la D47

A – point of view, sur un extrait de la carte IGN et du MNT Scarpe

Figure 283 - Location of the probable bank displayed on photo 143

Rieulay, along the departmental road 47

A – point of view, over IGN map and Scarpe MNT extracts



Photo 144 - Probable chenal pléistocène hérité inondé en hiver

Rieulay, le long de la D47 ; même lieu que la photo 143, montage panoramique vu sous un angle un peu différent de la photo 143 (mars 2006)

Photo 144 - Winter flooded probable inherited channel

Rieulay, along the departmental road 47, same place than photo 143, photo montage with a slight different point of view than photo 143 (mars 2006)

Figure 285 - Le méandre d'Hasnon
cadre B sur la figure 281

à gauche : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000

*Figure 285 - The Hasnon meander
inset B over figure 281*

left: extract corresponding to the 1/25000 IGN map

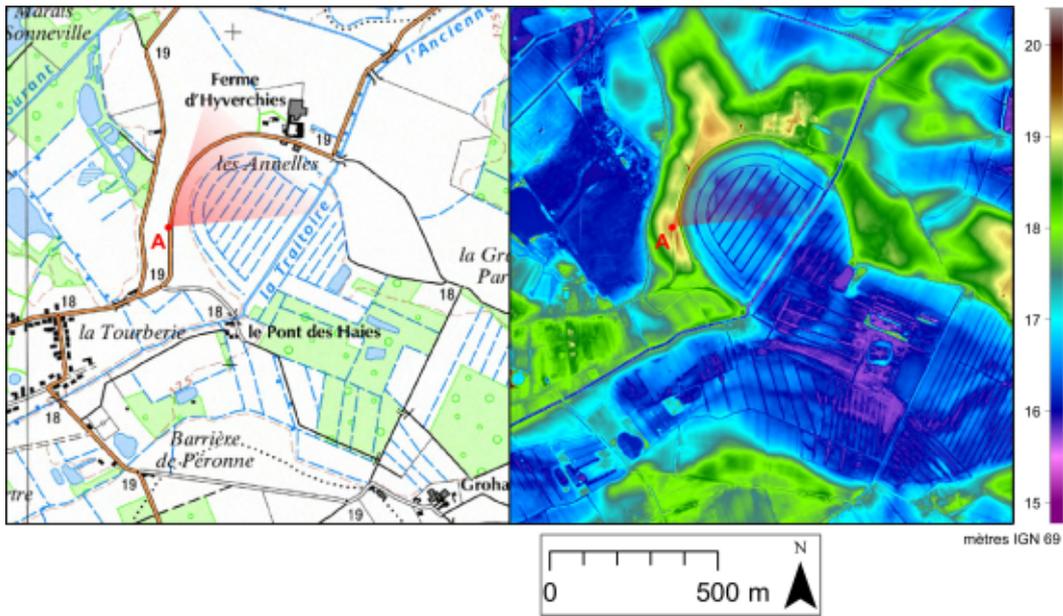


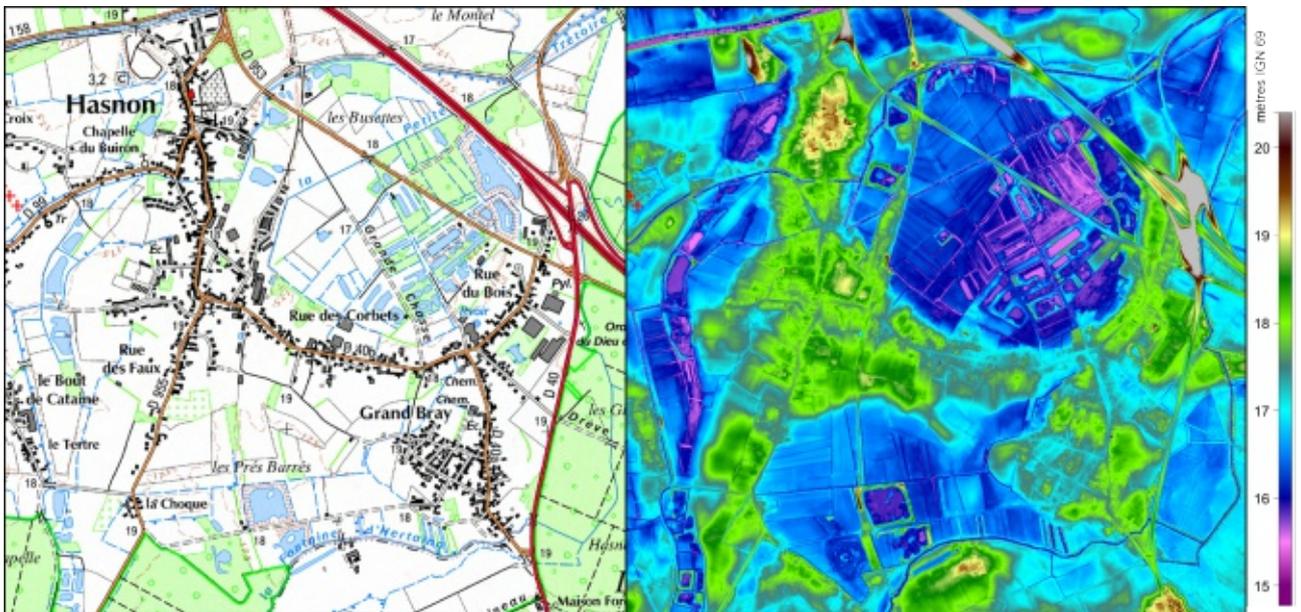
Figure 284 - Le méandre d'Hyverchies
 cadre A sur la figure 281
 à gauche : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000
 A – Point de vue de la photo 145

Figure 284 - The Hyverchies meander
 inset A over figure 281
 left side: extract corresponding to the 1/25000 IGN map
 A – photo 145 point of view



Photo 145 - Hyverchies, rive nord d'un probable méandre
 hérité du Pléistocène supérieur
 localisation sur la figure 284

Photo 145 - Hyverchies, north bank of a probable meander
 inherited from the Upper Pleistocene
 location: figure 284



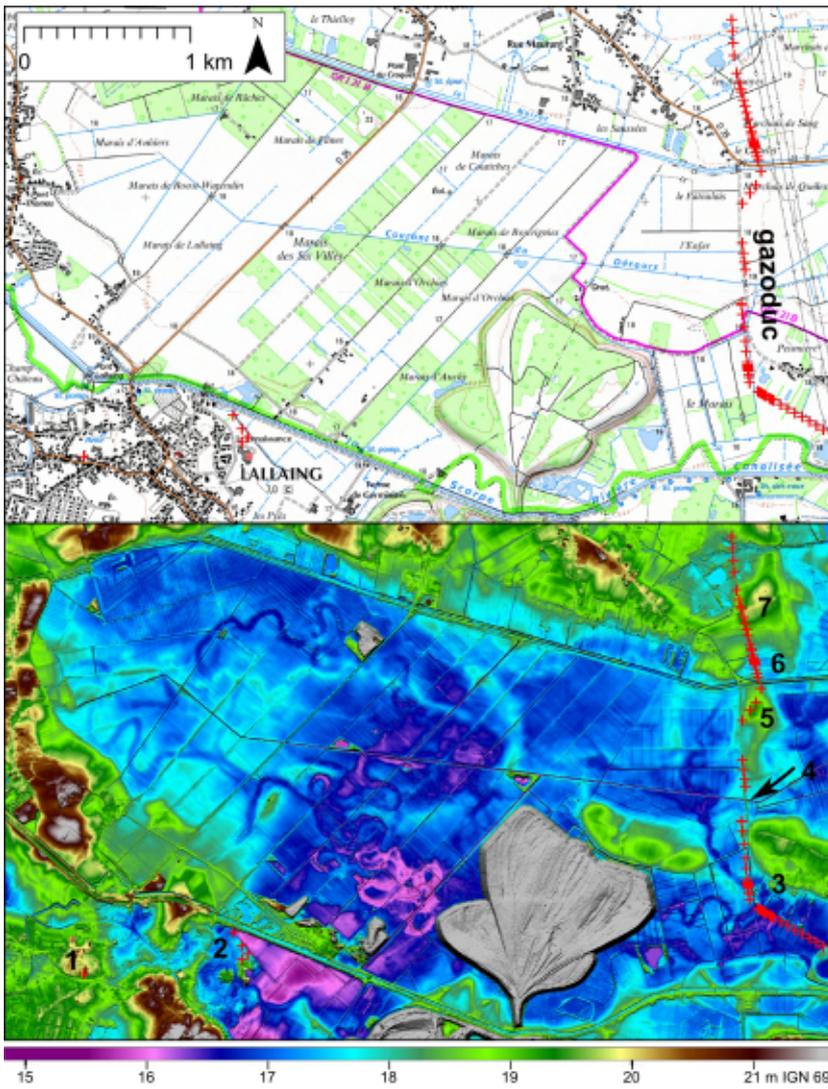
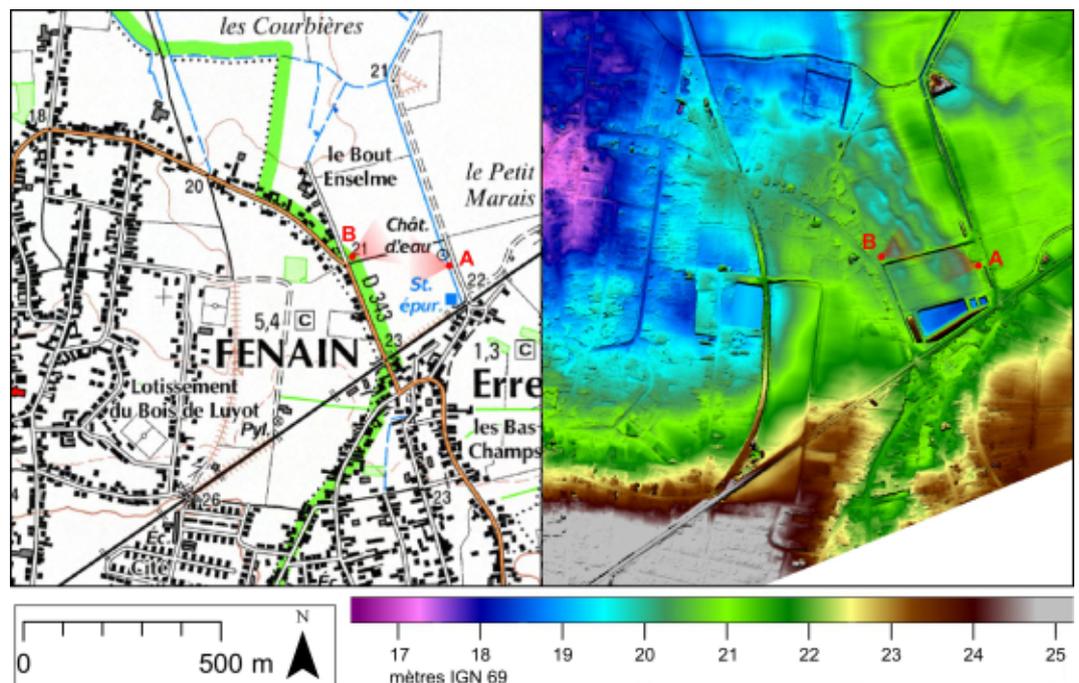


Figure 286 - Les méandres dans la zone marécageuse entre Flines et Lallaing
cadre C sur la figure 281
en haut : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000

Figure 286 - The meanders in the marshy area between Flines and Lallaing
inset C over figure 281
upper: extract corresponding to the 1/25000 IGN map

Figure 287 - Le bord de la plaine à Fenain-Erre et traces de petits chenaux
cadre D sur la figure 281
à gauche : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000
A et B – Points de vue des photos 146

Figure 287 - The plain border in Fenain-Erre and little channels marks
inset D over figure 281
left side: 1/25000 IGN map matching extract
A and B – photos 146 points of view



un peu plus vers l'est, s'écarte du bord de la plaine et se développe en parallèle à la forme D2. Elle s'en rapproche ensuite dans la forêt de Saint-Amand (« laie de la Batellerie » 20) avant de s'interrompre (figure 289).

— « D4 » s'accroche au versant de la Pévèle à Beuvry-la-Forêt (21). La forme prend d'abord la direction sud-est avant de faire une inflexion vers l'est (« La Couture de Soiliers » à Rosult, 22). Au-delà, de petits reliefs discontinus peuvent lui être associés à Lecelles (23) et Nivelles (24).

— « D5 à D7 » : dans la basse plaine, des alignements de petits reliefs se développent en faisceau depuis Vred (8). Les trois principaux occupent les axes suivant : D5, Vred, Marchiennes (25), Warlaing (26), sud d'Hasnon (où il rejoint le versant de l'Ostrevant au niveau de l'« arbre à loques » 27) ; D6, Vred (8), Ferme Dompnet (28), Wandignies-Hamage (29), Hyverchies où il se dédouble et rejoint le versant de l'Ostrevant dans la forêt de Raismes (30) ; D7, Vred (8), nord de Rieulay (31), « Brulcheuse » au nord de Somain (32) avant de rejoindre le versant de l'Ostrevant au nord de Fenain.

— « D8 », un relief linéaire bien marqué en forêt de Saint-Amand (figure 290).

Des dunes paraboliques

Au nord de la forêt de Saint-Amand, une série de petits reliefs en croissant peuvent être interprétés comme un champ de dunes paraboliques (figure 290). Elles jouxtent le relief D8. Nous ne connaissons pas leur âge. Une attribution Pléniglaciaire ou Tardiglaciaire est possible. Comme pour le relief D2, les dunes sont protégées à la faveur d'une parcelle de forêt. Le rôle protecteur de la forêt est ici particulièrement flagrant avec la disparition brutale, plus au nord et plus au sud, dans des parcelles anciennement défrichées comme l'indiquent les traces d'aménagements.

Interactions éolien / fluvial

De manière évidente, le réseau de méandres du sud de la plaine dissèque les reliefs dunaires (cf. en particulier D5 à D7). Ces érosions sont à l'origine de la présence des talus réguliers, de dénivelés modestes mais bien marqués, qui parsèment la basse plaine. Le phénomène inverse existe avec le recouvrement éolien de chenaux non ou faiblement actifs. C'est ainsi que nous pouvons interpréter les interruptions de chenaux (par exemple à l'est de la ferme d'Hyverchies, figure 284, à l'est de Vred (3) ou au sud de Beuvry-la-Forêt).



Photo 146 - Traces de chenaux à la jonction du versant de l'Ostrevant et de la plaine de la Scarpe à Fenain-Erre

A et B – localisation sur la figure 287
flèches : sens de l'écoulement

Photo 146 - Traces of channels at the Scarpe river plain / Ostrevant slope junction in Fenain-Erre

A and B – location figure 287
arrows: flow direction

Les traces de défluviations des affluents provenant de la Pévèle

Le MNT Lidar Scarpe incite à nuancer le croquis effectué à partir de la carte IGN pour illustrer la défluviations du ruisseau de Coutiches (Deschodt *et al.*, 2012, p. 98). La trace du cours ancien n'est peut-être pas aussi nette qu'envisagé : elle est en grande partie masquée par la sédimentation éolienne. Surtout, la morpho-stratigraphie de la partie amont, avec un raccordement élevé sur le talus bordier, est d'origine inconnue (figure 291). La morphologie seule ne permet pas dans ce cas complexe une carto-interprétation précise des défluviations. Celles-ci n'en restent pas moins probables, pour le ruisseau de Coutiches comme pour le courant de l'Hôpital (figure 292).

Des zones déprimées

À l'ouest de la plaine, nous observons des zones déprimées fermées, avec en particulier Frais-Marais (33) et Sin-le-Noble (34) (figure 282). Nous ne connaissons pas l'origine exacte de ces formes qui rappellent les modelés observés dans la région de Carvin et de Dourges. Nous pouvons poser l'hypothèse d'un remblaiement loessique irrégulier.

E. Le LIDAR Scarpe : discussion sur la chronologie des modelés

Nous n'avons que peu d'éléments de datations sur les modelés décrits *supra*. Le tracé du gazoduc permet d'affirmer sans ambiguïté que le petit méandre de Vred relève d'une activité du Tardiglaciaire et de l'Holocène et qu'au moins une partie du système dunaire est datée à plusieurs endroits du Pléniglaciaire supérieur (environ 20 et 27 ka, figure 278 et la table 42).

L'apport principal du Lidar est la perception d'un système méandriforme de grande envergure qui se déploie sur une large partie est de la plaine. Nous excluons que les faibles débits actuels puissent être à l'origine des grands méandres qui sont, de toute évidence, un héritage pléistocène. Ils ont été générés par des débits d'ordre supérieur qui, même dans le cas de petits bassins, sont concevables en contexte périglaciaire avec une imperméabilisation due au gel et une fonte de neige (Vandenberghe et Woo, 2002 ; Vandenberghe, 2003 ; Bogaart *et al.*, 2003a), éventuellement avec une exacerbation par des ruptures de barrages de neige sur les petits cours d'eau à faible pente (Woo et Heron, 1987). Localement, les modelés semblent faire

apparaître un recoupement des formes dunaire par les méandres. Ceux-ci seraient donc, au moins pour une partie d'entre eux, postérieurs à l'activité éolienne. Les quelques dates à notre disposition placent la formation des dunes à la fin du Pléniglaciaire supérieur. L'activité dans les méandres concernés serait alors pléniglaciaire supérieur ou tardiglaciaire. A l'inverse, certaines formes fluviales sont peut-être estompées par l'activité éolienne (ce cas de figure est moins bien perceptible et plus incertain), ce qui indiquerait l'antériorité d'au moins une partie du réseau.

La présence de méandre n'est pas exceptionnelle en contexte périglaciaire (Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe et Woo, 2002 ; Huisink *et al.*, 2002 ; Vandenberghe et Huisink, 2003 ; Vandenberghe, 2003). De plus, les paramètres du bassin, à savoir :

- le caractère centripète du réseau qui exacerbe les pics de crue,
- la pente extrêmement faible de l'axe de drainage central (de l'ordre de 0,25 ‰),
- la charge exclusivement fine (sables et limons),

ont du concourir pour développer fréquemment un style méandriforme (Vandenberghe, 2001 ; Church, 2002 ; Vandenberghe et Huisink, 2003). Des méandres ont du se développer tout au long du Pléistocène. Par contre les méandres sont inconnus dans le contexte de pénétration froide et de dénudation du Pléniglaciaire supérieur du nord-ouest européen. Les cours d'eau développent alors des systèmes de haute énergie, fréquemment en tresses ou tout au moins à chenaux anastomosés (Van Huissteden *et al.*, 1986 ; Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001). A *contrario*, les larges systèmes méandriformes à l'entrée du Tardiglaciaire semblent plutôt être la règle (*cf.* partie II.3-1.2.2) et ont été d'ailleurs observés dans la vallée de la Deûle voisine (partie I.5-). Toutefois, il nous semble peu probable que les très nombreux méandres sur une superficie aussi vaste (et qui, de plus,

Figure 288 - Cartographie de dunes linéaires dans la plaine de la Scarpe

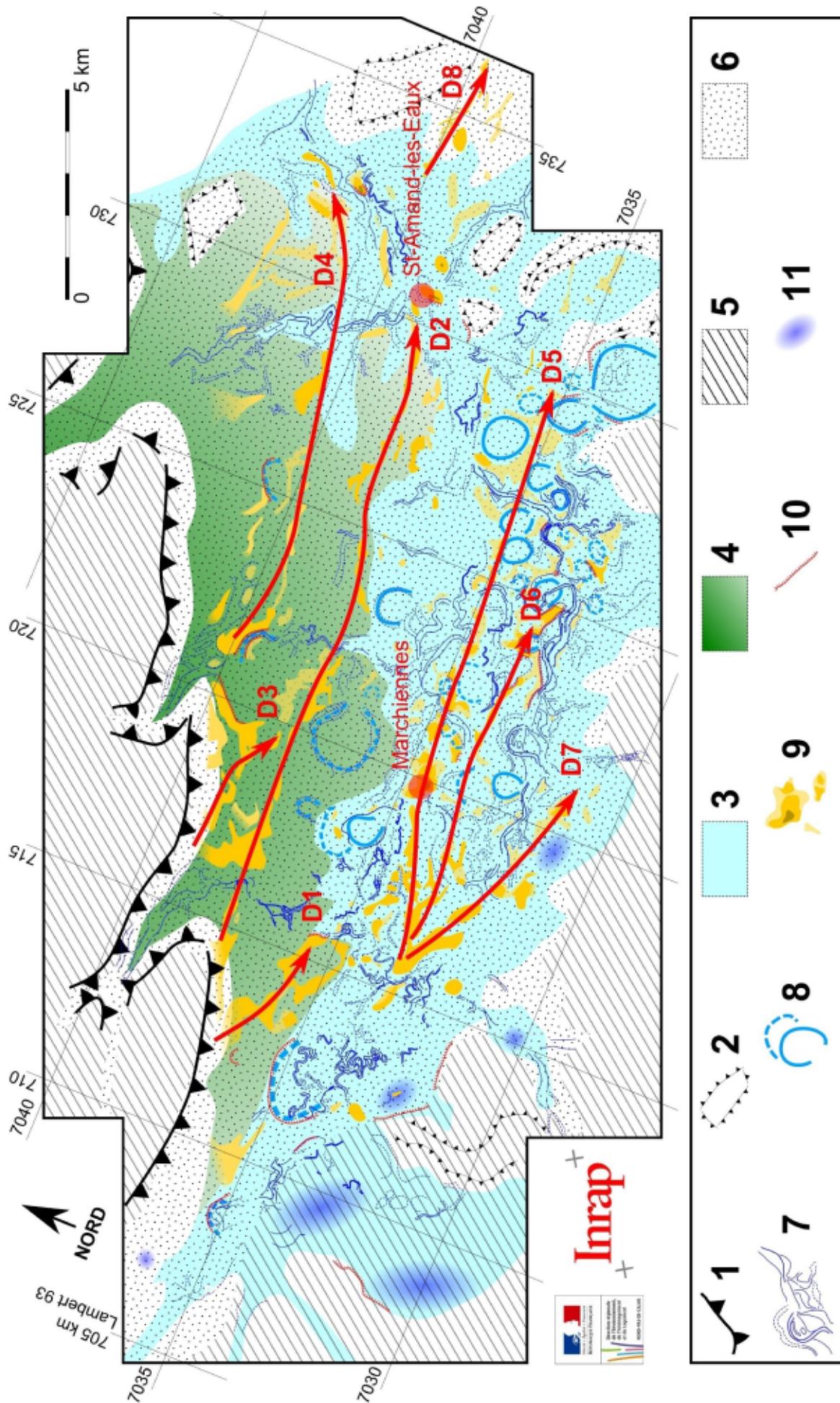
légende : voir figure 282

D1 à D8 : dunes linéaires et alignement de dunes, voir texte

Figure 288 - Cartography of linear dunes in the Scarpe river plain

key: see figure 282

D1 to D8: linear dunes and dunes alignments, see text



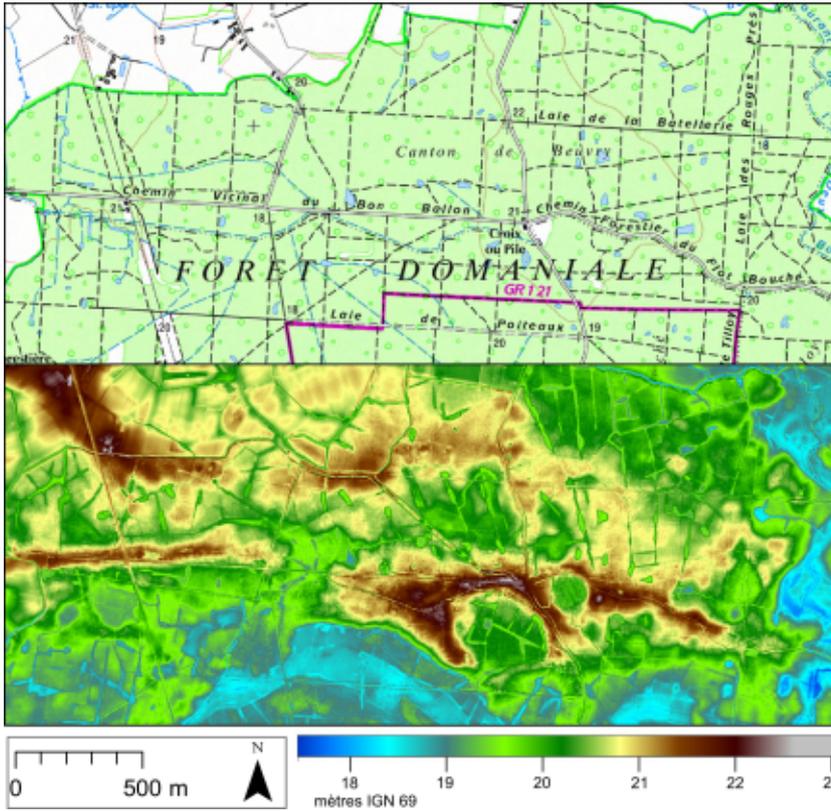


Figure 289 - Dunes en forêt de Marchiennes
cadre E sur la figure 281
en haut : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000

Figure 289 - Dunes in the Marchiennes forest
inset E over figure 281
upper: extract corresponding to the top side: 1/25000 IGN map

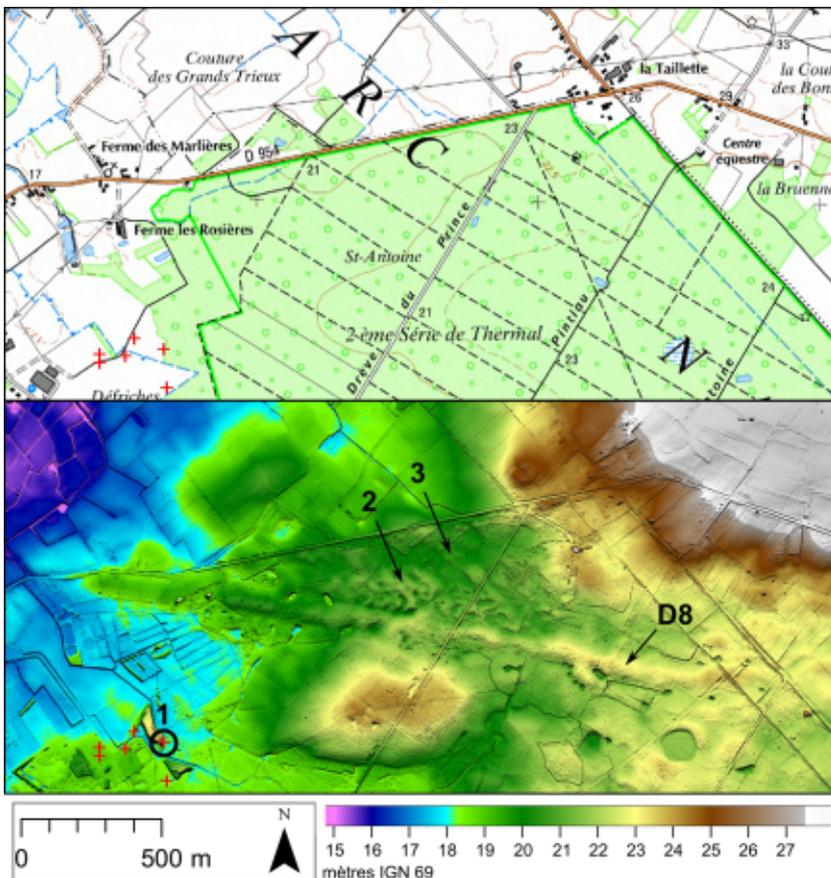


Figure 290 - Dunes en forêt de Saint-Amand-les-Eaux
cadre F sur la figure 281
en haut : extrait correspondant de la carte IGN 1/25 000

D8 – dune linéaire
1 – Usine « GSK », sondage avec datation radiocarbone (n°10 figure 275)
2 – champs de dunes paraboliques
3 – anciennes parcelles défrichées (actuellement boisées), disparition du modelé éolien

Figure 290 - Dunes in the Saint-Amand-les-Eaux forest
inset F over figure 281
upper: extract corresponding to the 1/25000 IGN map
D8 – linear dune
1 - « GSK » factory, coring pit with radiocarbone sample (n°10 figure 275)
2 – parabolic dune system
3 – ancient cleared plots (currently wooded), disappearance of aeolian forms

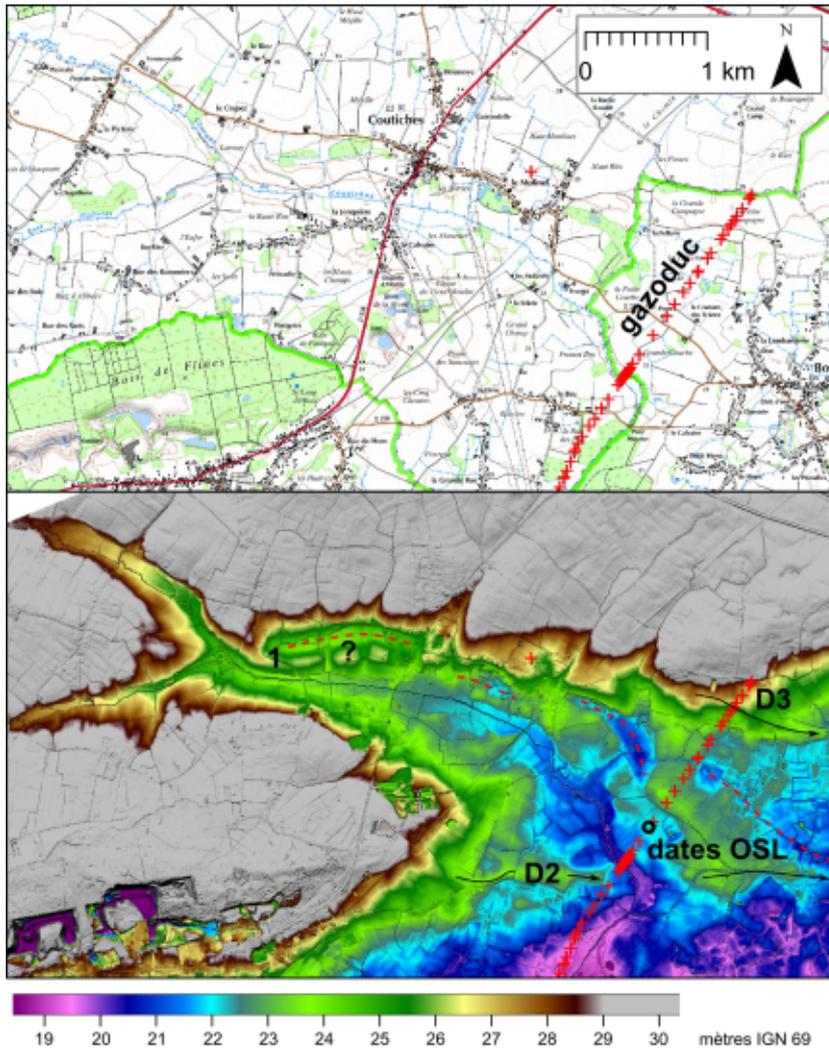


Figure 291 - Débouché de la vallée du ruisseau de Coutiches dans la plaine

cadre G sur la figure 281
 en haut : extrait de la carte IGN
 1/25 000 correspondant
 D2 et D3 : dunes linéaires
 1 : relief d'origine inconnu
 trait rouge interrompu : traces de défluviations ?

Figure 291 - Mouth of Coutiches stream on the plain

inset F over figure 281
 upper: extract corresponding to the
 1/25000 IGN map
 D2 and D3: linear dunes
 1: original relief unknown
 red dashed line: traces of defluviations?

parfois se recoupent, parfois semblent déconnectés de toute activité fluviale récente notamment dans la plaine haute) soient redevables de la seule et courte phase d'incision à l'entrée du Tardiglaciaire.

En l'absence de datations directes *post quem* des sédiments encaissants ou *ante quem* des comblements, il est impossible de conclure ici. Nous pouvons proposer un diachronisme des modelés qui ont pu se développer pendant une partie du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire. Toutefois, nous n'excluons pas que des formes héritées aient pu fonctionner à la fin du Pléniglaciaire supérieur, voire que les paramètres physiques du bassin aient permis une tendance au méandrage dans un contexte d'activité extensive en anastomose (Makaske, 2001), en particulier avec un pente longitudinale faible (Nanson et Knighton, 1996). Comme rappelé par plusieurs auteurs, un style

fluvial particulier n'est pas associé à un climat ou une zone climatique. Il dépend avant tout de paramètres plus fondamentaux qui sont influencés par le climat (*via* les écoulements, la production de sédiments, l'extension de la couverture végétale...) (Leopold et Wolman, 1957 ; Gautier et Costard, 2000 ; Vandenberghe, 2002 ; Vandenberghe et Woo, 2002 ; Vandenberghe, 2003 ; Vandenberghe et Huisink, 2003).

Quoiqu'il en soit, l'étude plus approfondie des formes visibles sur le lidar et en particulier des formes attribuables au Pléistocène s'impose comme un axe de recherche majeur à l'échelle régionale.

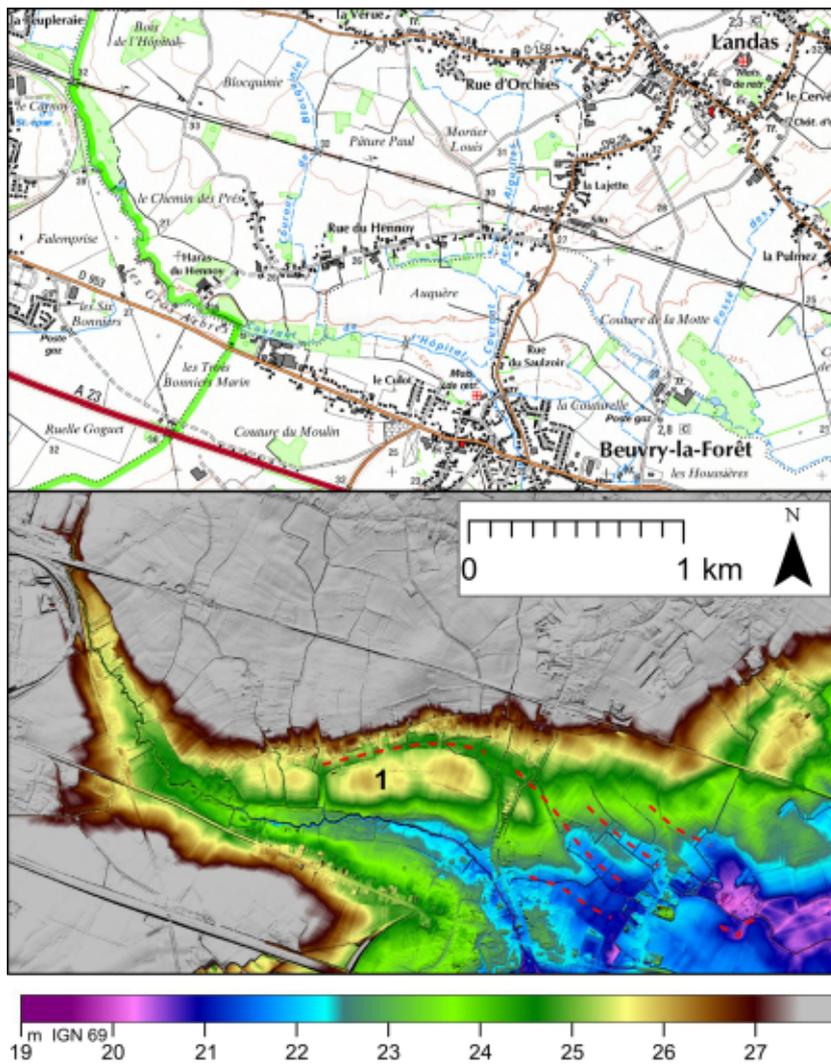


Figure 292 - Débouché du courant de l'Hôpital dans la plaine cadre H sur la figure 281 en haut : extrait de la carte IGN 1/25 000 correspondant 1 : relief d'origine inconnu, dune ? trait rouge interrompu : traces de défluviations ?

Figure 292 - Mouth of the Hospital stream

inset H over figure 281
upper: extract corresponding to the 1/25000 IGN map
D2 and D3: linear dunes
1: original relief unknown
dred dashed line: traces of defluviations?

2.3.6 Le Pléniglaciaire de la plaine de la Scarpe : essai de synthèse

A. Pléniglaciaire inférieur

Aucun dépôt du Pléniglaciaire inférieur n'a été formellement identifié. Toutefois le retour à un profil d'équilibre du versant sableux de la colline du Mont-des-Bruyères à Saint-Amand-les-Eaux au début du Pléniglaciaire moyen permet, indirectement, d'envisager une forte activité fluviatile à la fin du Pléniglaciaire inférieur ou à la transition Pléniglaciaire inférieur / Pléniglaciaire moyen. Une phase de morphogenèse a nécessité l'évacuation d'une charge sableuse abondante au pied du relief. Un débit important devait résulter de la présence d'un pergélisol et d'un ruissellement généralisé à l'ensemble du bassin versant. Les écoulements de forte énergie ont dû s'exprimer dans toute la plaine. Nous attribuons à leur action érosive l'absence de dépôt antérieur (à l'exception peut-être d'hypothétiques témoins de dépôt Début Glaciaire dans la partie nord de la plaine, cf. partie II.1-3.1 et figure 225).

B. Pléniglaciaire moyen

Nous attribuons au Pléniglaciaire moyen les formations fluviatiles à dominante limoneuse rencontrées sur le gazoduc (« unité 4 ») antérieures aux formations fluviatiles à texture contrastée datées du Pléniglaciaire supérieur. Elles témoignent d'une activité fluviatile de plus faible énergie mais largement répandue dans toute la plaine. Des petits passages organiques épisodiques ont été observés. En l'absence de datation, les hypothétiques témoins du Début Glaciaire évoqués (cf. partie II.1-3.1 et figure 225) peuvent aussi appartenir à cette phase.

La perception globale du Pléniglaciaire moyen à partir de quelques sondages cache une histoire et une géographie probablement complexes que nous ne sommes pas en mesure de reconstituer. Tout au plus, pouvons-nous affirmer que les dépôts ont été soumis à une déflation et que la plaine a connu une présence humaine au cours des interstades pléniglaciaires (Mont-des-Bruyères).

C. Pléniglaciaire supérieur

Une plaine balayée par les eaux

Le passage des formations à dominante limoneuse attribuées au Pléniglaciaire moyen aux dépôts datés du Pléniglaciaire supérieur (dates par OSL sur l'« unité 5 » du gazoduc et date par radiocarbone à Saint-Amand, usine GSK, partie II.2-2.3.4) s'accompagne d'apports sableux plus grossiers et d'une nette augmentation du contraste textural entre les lits. Il doit s'agir là de la réponse sédimentaire, via un fort contraste hydrologique saisonnier, au maximum de froid au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Un ruissellement, amplifié par un sol gelé et le caractère centripète du réseau, alterne avec une phase d'écoulements très faibles. Une décantation des particules fines intervient dans les chenaux actifs (photo 66) ainsi qu'un peu partout dans la plaine, après la crue, dans de petites dépressions correspondant à des chenaux abandonnés (figure 134). La faible représentation des figures périglaciaires dans un contexte pourtant clairement périglaciaire pourrait être un indice supplémentaire d'une forte activité fluviale (Van Huissteden *et al.*, 2000). Les sédiments provenant du versant crayeux de l'Ostrevant sont chargés en calcaire : graviers de craie au pied du versant (Lallaing, rue Montozon) ou dépôts alluviaux limoneux calcaires plus loin dans la plaine (Lallaing « rue Jehanne de Lallaing », Wandignies-Hamage, Hasnon, Saint-Amand-les-Eaux). La concentration en carbonate dans les lamines de sédiments les plus fins résulte d'une décantation dans les chenaux et les zones inondées (phénomène similaire à celui observé dans la vallée de la Deûle, partie II.2-2.2.2A). L'axe de drainage principal est-ouest de la basse plaine a joué le rôle de limite entre la masse sédimentaire issue de la Pévèle et celle issue de l'Ostrevant. En rive gauche de la Scarpe, les taux de carbonates sont nuls ou très faibles, liés à quelques nummulites provenant du point culminant de la Pévèle. Ces dernières ont pu être apportées par le réseau hydrographique ou, à la fin du Pléniglaciaire, par saltation (*cf.* indice à Mérignies dans la Pévèle, partie II.2-3.4.3C).

La généralisation des alluvions sur une grande superficie s'explique par une forte instabilité des chenaux dans un contexte de pente faible, d'abondance de la charge sableuse et de fort contraste hydrologique. À elle seule, elle permet de déduire un style fluvial mobile. Cette instabilité des cours rend compte aussi de la morphologie en glacis de la plaine haute. Le glacis résulte de la coalescence de vastes cônes d'épandage très étalés (de l'ordre de 5 à 7 m de haut pour environ 5 km d'extension, soit une pente

moyenne d'un peu plus de 1 ‰) entre le talus bordier et la basse plaine. La Pévèle a pu alimenter les cônes d'épandage en matériaux sableux.

À l'image des chenaux affluents étudiés à Saint-Amand-les-Eaux ou du lit majeur de l'actuel ruisseau de Coutiches traversé par le gazoduc, nous envisageons un chenal large de plusieurs dizaines de mètres (environ 50 à 100 m) et peu profond (un à deux mètres ?) dont le remplissage à texture contrastée (limon/sable) est similaire à l'encaissant déposé dans les mêmes conditions.

L'âge et l'environnement précis de chenaux et des méandres sont méconnus. Sur l'ensemble des opérations effectuées dans de la plaine de Scarpe seule celle de l'usine GSK à Saint-Amand a permis de rencontrer une concentration de débris végétaux dans un sondage isolé (n° 10 figure 275, figure 279 et photo 142). Il est de plus possible que ces débris proviennent du versant et non de la plaine elle-même. La plaine Pléniglaciaire donne donc l'image d'un vaste espace non ou peu végétalisé. Ceci peut s'expliquer par la conjonction entre un climat peu favorable (la végétation contemporaine étudiée par Bos *et al.* (2001) à Niederlausitz en Allemagne est de type tundra), l'importance des inondations et de l'alluvionnement associé et enfin par la mobilité importante du réseau hydrographique. La plaine de la Scarpe au Pléniglaciaire supérieur est un paysage minéral balayé par les eaux, favorable au développement d'une déflation et de processus éoliens locaux (Field *et al.*, 2009).

Une plaine balayée par les vents

La fin du Pléniglaciaire supérieur est marquée par le développement de dépôt éolien dans la plaine. Ceux-ci prennent deux formes distinctes en fonction de leur position géographique.

Dans l'extrémité ouest de la Plaine, les écoulements fluviaux sont fortement réduits. Un loess en continuité avec les versants couvre les alluvions sableuses antérieures. A Waziers « Bas Terroir » (partie I.13-), une formation sableuse litée cède la place à un mince dépôt de loess. Un ancien chenal est ainsi colmaté (observations « puisard », figure 116). Selon la cartographie de Fourrier (1989, 1992) seul un petit secteur (Leforest à Roost-Warendin) est composé d'une texture mixte sable et limon à l'affleurement. Il s'agit probablement de la zone de rétractation des derniers écoulements de la fin du Pléniglaciaire supérieur dans la partie amont de la plaine.

Dans le reste de la plaine, le phénomène éolien est marqué par la présence de dunes linéaires de direction ouest-est (figure 288) et de dénivelés modestes (maximum de l'ordre de 3 mètres). L'opération du gazoduc a permis de dater deux dépôts dunaires : $18,7 \pm 1,7$ ka et $14,7 \pm 1,7$ ka (la seconde datation étant susceptible d'être légèrement plus jeune que l'âge réel de l'échantillon). Le phénomène dunaire est donc contemporain des apports loessiques observés dans tout le reste de la région. Un apport loessique se manifeste d'ailleurs au sein des dunes (lits parfois épais de plusieurs centimètres, photo 72) ou sous forme de petit placages épars (Sars-et-Rosières, n°7 sur la figure 275 et Usine GSK, n°10 figure 275 et figure 279). La texture souvent mixte (limon et sable) et la structure litée des modelés éoliens rend difficile la distinction avec les dépôts alluviaux sous-jacents.

Le phénomène dunaire se développe d'ouest en est à partir de la bordure de la Pévèle, où le substrat sableux éocène remanié par les écoulements s'offre à la déflation, selon un processus déjà mis en évidence dans les plaines plus septentrionales (Vandenberghe, 1983 ; Vandenberghe et Kasse, 2008). Le versant de la Pévèle apparaît comme l'« accroche » de longues dunes linéaires ou d'alignement de dunes. Les dunes linéaires sont généralement considérées comme résultat d'un apport sableux modeste et de régime de vents variables, généralement bimodaux, avec des formes qui tendent à s'allonger et, le fait est discuté, à migrer latéralement (Wasson et Hyde, 1983 ; Bullard et Livingstone, 2010 ; Livingstone et Warren, 1996, cité par Bullard et Livingstone 2010 ; Baddock *et al.*, 2007). Le phénomène dunaire prend également naissance dans la basse plaine à partir de Vred. Dans ce cas, le matériau source est prélevé non pas dans les affleurements sableux de la bordure de la Pévèle mais dans les alluvions sableuses. Processus fluviaux et éoliens coexistent.

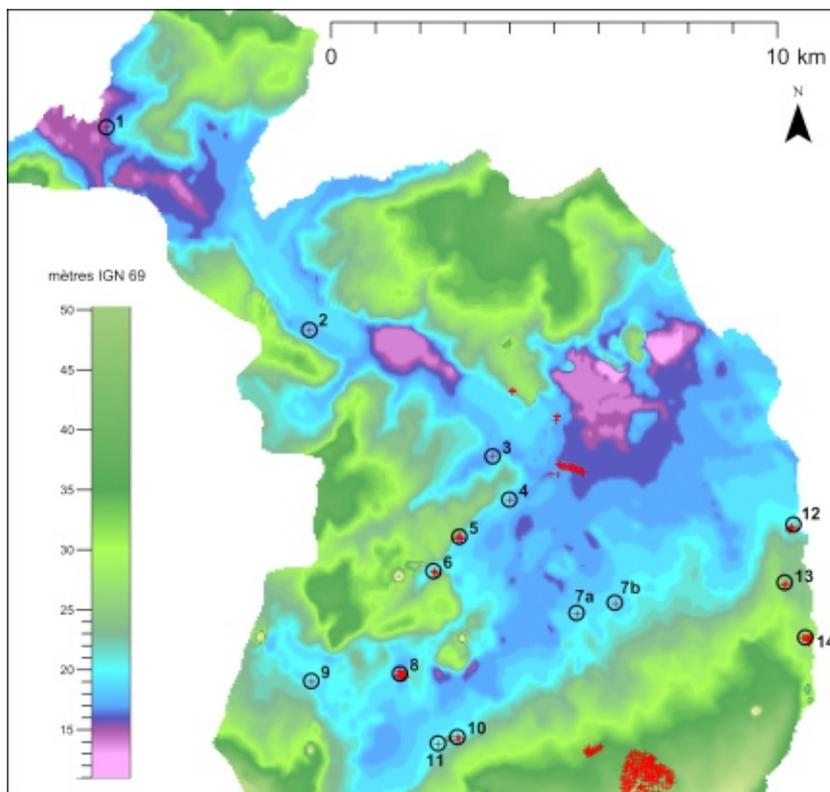


Figure 293 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de confluence Escaut-Haine et en aval

MNT BDalti 50 IGN
 croix rouge – observation personnelle
 1 – Mortagne-du-Nord 2008
 2 – Bruille-Saint-Amand 2007
 3 – Fresnes-sur-Escaut 2009
 4 – Fresnes-sur-Escaut 2010
 5 – Escautpont 2005
 6 – Escautpont 2010
 7 – Vicq 2002
 8 – Bruay-sur-Escaut 2005
 9 – Beuvrages 2005
 10 – Saint-Saulve 2007 GA745
 11 – Saint-Saulve 2007 GA740
 12 – Crespin 2008
 13 – Crespin 2007
 14 – Quiévrechain 2006

Figure 293 - Location of observations attributable to the Pleniglacial in the Scheldt-Haine rivers confluence plain and downstream

DEM BDalti 50 IGN
 red cross – personal observation

2.4 La plaine de l'Escaut

2.4.1 Sur les données disponibles et leur répartition

Les observations sont localisées sur la figure 293 (détail des références sur la table 43) et résumées sur les figures 294 et 295). L'archéologie préventive est liée aux logiques d'aménagement du territoire. Par conséquent les opportunités d'observations sont plus fréquentes dans les zones densément construites et industrialisées. Or, contrairement à l'image que nous pouvons avoir des environs de Valenciennes, la zone humide échappe en grande partie à l'urbanisation. L'espace bâti se développe au sud de la plaine de confluence (Valenciennes et Saint-Saulve) et sur sa bordure ouest (conurbation des anciennes villes minières d'Anzin, Raismes, Beuvrages, Bruay-sur-l'Escaut, Escautpont, Fresnes-sur-Escaut). L'axe d'urbanisation suit un axe de communication (Valenciennes à Condé-sur-Escaut) sur un haut de versant qui, s'il ne risque pas d'impressionner le premier Savoyard ou Banyulencs venu, n'en est pas moins bien marqué. Seule une faible surface de ces villes ou quelques zones industrielles descendent dans la plaine à proximité de l'ancien cours holocène de l'Escaut ou de sa canalisation. A l'est, le versant opposé est en pente douce. Il est ponctué de quelques petites villes (Vicq, Onnaing, Crespin). Seuls les noyaux villageois de Thivencelle et Saint-Aybert se situent dans la plaine, dans sa partie nord. Ils sont encore ruraux, peu étendus et n'ont pas donné lieu à des observations. Entre villes et villages s'étend une vaste zone humide où les formations tourbeuses et travertineuses holocènes sont épaisses (Deschodt, 2001a, 2002).

Les données relatives au Pléniglaciaire et leur répartition reflètent la conjonction du fort développement des formations holocènes et du faible développement urbain en fond de vallée. Un groupe d'observations borde l'ouest de la plaine (n°4 à 6 et 8, Fresnes-sur-Escaut, Escautpont et

Bruay-sur-l'Escaut), une observation a été faite dans la vallée affluente de Recouvrages (n°9) et quelques unes sont disponibles en bordure est de la plaine (n°7, Vicq, n°10 et 11, Saint-Saulve, n°12 à Crespin). Nous leur avons adjoint des observations en aval de la confluence (n°1, Mortagne-du-Nord, et n°2, Bruille-Saint-Amand, n°3 Fresnes-sur-Escaut) et deux observations dans la vallée affluente de l'Hogneau-Aunelle (n°13, Crespin, n°14, Quiévrechain) en amont de l'observation 12.

2.4.2 Faciès et litho-stratigraphies

A. Les nappes graveleuses pléistocènes

La vallée de l'Escaut se différencie des autres zones étudiées par la présence de silex formant des nappes alluviales grossières. Peu d'observations directes de ces dépôts grossiers ont été effectuées dans la plaine de confluence. Ils sont en revanche reconnus et cartographiés grâce aux sondages géotechniques (figure 231 et cf. annexe 4). Une part peut éventuellement être antérieure au Pléniglaciaire (partie II.1-4.2.1). A l'exception de Fresnes-sur-Escaut (n°3) où le dépôt grossier est formé de rognons reposant directement sur la marne cénomano-turonienne (l'ensemble étant d'ailleurs incisé par des écoulements ultérieurs), les nappes grossières observées sont composées de lits de graviers en alternance avec du sable (n°7, Vicq) ou du limon (n°10 et 11, Saint-Saulve). Dans tous les cas les dépôts grossiers sont recouverts de formations sableuses ou sablo-limoneuses litées.

A l'exception d'une couche peu épaisse observée directement au pied du versant crayeux à Valenciennes « Le Vignoble » (I.19-), aucune alluvion de graviers de craie attribuable au Pléistocène n'a été observée. Les dépôts de graviers de craie présents dans les vallées affluentes à Crespin (partie I.17-) ou Famars (partie I.22-) sont attribuables à l'Holocène (cf. partie II.3-2.3).

n°	lieu / place	point dans la base de donnée / point in the data base	rapport
1	Mortagne-du-Nord 2008	426	Henton et Deschodt, 2009b
2	Bruille-Saint-Amand 2007	424 et 425	Lantoine et Deschodt, 2007
3	Fresnes-sur-Escaut 2009	3537 à 3539	Henton et Deschodt, 2009a
4	Fresnes-sur-Escaut 2010	486 à 497	Henton et Deschodt, 2010a
5	Escautpont 2005	476 à 482	Deschodt, 2005b
6	Escautpont 2010	483 à 485	Lantoine, 2010
7	Vicq 2002	455 et 456	Favier, 2002a, 2002b
8	Bruay-sur-Escaut 2005	457 à 475	Locht et al., 2005
9	Beuvrages 2005	500 à 506	Blondiau et Deschodt, 2005
10	Saint-Saulve 2007 GA745	876 à 880	Oudry, 2007
11	Saint-Saulve 2007 GA740	881 et 882	Oudry, 2007
12	Crespin 2008	944 à 953	Kiefer et Deschodt, 2008
13	Crespin 2007	936 à 938	Kiefer, 2007
14	Quiévrechain 2006	970 à 979	Henton, 2006

Table 43 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de confluence Escaut-Haine et en aval

Table 43 - Observations of Pleniglacial attributed deposits in the the Scheldt-Haine confluence plain and downstream

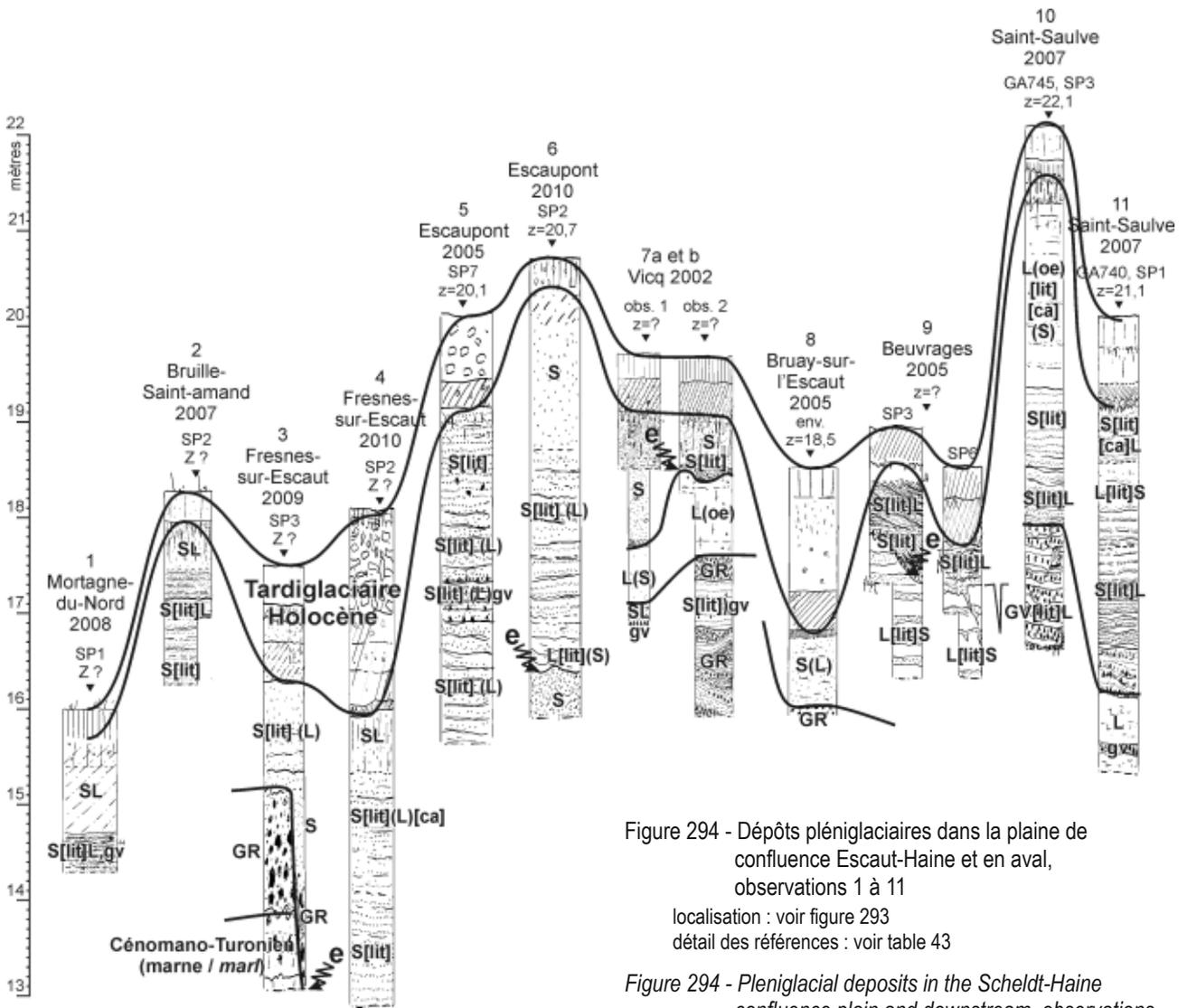


Figure 294 - Pléniglacial deposits in the Scheldt-Haine confluence plain and downstream, observations 1 to 11

location: see figure 293
detailed references: see table 43

Figure 294 - Pléniglacial deposits in the Scheldt-Haine confluence plain and downstream, observations 1 to 11

location: see figure 293
detailed references: see table 43



Photo 147 - Exemple d'alluvions périglaciaires litées calcaires dans la plaine de confluence Escaut-Haine (Fresnes-sur-Escaut)

localisation n°4 figure 293, puits SP2, ref. annexe 487
alluvions sous les remblais miniers

Photo 147 - Example of bedded calcareous periglacial alluvia in the Scheldt-Haine confluence plain (Fresnes-sur-Escaut)

location n°4 figure 293, pit SP2, ref. annexe 487
alluvia under mining embankments

B. Des formations fluviales sableuses et sablo-limoneuses litées

La plupart des dépôts observés est constituée de lits sableux ou sablo-limoneux, avec parfois des concentrations en carbonates comme décrit dans la vallée de la Deûle (partie II.2-2.2.2A) : n°4, Fresnes sur Escaut (photo 147), n°10 et 11, Saint-Saulve (partie I.18-). Des cailloutis de silex sont épisodiquement présents.

C. Beauvrages : fluviale et éolien

La vallée affluente de Beauvrages est large et courte. Séparée par un léger interfluve de la plaine de la Scarpe, elle est entièrement développée dans un substrat sableux cénozoïque. Quelques sondages en puits y ont été réalisés (figure 296, n°9 sur les figures 293 et 294). Malgré leur faible profondeur, nous y observons deux faciès fluviaux distincts. Le premier (D) formé de lits épais de limon en alternance avec du sable évoque une accréation rapide selon un rythme cyclique (corrélation possible avec les dépôts du Pléniglaciaire supérieur de la plaine de la Scarpe ?). Un petit coin de glace s'ouvre dans ce dépôt. Au-dessus un second dépôt fluviale (C) avec une limite inférieure érosive est composé de lits de sable. Il passe vers le haut à un sable (B) ou un limon sableux calcaire à graviers de craie, irrégulièrement présent, sans structure perceptible ou avec des lamines en pendage fort. C'est ce dernier dépôt qui est à l'affleurement, à l'exclusion d'un développement tourbeux plus récent (A).

Épais de quelques décimètres maximum, le sable à graviers de craie (B), dans un bassin exclusivement composé de sable éocène non calcaire, implique une origine éolienne. L'Escaut, à un peu plus d'un kilomètre à l'est, n'en est probablement pas la source. Aucun dépôt gravo-craieux n'y a été observé. Le gravier de craie peut provenir par saltation de la région d'Hélesmes, Wallers, Haveluy (ouest/sud-ouest) à environ 8 km de distance et séparée de la vallée de Beauvrages par un léger interfluve.

D. Des formations loessiques

La plaine présente des dépôts limoneux homogènes ou lités qui peuvent être interprétés comme loess. Tous les points concernés se situent sur la partie est de la plaine.

À Vicq (n°7 sur la figure 293), le limon repose directement sur des formations graveleuses et est recouvert par des formations sableuses.

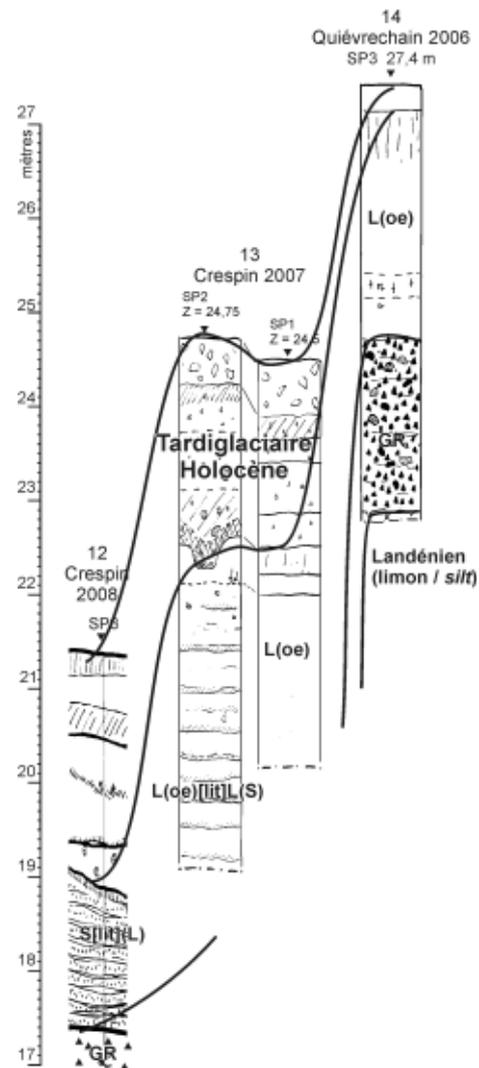


Figure 295 - Dépôts pléniglaciaires dans la plaine de confluence Escaut-Haine et dans la vallée Hogneau-Aunelle, observations 12 à 14

localisation : voir figure 293

détail des références : voir table 43

Figure 295 - Pleniglacial deposits in the Scheldt-Haine confluence plain and in the Hogneau-Aunelle valley, observations 12 to 14

location: see figure 293

detailed references: see table 43

À Saint-Saulve (n°10 et 11), la transition latérale entre le loess typique et un loess à litages sableux a été clairement identifiée en bas de versant. Le passage s'accompagne d'une légère dénivellation (quelques décimètres) (figure 168). Les formations loessiques scellent les dépôts alluviaux antérieurs.

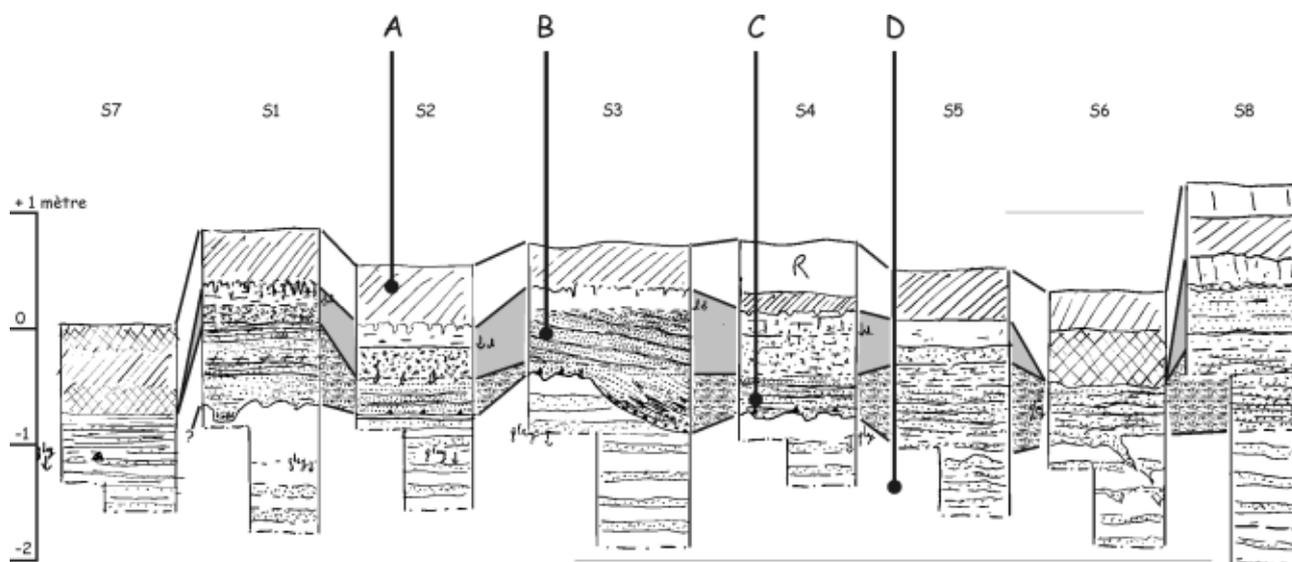


Figure 296 - Dépôts fluviaux et éoliens à Beuvrages

localisation n°9 figure 293

BDLD 500 à 506

A – limon sombre, éventuellement tourbeux (holocène)

B – sable ou limon sableux calcaire avec graviers de craie (éolien?)

C – lits fins limon et sable (sable dominant) (fluvial)

D – lits épais limon/sable (fluvial)

Figure 296 - Fluvial and aeolian deposits in Beuvrages

location n°9 figure 293

BDLD 500 to 506

A – dark silt, occasionally peaty (Holocene)

B – calcareous sand or sandy silt with chalk gravels (aeolian?)

C – fine beds of silt and sand (sand dominant) (fluvial)

D – thick beds of silt/sand (fluvial)

À Crespin, dans la vallée de l'Hogneau (n°13), nous observons en fond de vallée une forte épaisseur de limon loessique avec lits sableux. Quelques kilomètres en amont, à Quiévrechain (n°14) dans la vallée de l'Aunelle, le loess est typique et repose directement sur la nappe de fond composée de graviers de silex, selon la stratigraphie couramment rencontrée pour le Pléniglaciaire dans les vallées du Bassin parisien (*cf. infra*, II.2-4.1.1).

E. Les formations sableuses à l'affleurement

Hors la couverture loessique (Saint-Saulve, n°10 et 11 sur la figure 293) ou les dépôts holocènes (limon d'inondation, tourbe, travertin) qui couvrent une vaste surface de la plaine, les formations à l'affleurement sont essentiellement sableuses. Il peut s'agir d'un sable lité (n°5 et 6, Escoutpont), limoneux et pédogénisé en partie supérieure (n°1, 2, 4, 6). Les sables reposent en général sur des formations litées selon une limite diffuse. La partie supérieure des sables est difficile à interpréter. Elles peuvent être alluvionnaires, mais, à l'instar de Beuvrages des apports éoliens ne sont pas exclus. Dans ce cas, l'âge n'est pas clairement déterminé. Il peut s'agir de formations de la fin du Pléniglaciaire supérieur ou du Dryas récent (*cf. infra*, II.3-1.2.5).

A Vicq (n°7) la couverture sableuse se distingue par sa superposition avec un limon homogène (loess ?) selon un contact érosif. Une mise en place éolienne est probable après un épisode de ruissellement. L'absence de trait pédologique marqué dans le sable suggère un âge Dryas récent. Le fait est à comparer avec, à Saint-Saulve, une érosion en ravine sur le loess et un comblement partiellement sableux (*cf. infra*, II.3-1.2.5E).

2.4.3 Microtopographie héritée du Pléniglaciaire

A. Une mauvaise conservation

Aucun modelé hérité du Pléniglaciaire n'est formellement identifié à la surface de la plaine. Plusieurs raisons peuvent être évoquées.

Érosion due à l'activité fluviale postérieure

L'Escaut en aval de Valenciennes constitue le plus important cours d'eau de la zone d'étude. Les modelés pléniglaciaires des vallées de la Deûle, de la Scarpe et de la Lys ont pu être épargnés par des débits relativement faibles (Deûle et Scarpe) ou par une plaine démesurément large (Lys, Scarpe). L'Escaut, au

contraire, est susceptible d'avoir développé une activité fluviale plus importante en capacité de détruire des modelés antérieurs. Le fait semble être vérifié par quelques observations éparses. Le transect tarière réalisé à Fresnes-sur-Escaut a rencontré une barre de méandre du début de l'Holocène développée directement sur la nappe graveleuse pléistocène (Deschodt, 2002). A Bruay-sur-l'Escaut (n°8 sur la figure 293) un chenal secondaire tardiglaciaire de l'Escaut a pu être mis en évidence. A ces deux endroits au moins tout héritage morphologique pléniglaciaire a disparu.

Un développement tourbeux et travertineux holocène

Une grande surface de la plaine est occupée par un dépôt tourbeux ou travertineux (oncolithes et remaniement d'oncolithes) holocène (cf. II.3-2.2.2). D'éventuels modelés pléniglaciaire conservés sont susceptibles d'être masqués.

Absence de document topographique adéquat

Le modèle numérique de terrain BDalti de l'IGN se révèle trop imprécis pour pouvoir percevoir d'éventuels modelés hérités.

B. Quelques soupçons et indices

Deux zones attirent toutefois notre attention. Elles sont peut être, sans certitude, liées à un modelé éolien.

Jonction vallée affluente de Raismes-Beuvrages / vallée de l'Escaut

L'axe de circulation Anzin / Bruay-sur-l'Escaut et la ville de Bruay elle-même sont développés sur de légers reliefs qui « barrent » la jonction entre la vallée affluente de Beuvrages et le fond de vallée de l'Escaut (entre n°9 et 8 sur la figure 293). Le dénivelé, relativement modeste avec un maximum de l'ordre de 3 mètres d'après la BDalti, est suffisant pour apparaître sur la carte IGN à 1/25 000. Sous réserve de confirmation ultérieure, il pourrait s'agir d'un modelé éolien développé à la faveur d'une baisse de l'activité fluviale du cours affluent et livrant à la déflation une large zone d'alluvion sableuse. La présence au point n°9 d'un dépôt très probablement éolien (partie II.2-2.4.2C) renforce cette hypothèse.

Le marais de Crespin

La cartographie de la plaine de l'Escaut réalisée en 2001 à partir des sondages géotechniques a mis en évidence une curieuse

« digitation » de la zone tourbeuse et travertineuse (cf. annexe 4). Alors que partout ailleurs les formations holocènes épaisses sont cantonnées à une large zone à proximité de l'Escaut ou au sud du canal de la Haine, nous observons leur développement vers le sud dans une bande de quelques centaines de mètres de large et plus de deux kilomètres de long entre Thivencelle et le Marais de Crespin à l'ouest de Crespin. Ces formations tourbeuses et travertineuses exploitent un creux topographique visible sur la BDalti (entre le point n°7 et 11 sur la figure 293, B sur la figure 297, ou encore cf. figure 161). Or cette dépression s'achève en cul-de-sac contre le versant où aucun axe hydrographique, ni même un talweg, ne le relaye. Nous émettons l'hypothèse que la zone de confluence Escaut/Haine à l'entrée d'une section de vallée Ouest-Est (et donc dans l'axe des vents dominants) a permis dans des conditions périglaciaires le développement d'une déflation et d'une accumulation éolienne immédiatement sous le vent de la confluence (zone A sur la figure zone 297). Le « marais de Crespin », plus distant, aurait été épargné ou aurait subi une accumulation sableuse moindre. Resté plus bas, il a formé une zone humide avec accumulation tourbeuse au cours de l'Holocène. Le phénomène éolien supposé n'est pas daté. S'il est avéré, il pourrait être un héritage Pléniglaciaire et/ou Tardiglaciaire.

2.4.4 Le Pléniglaciaire de la plaine de l'Escaut : essai de synthèse

Les faciès rencontrés dans la plaine de l'Escaut tendent à être un peu plus diversifiés que dans les vallées de la Deûle ou de la Scarpe. Le fait résulte d'une diversité plus grande des matériaux sources et peut-être, dans le cadre d'un cours d'eau de rang supérieur, d'une complexité spatiale plus importante de la dynamique fluviale. En l'absence de datation, la chronologie supposée se base sur des comparaisons.

La nappe graveleuse de silex présente en profondeur traduit des phases de forte énergie où l'Escaut développait un style fluvial en tresses. Large et localement épaisse de plusieurs mètres, elle constitue très probablement un bilan sédimentaire de plusieurs cycles glaciaires (II.1-5.1.4). Par comparaison avec la plaine de la Scarpe, les écoulements de plus haute énergie ont pu se développer au cours du Pléniglaciaire inférieur.

La nappe graveleuse est systématiquement scellée par des alluvions litées sablo-limoneuses ou sableuse qui pourraient

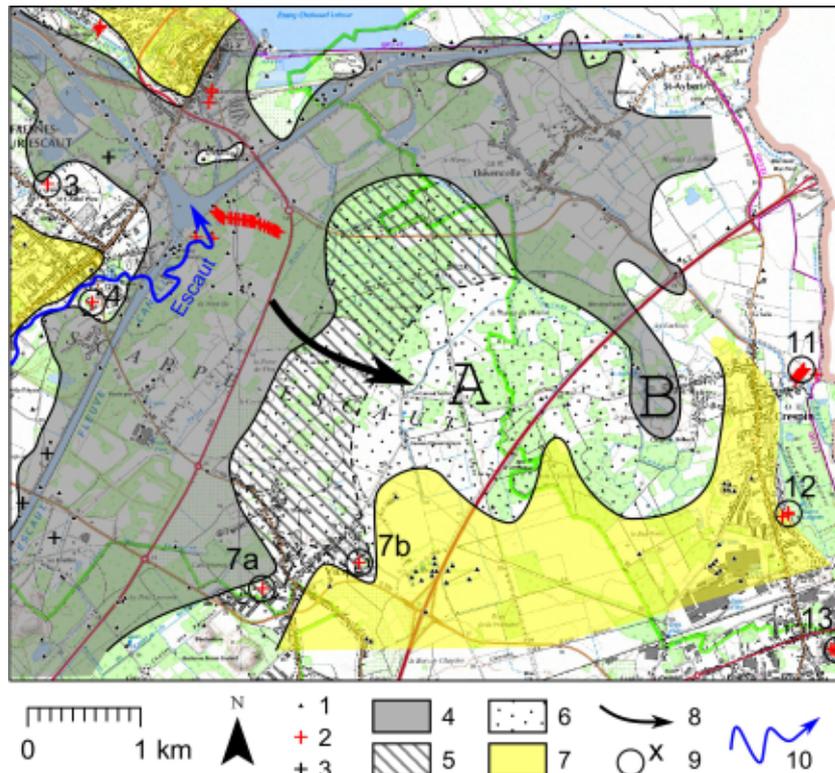


Figure 297 - Répartition des dépôts de tourbe et travertin holocènes à la confluence Escaut-Haine et hypothèse d'une morphologie pléistocène d'origine éolienne

cartographie d'après Deschodt (2001)

A – hypothèse d'un relief sableux éolien

B – « digitation » du marais de Crespin

1 – sondage géotechnique consulté

2 – observation personnelle

3 – observation de tiers

4 – tourbe et/ou travertin (oncolithes)

5 – horizon de surface organique épais

6 – sable (éventuellement sous 5)

7 – loess sur versant

8 – hypothèse d'un dépôt éolien de sable depuis la zone de confluence

9 – observations des figures 294 et 295

10 – cours de l'Escaut avant rescindement

Figure 297 - Holocene peat and travertine deposits at the Scheldt-Haine confluence and hypothesis of an aeolian pleistocene landform

Map after Deschodt 2001

A – hypothesis of aeolian sandy relief

B – "digitation" of the Crespin marsh

1 – consulted geotechnic core

2 – personal observation

3 – third party observation

4 – peat and/or travertine (oncoliths)

5 – thick organic upper horizon

6 – sand (possibly under 5)

7 – loess on slope

8 – hypothesis of an aeolian sand deposit after the confluence zone

9 – observation of figures 294 et 295

10 – the Scheldt channel before canal excavations

représenter le bilan sédimentaire du Pléniglaciaire moyen et supérieur. Un retour à un style en tresses pendant la première partie du Pléniglaciaire supérieur n'est toutefois pas exclu. La succession graviers / formations fines litées pourrait alors traduire le passage d'une dynamique forte à une dynamique plus faible au cours du Pléniglaciaire supérieur. En l'absence de datation, toutes ces interprétations chronologiques sont possibles.

Comme dans la plaine de la Lys, les vallées de la Deûle, de la Marque, la plaine de la Scarpe et la plaine de l'Escaut n'échappent pas aux apports éoliens massifs de la fin du Pléniglaciaire supérieur. Ceux-ci se manifestent par un envahissement loessique perçu plus particulièrement au pied du versant est (Saint-Saulve), à l'inverse des autres vallées où les

accumulations de loess s'effectuent préférentiellement sur le versant ouest. Cette inversion du bilan sédimentaire éolien s'accompagne également d'une inversion de la dissymétrie morpho-sédimentaire habituellement observée : le contact versant/fond de vallée est net à l'ouest de la plaine (matérialisé par une rupture de pente voire par le passage d'un versant marqué à un fond de vallée sub-horizontale) alors qu'il est plus progressif à l'est et plus difficile à matérialiser dans la topographie. Nous interprétons ces faits par la permanence de la localisation de la bande active dans la partie ouest de la plaine au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien. L'Escaut draine un bassin plus vaste que les autres vallées étudiées et les débits atteints étaient vraisemblablement suffisants pour prévenir la translation du cours suite à un apport massif de loess.

2.5 Les fonds de vallées du haut-pays

2.5.1 Les données

Les sondages réalisés en fond de vallée dans le haut-pays ne sont pas très abondants. De plus beaucoup ont traversé des dépôts attribuables au Tardiglaciaire-Holocène sans information pertinente sur l'activité pléniglaciaire du cours d'eau. Les sondages restants (figure 298 et table 44) apportent les informations suivantes :

À Blaringhem (n°1), dans le sillon de Neuffossé, une opération a permis d'observer une superposition loess/nappe graveleuse de silex.

À Poix-du-Nord (n°6), dans la partie amont d'un affluent de rive droite de l'Escaut, les sondages ont permis d'observer un envahissement loessique sur un limon lité avec composante organique et crayeuse. Vers le centre de la vallée, une nappe graveleuse de silex comble une incision dans le *bed rock* argileux.

À Haulchin (n°7), dans le fond de la vallée de l'Escaut, un transect partiel a permis d'observer un chenal daté du début du Tardiglaciaire (partie I.20- et figure 185). La nappe graveleuse de silex n'a pas été observée mais est connue par sondages géotechniques. La comparaison des sondages géotechniques et des puits réalisés par nos soins indique une très probable superposition du remplissage du chenal tardiglaciaire et de la nappe graveleuse du Pléniglaciaire.

À Trith-Saint-Léger (n°15), dans le fond de la vallée de l'Escaut, un transect partiel présente la même configuration qu'à Haulchin (figure 187). Un dépôt de limon lité avec débris organiques repose sur la nappe de graviers de silex. L'unité est non datée mais la similitude de faciès et de position permet de la corrélérer avec le dépôt du début du Tardiglaciaire d'Haulchin.

À Famars (n°10), un transect de la vallée de la Rhonelle (partie I.22-), affluent de l'Escaut, montre une dissymétrie ouest-est prononcée de la vallée encaissée. Le versant ouest est développé dans un envahissement

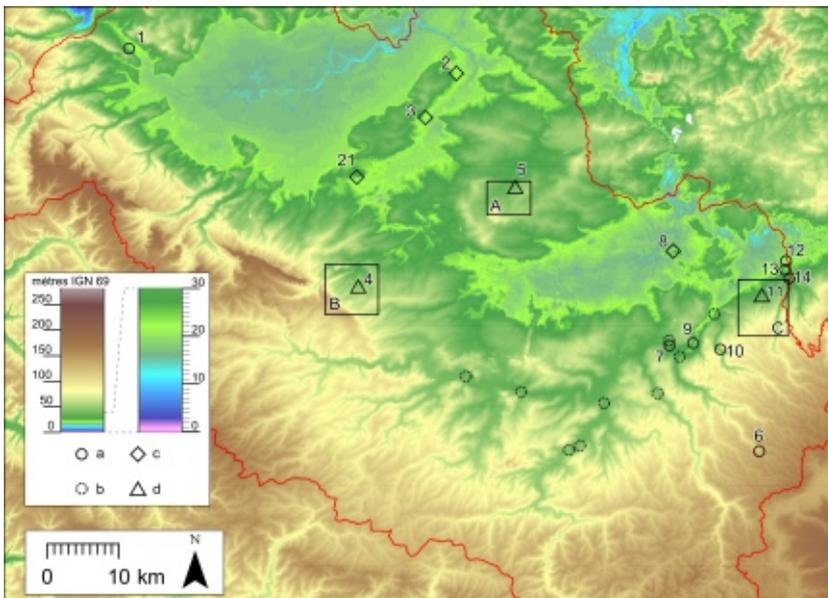


Figure 298 - Localisation de quelques observations sur le Pléniglaciaire des fonds de vallées du haut-pays et sur l'activité fluviale sur versant

- a – donnée sur la Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée
- b – observation en fond de vallée sans données sur le Pléniglaciaire
- c – donnée sur l'érosion des versants et la jonction avec les fonds de vallées
- d – donnée sur l'activité et le comblement Pléniglaciaire de talwegs élémentaires
- A – localisation de la figure 305
- B – localisation de la figure 101
- C – localisation de la figure 300

- 1 – Blaringhem 2010
- 2 – Lambersart « Les Conquéranrs »
- 3 – Hallennes-lez-Haubourdin 2005
- 4 – Avion 2005
- 5 – Mérignies 2005
- 6 – Poix-du-Nord 2005
- 7 – Haulchin 2010
- 8 – Saint-Amand-les-Eaux « Mont-des-Bruyères » 2007
- 9 – Trith-Saint-Léger 2010
- 10 – Famars 2008
- 11 – Onnaing 1998 « Toyota »
- 12 – Crespin 2008
- 13 – Crespin 2007
- 14 – Quiévrechain 2006
- 21 – Salomé 2006

Figure 298 - Location of a few observations on the Pleniglacial in the valley bottoms, the highlands and on fluvial activity on the slope

- a – data on the Weichselian Pleniglacial valley bottom
- b – valley Bottom observations without data on the Pleniglacial
- c – data on Slope erosion and the junction with the valley bottom
- d – data on Elementary talweg activity and Pleniglacial infill
- A – location of figure 305
- B – location of figure 101
- C – location of figure 300

loessique imposant qui scelle la nappe de graviers de silex tandis que la marne turonienne affleure sur le versant est (figure 195). En fond de vallée, plusieurs chenaux, dont le plus ancien daté du Tardiglaciaire, incisent la nappe graveleuse. Seule une unité d' « argile verte très claire à nombreux filets jaunâtres » (Bové, 2006) rencontrée en sondage géotechnique est susceptible d'être un dépôt fluviatile fin du Pléniglaciaire. Observée ponctuellement, elle repose directement sur la nappe graveleuse au pied du versant est.

À Crespin (n°12 et 13) et à Quiévrechain (n°14) déjà évoqués *supra* (partie II.2-2.4.2D), la série de sondages dans la vallée de l'Hogneau puis de l'Aunelle, en amont, montre le passage d'un recouvrement sablo-limoneux lité de la nappe graveleuse à un loess typique (figure 295).

2.5.2 Synthèse et commentaires

Les observations attribuées au Pléniglaciaire dans les fonds de vallée du haut-pays concernent presque exclusivement la partie amont de l'Escaut et quelques uns de ses affluents directs (figure 298). Les sondages archéologiques et géotechniques rencontrent systématiquement un *bed-rock* recouvert par une nappe de fond grossière composée de silex. Le bilan du Pléniglaciaire est souvent limité à cette nappe de fond avec une éventuelle couverture loessique qui la surmonte. En cela, le haut-pays est comparable aux autres vallées du Bassin parisien (Antoine, 1997a, 1997b ; Pastre *et al.*, 2000).

La présence de rares dépôts lités au-dessus des graviers témoigne d'une stratigraphie plus diversifiée (formations litées au dessus des graviers). A Poix-du-Nord, des dépôts lités sont antérieurs au loess. Une éventuelle datation Début-Glaciaire a été évoquée, sans certitude (BDLD no 1342 à 1347, Henton et Deschodt, 2005a). A Famars, dans la vallée de la Rhonelle, une unité litée a été décrite en sondage géotechnique au pied du versant est de la vallée. Elle est dans la même position stratigraphique (sur la nappe graveleuse) que le loess homogène traversé sur le versant ouest en sondages en puits. Toutefois elle se situe à une altitude un peu plus basse que le loess (un peu plus d'un mètre). Nous interprétons les données comme une activité fluviatile de la fin du Pléniglaciaire supérieur contemporaine de l'invasion loessique, similaire à celui observé dans le bas-pays. La baisse de compétence de la rivière ne lui permet plus alors de charrier le silex. Une bande active restreinte perdue dans la partie orientale du fond de vallée avec dépôts de sédiment fin en alternance avec du sable tandis que le loess se dépose dans la partie occidentale, sous le vent, du fond de la vallée.

Une occurrence de faciès lité de la fin du Pléniglaciaire supérieur a été rencontrée plus au sud dans un élargissement de la vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2003a). La faible représentation du faciès dans le haut-pays comme dans le reste du Bassin parisien s'explique par une éventuelle extension restreinte, dès l'origine, mais surtout par l'érosion liée à l'activité fluviatile du Tardiglaciaire-Holocène dans des vallées encaissées où les bandes actives se superposent dans des fonds de vallée confinée.

n°	lieu / place	point dans la base de donnée / point in the data base	biblio.
1	Blaringhem 2010	1181 à 1191	Lorin, 2010
2	Lambersart « Les Conquérants »	1350 à 1352	Deschodt <i>et al.</i> , 2008
3	Hallennes-lez-Haubourdin 2005	1752 à 1761	Feray, 2005
4	Avion 2005	1453 à 1481	Deschodt, 2006a ; Lefevre, 2006a
5	Mérignies 2007	1488 à 1522	Toquenne, 2007
6	Poix-du-Nord 2005	1342 à 1347	Henton et Deschodt, 2005a
7	Haulchin 2010	911 à 914	Henton et Deschodt, 2010b
8	Saint-Amand-les-Eaux « Mont-des-Bruyères » 2007	3592 à 3570	rapport en cours de rédaction
9	Trith-Saint-Léger 2010	915 à 919	Henton <i>et al.</i> , 2010
10	Famars 2008	954 à 969	Clotuche et Deschodt, 2008
11	Onnaing 1998 « Toyota »	507 à 874	Deschodt <i>et al.</i> , 1998
12	Crespin 2008	944 à 953	Kiefer et Deschodt, 2008
13	Crespin 2007	936 à 938	Kiefer et Deschodt, 2008
14	Quiévrechain 2006	970 à 979	Henton, 2006
21	Salomé 2006	905 à 907	Lantoine, 2006

Table 44 - Quelques observations sur le Pléniglaciaire des fonds de vallées du haut-pays et sur l'activité fluviatile du Pléniglaciaire sur versant

Table 44 - A few observations on the Pleniglacial of the valley bottoms, the « high country » bottom valleys and fluvial activity on the slope

3. L'activité fluviatile sur versant et dans les talwegs élémentaires

3.1 Problématique

Le fonctionnement et l'évolution des fonds de vallées sont essentiellement déterminés par les transferts de flux (liquide et solide) depuis les versants. Les relations entre les deux environnements sont délicates à établir et la compréhension globale de l'évolution du bassin versant passe de plus en plus souvent par des modélisations. Faute de chronologie bien établie des processus fluviatiles sur versant et donc de données quantitatives même approximatives, nous nous limitons dans la présente partie à des considérations qualitatives. Une série d'observations sur versant, à la jonction versant/fond de vallée et dans des talwegs élémentaires est passée en revue.

3.2 Érosion aréolaire et érosion en ravines

L'activité fluviatile pléniglaciaire sur versant se marque essentiellement par des érosions et des hiatus. Les dépôts associés sont peu développés. La conservation différentielle des complexes de sols du Début Glaciaire sous les loess du Pléniglaciaire est souvent le seul témoignage de cette activité. L'accumulation de sondages ponctuels dans toute la zone d'étude nous conduit à distinguer deux modes d'érosions / conservations des complexes de sols antérieurs (figure 299) :

- une érosion en ravines, avec conservation partielle de sols ;
- une érosion aréolaire, sans conservation de sols.

3.2.1 L'érosion aréolaire et la constitution de cryopediments sur les versants sableux à faible pente

L'érosion aréolaire sous le loess pléniglaciaire est fréquente sur les versants sableux du bas-pays. C'est le cas en particulier de l'ensemble du versant exposé à l'est du pays de Weppes illustré par l'exemple de Lambersart « Les Conquérants » (n°2 sur la figure 298 ; Deschodt *et al.*, 2008 ; partie I.2-). Aucune relique de complexes de sols n'y a été repérée malgré un semis d'observations assez dense (anciennes briqueteries et sondages archéologiques). Nous

envisageons donc une érosion étendue favorisée par le caractère sableux du substrat. Par sa faible cohésion, le sable favorise le développement de rigoles mais aussi leur effacement rapide. La répétition du phénomène permet un « balayage » du versant par les écoulements (Bertran *et al.*, 2004). Un autre facteur probablement prépondérant est, paradoxalement, la faiblesse de la pente. Celle-ci est, pour Lambersart « les Conquérants » de l'ordre de 2 ‰ (d'après la « BDalti 50 » de l'IGN). Les longs versants en faible pente ne permettent pas la constitution de ravines pérennes. L'érosion s'exprime alors sur une vaste surface et le balayage de la zone aboutit à une érosion aréolaire très efficace (figure 299). Même peu concentré, le processus nécessite toutefois des écoulements abondants qui, dans un contexte de substrat sableux, impliquent vraisemblablement la conjonction d'une forte humidité et d'un sol gelé (pergélisol ?).

Les versants sableux du bas-pays forment de vastes glacis périglaciaires en pentes douce. Que ce soit par leur morphologie (vastes dimensions, pentes faibles et régulières avec une tendance à la concavité...), le caractère meuble du substrat, les processus envisagés (ruissellement

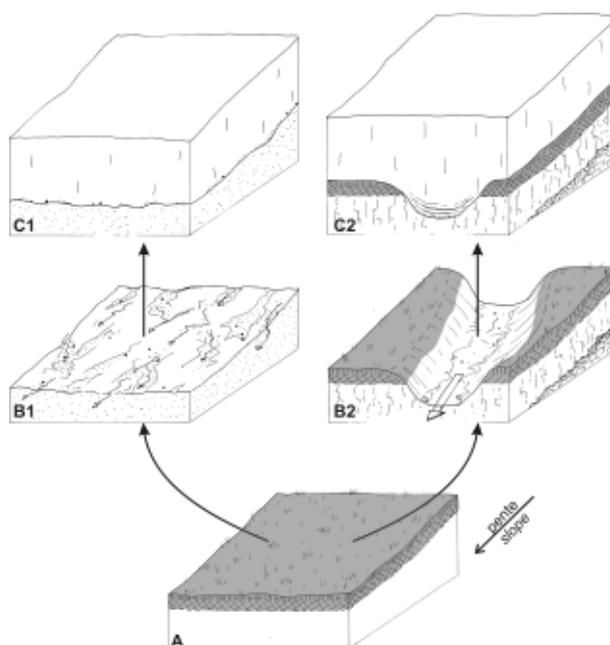


Figure 299 - Érosion aréolaire, érosion en ravines sur versant et conservation différentielle des sols du Début Glaciaire

Figure 299 - Slope areolar aeration and slope gully erosion and differential conservation of Early Glacial soils

dominant en contexte de probable pergélisol) ou le faible développement du dépôt associé au processus, ils correspondent aux critères proposés par Priesnitz pour les *cryopediments* (Priesnitz, 1988). Seule différenciation peut-être la distinction systématique d'un point d'inflexion entre le glacis et la partie supérieure du versant. Son absence dans la morphologie actuelle ne remet pas en cause l'interprétation comme *cryopediments*. Dans un contexte de pente faible, le point d'inflexion était déjà peu prononcé pendant la phase active. Il a été en outre être masqué par la couverture éolienne ultérieure (continue dans le bas-pays).

Le processus envisagé (ruissellement diffus) et la catégorisation en *cryopediment* sont partagés par les auteurs qui ont étudié la stratigraphie de versants similaires à pente faible (moins de 0,5 % et plus fréquemment moins de 1 ‰) dans les vallées faiblement encaissées de Belgique et des Pays-Bas (Gullentops *et al.*, 1966 ; Vandenberghe et Czudek, 2008 ; Vandenberghe, 1992, 1993). Les versants du bas-pays du nord de la France sont en continuité avec le système morpho-sédimentaire belgo-néerlandais de versants à pente faible.

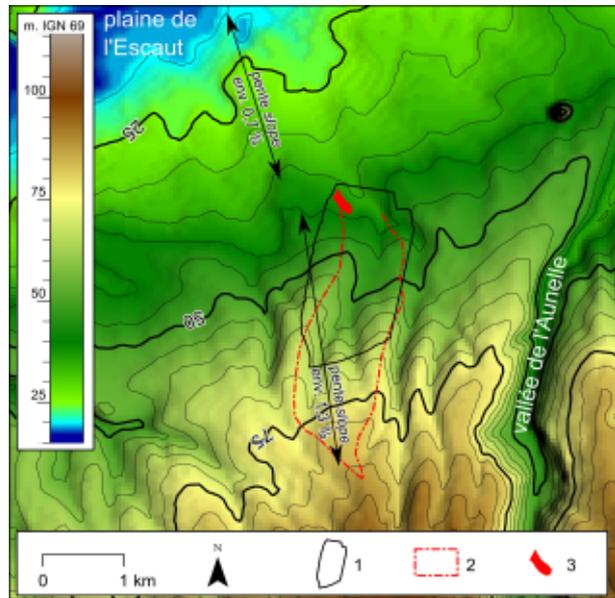


Figure 300 - Bassin versant du talweg élémentaire du bassin versant Onnaing-Toyota

localisation C figure 298

- 1 – emprise explorée (sondages archéologiques en puits)
- 2 – bassin versant élémentaire (environ 2,7 km²)
- 3 – dépôt fluviatile épais dans le paléotalweg

Figure 300 - Onnaing-Toyota slope elementary catchment

location C figure 298

- 1 – investigated area (archaeological test pits)
- 2 – elementary catchment (about 2,7 km²)
- 3 – thick fluvial deposit in the palaeo-talweg

3.2.2 Érosion en ravines et conservation partielle des sols du Début-Glaciaire sur les versants à pente modérée

Nous constatons une conservation plus fréquente des sols limoneux du Début-Glaciaire sur des versants dont la pente est plus forte que celle des *cryopediments* développés sur sable. La pente doit être modérée pour que les processus gravitaires affectent peu ou modérément les dépôts mais cependant suffisamment marquée pour qu'un écoulement concentré soit initié et que le réseau se pérennise sans déplacement important. Dès l'amont du versant, une évacuation du ruissellement par des ravines et des talwegs collecteurs s'effectue alors. Certaines surfaces peuvent dès lors être épargnées par l'érosion fluviatile (figure 299). Ces conditions peuvent être rencontrées dans le cas d'une morphologie de versant légèrement plus vigoureuse dans des régions de collines, sur plateaux ou dans les zones de transition entre plaines et plateaux.

3.2.3 Rétrocontrôle positif d'une couverture limoneuse pédogenisée sur son potentiel de conservation

Outre une préservation plus aisée de la couverture loessique dans des zones de reliefs légèrement plus contrastés, nous pensons que la présence de limon exerce un rétrocontrôle positif dans le cas des configurations limites. La couverture limoneuse favorise en effet le développement des complexes de sols (pédogenèse mieux marquée, épaissement et développement des sols sur limons colluviés). La cohérence (et donc la résistance) du limon pédogenisé est plus grande que celle du substrat sableux ou qu'un loess typique non altéré. Ils favorisent donc une incision et une concentration des eaux plutôt qu'un processus aréolaire. Les complexes limoneux facilitent l'émergence d'un réseau de talwegs élémentaires (éventuellement en lien avec la dégradation d'un réseau de coin de glace, *cf.* discussion partie II.2-3.5). S'il est pérennisé, le réseau de ravines implique la concentration des écoulements et favorise une préservation partielle des complexes limoneux entre les ravines.

Ce rétrocontrôle positif bénéficie d'une illustration frappante sur le site de l'usine Toyota à Onnaing (*cf. infra* partie II.2-3.4.5). La section de versant explorée dans le bassin de l'Escaut à la limite entre haut et bas-pays (« C » sur la figure 298), est développée dans le substrat sableux marin éocène. Un talweg élémentaire sud-nord sépare deux petits interfluvies (figures 300 à 302).

L'interfluve situé à l'ouest est couvert de manière continue d'un complexe loessique épais, jusqu'à 15 mètres (loess saalien, pédogenèse eemienne, pédogenèses du Début-Glaciaire weichselien, loess du Pléniglaciaire moyen et supérieur weichselien). L'interfluve situé à l'est, quant à lui, n'a comme couverture que le loess du Pléniglaciaire supérieur weichselien (hors conservation restreinte de dépôt antérieur dans un paléo-talweg colmaté). Or le substrat ante-quaternaire est identique et la morphométrie des zones similaires. La conservation des sols de l'Eemien et du Début-Glaciaire semble donc bien être inféodée à la conservation d'une couverture limoneuse antérieure. Une légère modification des paramètres initiaux et en particulier la présence ou l'absence d'une première conservation de limon éolien exerce un rétrocontrôle positif ou négatif. Il en résulte des possibilités croissantes de conservation dans un cas (interfluve ouest) ou la tendance à l'entretien d'une dénudation dans le second (interfluve est).

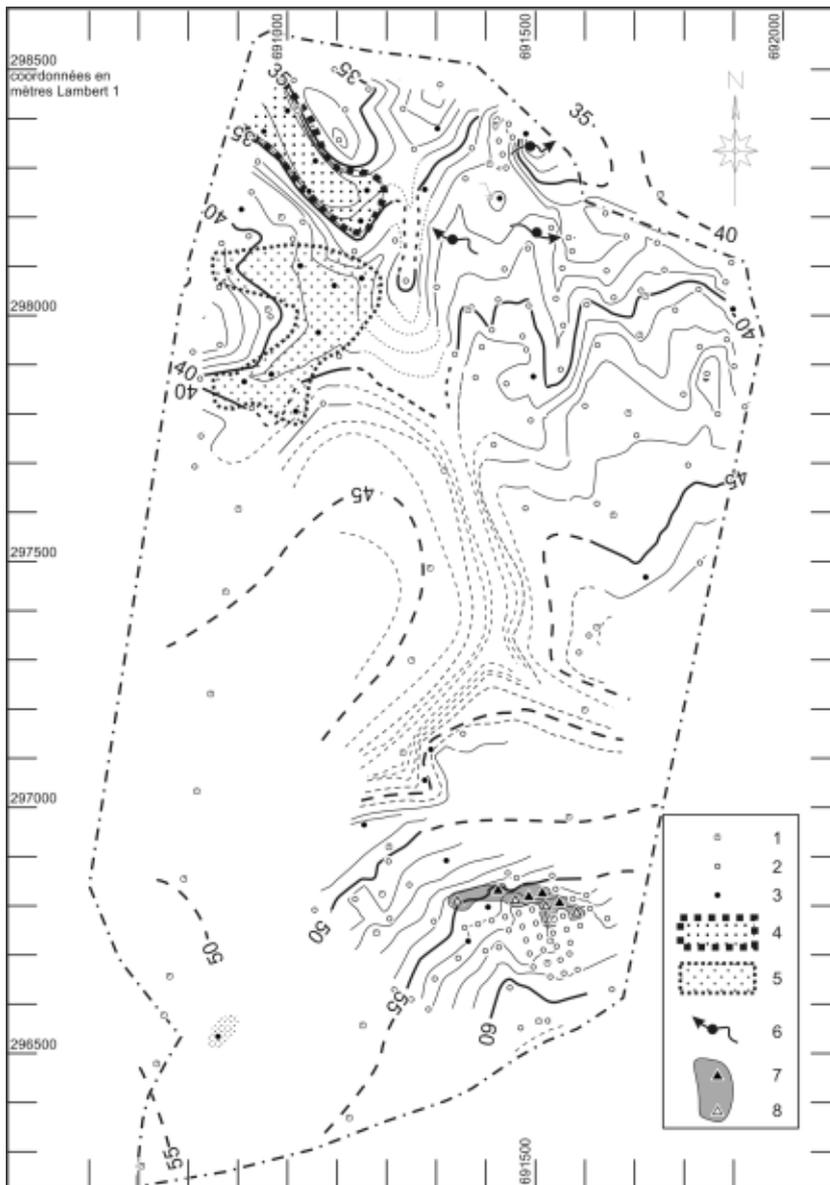


Figure 301 - Onnaing- Toyota, topographie du substrat (sable landénien glauconieux) et dépôts fluviatiles sus-jacents

localisation figure 300

- 1 – sondage géotechnique
- 2 – substrat atteint en sondage en puits sans observation d'un dépôt fluviatile grossier
- 3 – substrat atteint en sondage en puits avec observation d'un dépôt fluviatile grossier
- 4 – dépôt fluviatile grossier sous le loess homogène du Pléniglaciaire weichselien
- 5 – dépôt fluviatile grossier sous le loess du Saalien
- 6 – ravine au sommet du sable glauconieux landénien, reconnue en puits, indication de l'axe
- 7 – cailloutis de silex sur le sable landénien, plus de 0,5 m d'épaisseur
- 8 – cailloutis de silex sur le sable landénien, moins de 0,5 m d'épaisseur

Figure 301 - Onnaing-Toyota, substratum topography (glauconic Landenian sand) and overlaying fluvial deposits

location figure 300

- 1 – geotechnical core
- 2 – substrate reached in a test pit without observation of coarse fluvial deposit
- 3 – substrate reached in a test pit with observation of coarse fluvial deposit
- 4 – coarse fluvial deposit under homogenous Weichselian Pleniglacial loess
- 5 – coarse fluvial deposit under Saalian loess
- 6 – gully observed in in test pit scouring the upper part of the Landenian sand, indicating the axis
- 7 – flint gravel layer, more than 0,5 m thick, over Landenian sand
- 8 – flint gravel layer less than 0,5 m thick, over Landenian sand

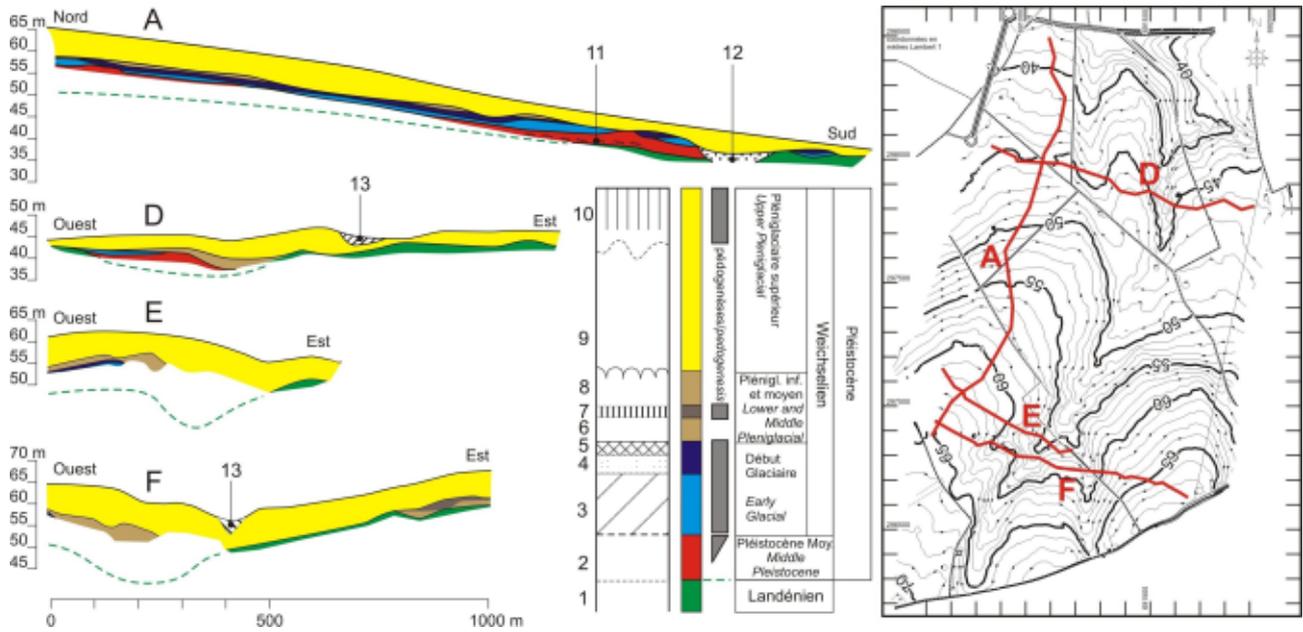


Figure 302 - Morpho-stratigraphie de l'emprise Onnaing-Toyota

localisation figure 300

- 1 – sable glauconieux
- 2 – complexe saalien, lithologie variée (principalement limoneuse)
- 3 – remaniement de sols
- 4 – limon gris
- 5 – limon noir
- 6 – loess décarbonaté ou ruiselé
- 7 – limon brun, sol
- 8 – loess décarbonaté ou ruiselé
- 9 – loess calcaire homogène
- 10 – décarbonatation et sol en surface
- 11 – dépôt fluviatile (sable et silex)
- 12 – dépôt fluviatile (sable et silex)
- 13 – colluvions limoneuses

Figure 302 - Onnaing-Toyota area morpho-stratigraphy

location figure 300

- 1 – glauconic sand
- 2 – Saalian complex, varied lithology (mainly silty)
- 3 – reworked soils
- 4 – grey silt
- 5 – black silt
- 6 – decarbonateous or leached loess
- 7 – brown silt, soil
- 8 – decarbonateous or leached loess
- 9 – homogeneous calcareous loess
- 10 – decarbonatation and top soil
- 11 – fluvial deposit (sand and flint)
- 12 – fluvial deposit (sand and flint)
- 13 – silty colluvia

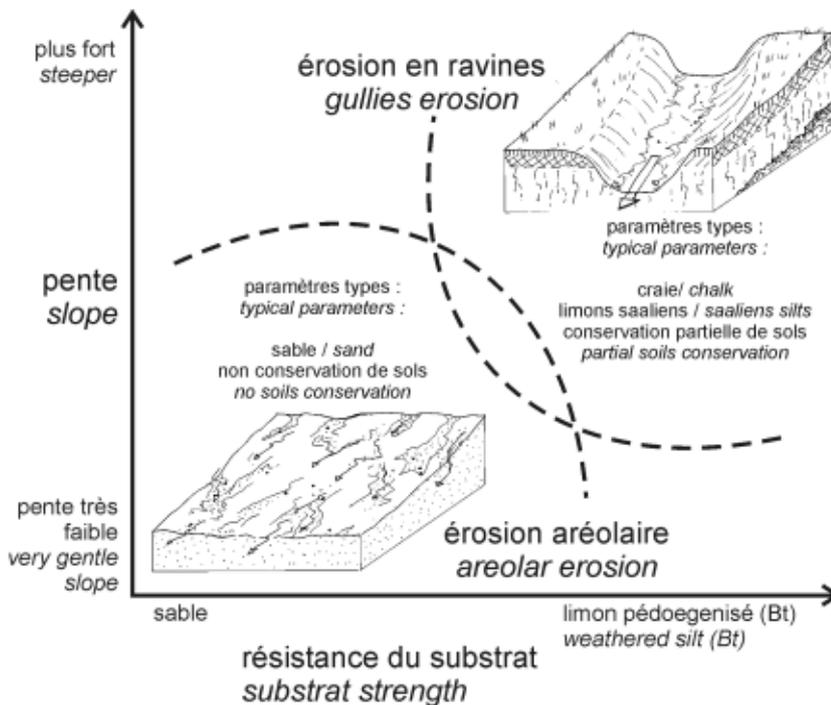


Figure 303 - Diagramme schématique de deux systèmes morpho-sédimentaires types en fonction de la pente et de la résistance du substrat

Figure 303 - Schematic diagram of two morpho-sedimentary systems as a function of the slope and resistance of the substrate

3.2.4 Deux systèmes morpho-sédimentaires types pour le haut et bas-pays ?

Une série de facteurs (type de relief, classes de pentes, nature du substrat) est susceptible de converger pour créer à l'échelle micro-régionale deux groupes morpho-sédimentaires (figure 303).

Le premier groupe est plutôt représenté dans le bas-pays. Il conjugue :

- substrat sableux,
- pentes très faibles (quelques ‰ ou inférieures),
- ruissellements périglaciaires diffus et aréolaire,
- développement de glacis,
- érosion totale des sols du Début Glaciaire weichselien.

Le second groupe est plutôt représenté dans le haut-pays et à sa bordure. Il conjugue :

- substrat crayeux,
- pentes modérées (quelques %),
- ruissellement périglaciaire en ravines,
- conservation partielle des sols du Début Glaciaire weichselien.

Nous soulignons que cette distinction est empirique, acquise par l'accumulation de sondages épars dans la zone d'étude. Elle resterait à valider par une étude statistique qui donnerait probablement d'importants écarts à la moyenne. Nous savons en effet que toute situation intermédiaire est envisageable. Par exemple, les nombreux sondages réalisés dans le Mélantois crayeux montrent une région dépourvue de sol conservés où le site paléolithique de Seclin (Leroi-Gourhan *et al.*, 1978 ; Tuffreau *et al.*, 1994) semble constituer une exception. A l'inverse Onnaing-Toyota évoqué *infra* (partie II.2-3.4.5) offre l'exemple d'une bonne conservation d'un sol dans un contexte de substrat sableux et d'une pente plus marquée (prépondérance du facteur pente sur la lithologie ?). Enfin les conditions locales (microtopographie à l'échelle décimétrique) peuvent contredire radicalement une tendance observée à l'échelle d'une micro-région ou d'un versant.

3.3 Les contacts versant/fond de vallée du bas-pays

Dans le bas-pays, le développement de *cryopediments* sur certains versants dans un contexte de pente faible puis le développement des processus éoliens et la rétractation du réseau hydrographique à la fin du Pléniglaciaire impliquent fréquemment des transitions progressives, voire confuses, entre les versants et les fonds de vallée (partie II.2-1.1). Une attention particulière doit être apportée aux observations à la transition entre les deux environnements et aux différences ou similitudes des processus et des enregistrements sédimentaires associés.

3.3.1 Lambersart « Les Conquérants »

Présenté dans la partie I.2- et déjà évoqué dans les parties II.1-1.2 et II.2-3.2.1, le site de Lambersart « Les Conquérants » (n°2 sur la figure 298) se caractérise entre autres par la présence d'une formation fluviatile commune au versant et au fond de vallée contemporain. La limite inférieure de l'« unité 3 » est érosive. Le sédiment présente une évolution de faciès rapide en fonction de sa position (figure 204, cartouche C, et figure 205). D'abord discontinue et irrégulière sur le versant (un lit sableux ou poches sableuses), l'unité s'épaissit et se dépose sous forme de graviers dans de petites ravines au pied du versant (figure 36). Le passage du versant au fond de vallée contemporain est marqué par une légère rupture de pente et un faible dénivelé. Au-delà d'une cinquantaine de mètres vers le centre de la vallée, l'unité forme des lits réguliers limono-sableux.

Le hiatus érosif observé sur de vastes surfaces de versant participe à la mise en place du glacis périglaciaire de type *cryopediment* (II.2-3.2.1), en lien avec une activité fluviatile sur versant qui se prolonge en fond de vallée dans une bande active en considérable expansion (de l'ordre de 3 km de large d'après la topographie de la vallée au droit de Lambersart). Les conditions périglaciaires, soupçonnables à travers l'importance du ruissellement, sont confirmées par la présence de marqueurs de froid qui affectent ponctuellement la texture grossière. Nous ne disposons pas de datation sur cette unité. Tout au plus pouvons nous affirmer qu'elle est postérieure aux alluvions fines attribuées au Début-Glaciaire weichselien (*cf.* parties I.1- et II.1.2-) et antérieure au dépôt du loess massif de la fin du Pléniglaciaire supérieur. La régularité des lits et l'absence d'érosion majeure perceptible au sein de l'unité 3 plaident pour une mise en place rapide et un fonctionnement court du système. Toutefois l'unité

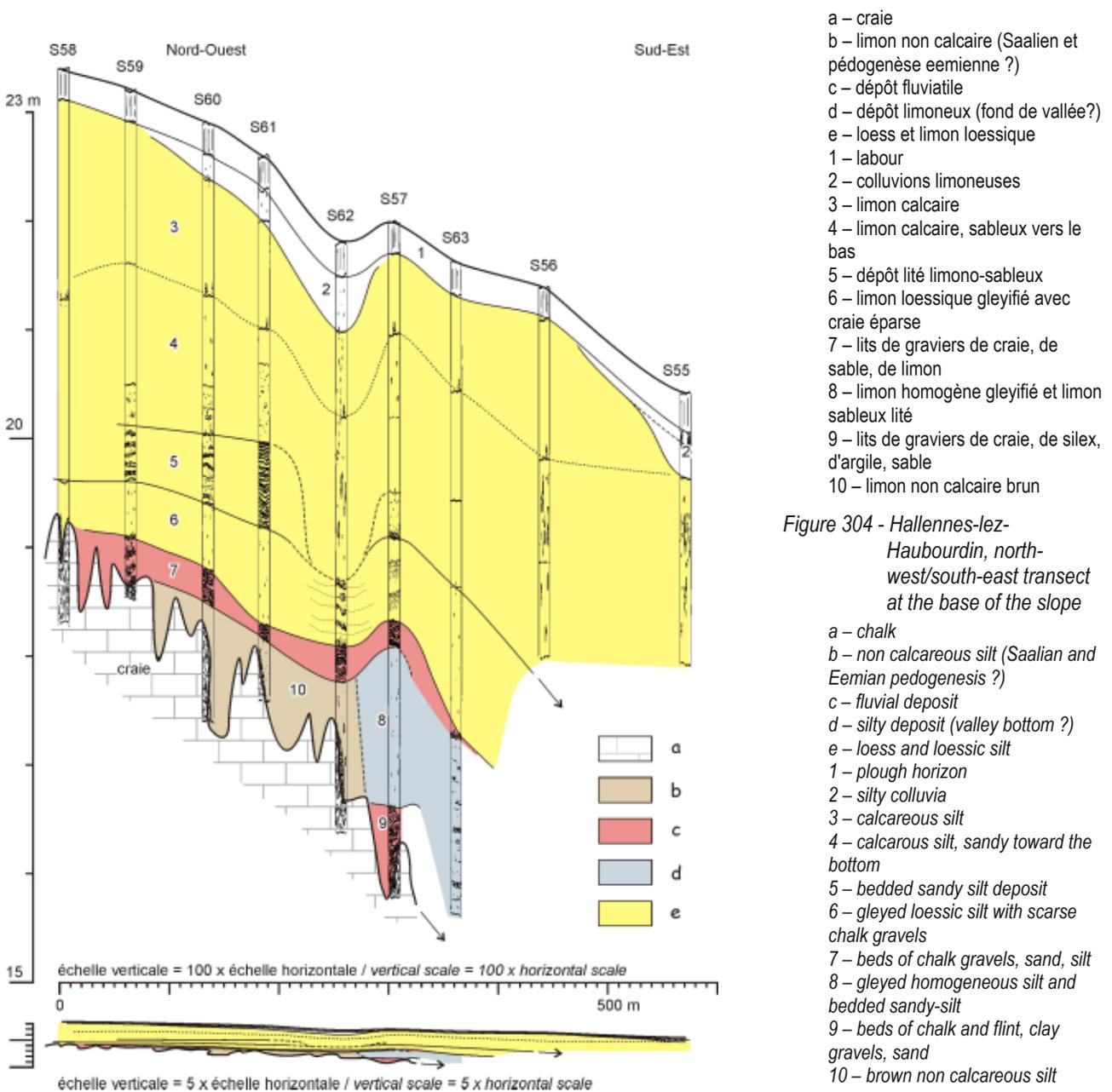
3 n'est peut-être qu'un témoin quasi-instantané et/ou tardif d'une ou plusieurs crises érosives qui ont pu affecter le bassin versant au cours du Pléniglaciaire supérieur.

3.3.2 Hallennes-lez-Haubourdin

Hallennes-lez-Haubourdin (n°3 sur la figure 298) se situe sur le même versant que Lambersart, sept kilomètres plus en amont que Lambersart « Les Conquérants ». La position morphologique est identique mais dans un contexte de substrat crayeux et de rétrécissement de la vallée au droit de l'anticlinal du Mélançois. Neuf sondages en puits ont permis de réaliser un transect (figure 304). Sous un dépôt loessique (3 à 6) nous observons une formation fluviale (sable

lité et trié, lits de limon, graviers de craie) mise en place sur le versant (7). Vers le haut de versant, l'unité 7 est en contact direct avec la craie (pendage du toit de la craie de l'ordre de 1%). Plus en contrebas une formation limoneuse ou limono-sableuse (10) s'intercale entre 7 et la craie. Son caractère non calcaire au sein d'un enregistrement carbonaté implique une décarbonatation profonde liée à une pédogenèse. L'unité est interprétée comme dépôt de versant (probablement saalien) avec pédogenèse interglaciaire (Eemien). Vers le bas de versant une unité limoneuse plastique avec litages (sable, graviers de craie et d'argile) sur un dépôt fluvial de sable, de graviers de craie et de silex se substitue au limon. Nous l'interprétons comme dépôt fluvial de fond de vallée.

Figure 304 - Hallennes-lez-Haubourdin, transect nord-ouest/sud-est en bas de versant



Le mode d'intervention (sondages en puits) limite la qualité de l'observation. Toutefois, avec un dépôt fluviatile qui s'exprime sur le versant et se poursuit en fond de vallée, Hallennes-lez-Haubourdin présente les mêmes caractéristiques morpho-sédimentaires que Lambersart « Les Conquérants » et lui est corréléable.

3.3.3 Salomé

Toujours un peu plus en amont et dans la même position morphologique sur le versant du Weppes, trois sondages en puits réalisés sur la station d'épuration de Salomé (n°21 sur les figures 298 et 268) montrent le passage en pied de versant entre les formations de versant et de fond de vallée. En bas de versant, le loess typique passe à un loess lité puis à une formation graveleuse peu épaisse sur le substrat. Quelques mètres plus loin, la plongée du substrat est accompagnée d'un épaissement de la formation graveleuse et du loess lité qui prend le faciès caractéristique détaillé à Douvrin (photo 138). Dans ce cas également une corrélation peut être proposée avec Lambersart « Les Conquérants ».

3.3.4 Saint-Amand-les-Eaux « Mont des Bruyères »

Le contact entre la plaine de la Scarpe et le versant de la colline du Mont-des-Bruyères (n°8 sur la figure 277) a été exploré en diagnostic archéologique. La perception de la stratigraphie à travers les sondages en puits est assez confuse. Tout au plus discernons nous, dans un environnement sableux généralisé, la présence d'une structure litée à distance du versant. Par contre la fouille effectuée légèrement plus haut (n°8 sur la figure 298) sur le versant a permis de mettre en évidence une érosion vigoureuse dans le fond de vallée et sur versant qui a entraîné la régénération du versant en pente assez forte développé dans le sable meuble (partie II.2-2.3.4). L'érosion est attribuée au Pléniglaciaire inférieur. Les premiers dépôts de versant observés sont constitués d'une solifluxion et d'un ruissellement aval associé. Ils sont datés du début du Pléniglaciaire moyen (figures 278 et 280). Dans ce cas, la reconstitution d'un profil d'équilibre au début du Pléniglaciaire moyen a permis de préserver un événement antérieur (Pléniglaciaire inférieur).

3.3.5 Commentaires

A. Un « sable et cailloutis » fluviatile commun au versant et au fond de vallée : une stratigraphie type du bas-pays

Le développement dans le bas-pays de *cryopediments* (partie II.2-3.2.1) est accompagné d'une érosion et d'une sédimentation grossière peu épaisse. Lambersart « Les Conquérants » permet de mettre en évidence une continuité du hiatus entre la position de versant et le fond de vallée, ainsi que la continuité stratigraphique des éventuels dépôts (sables et graviers) associés à ce hiatus. Ce système stratigraphique semble être applicable à l'ensemble de ce versant du Weppes (Hallennes-lez-Haubourdin, Salomé). La formation fluviatile grossière est identifiée comme « sables et graviers » dans le système (Paepe et Sommé, 1970). La stratigraphie observée à Lambersart est, à notre avis, fortement répandue bien que peu de sondages permettent d'identifier formellement la transition versant-fond de vallée. A défaut d'autres données, nous la considérons comme stratigraphie type du contact bas de versant/fond de vallée dans le bas-pays. Il s'agit du corollaire de l'érosion aréolaire responsable, dans des conditions périglaciaires, du développement des vastes glacis sur substrat meublé et pente douce évoqué *supra*.

B. Environnement et processus

Les versants sur substrat meuble et en pente douce sont affectés par un ruissellement peu concentré mais très étendu. Une érosion aréolaire efficace conduit à la formation d'un vaste glacis. Le versant déstabilisé alimente directement la bande active élargie en eau et en sédiment. La bande active est démesurée, étendue à la largeur des vallées. Le débit est suffisamment important pour prendre en charge l'apport de sédiments tout en pouvant parfois avoir une action morphogénétique (exemple de Saint-Amand « Mont-des-Bruyères », n°8 sur la figure 298). Tout ceci nécessite l'imperméabilisation du versant par un gel profond, si ce n'est par un pergélisol, conjugué à un volume de précipitations conséquent. Des simulations et des exemples actuels en milieu arctique ou subarctique démontrent l'importance du ruissellement sur sol gelé à la suite de la fonte de neige ou d'un épisode pluvieux (Granger *et al.*, 1984 ; Woo et Heron, 1987 ; Fortier *et al.*, 2007 ; Bogaart *et al.*, 2003a).

C. Chronologie, causes possibles

Les écoulements s'effectuent dans un environnement périglaciaire. Ils sont postérieurs aux sols du Début Glaciaire et antérieurs au dépôt de loess du Pléniglaciaire supérieur. En dehors de ces éléments de chronologie relative, nous ne disposons pas de datations à l'exception de Saint-Amand-les-Eaux « Mont-des-Bruyères » qui permet de placer une phase de forte activité fluviale avant le début du Pléniglaciaire moyen. Mais le phénomène a pu se reproduire plusieurs fois au cours du Pléniglaciaire sans laisser d'autres traces en général que la dernière érosion et l'éventuel dépôt graveleux associé. Les phases de présence de pergélisol continue (Pléniglaciaire inférieur et début du Pléniglaciaire supérieur) sont des candidats potentiels mais ne sont pas exclusifs. (Vandenberghe et Kasse, 1993) cités par (Vandenberghe et Czudek, 2008) perçoivent dans la vallée de la Mark (sud des Pays-Bas) deux épisodes de mise en place de *cryopediments* encadrant le maximum glaciaire.

Nous ne connaissons pas la durée du phénomène. Peut-être n'avons-nous que l'enregistrement de la fin d'une longue période où un ruissellement s'est exercé régulièrement. Il pourrait s'agir, au contraire, de périodes relativement courtes et catastrophiques qui, nonobstant leur brièveté, ont eu des conséquences morpho-stratigraphiques majeures. Nous pouvons par exemple imaginer, lors d'évolution climatique globale rapide, de courtes périodes de déphasage océan-continent avec une arrivée de masses d'air humide au dessus d'un continent encore affecté par un pergélisol. Un tel phénomène, hypothétique, serait par sa brièveté difficile à caractériser. C'est en partie la proposition faite par (Westaway et Bridgland, 2010) pour expliquer des décharges fluviales démesurées qui affecteraient sporadiquement le paléo-fleuve Manche et ses affluents. L'existence même de ces décharges et leurs causes est contestée et fait débat (Busschers *et al.*, 2011 ; Toucanne *et al.*, 2011 ; Westaway et Bridgland, 2011a, 2011a).

3.4 Les talwegs élémentaires

3.4.1 Un héritage de phases périglaciaires humides

La morphogenèse du réseau de talwegs élémentaires nécessite de toute évidence des écoulements abondants plus importants que ceux actuellement observés, sporadiques et liés à des épisodes pluvieux intenses (Douvinet et Delahaye, 2010). A l'Holocène, des dépôts grossiers en épandages ou en ravines peuvent s'y déposer. Toutefois, même dans les cas les plus extrêmes où une

morphologie fluviale est observée (les « creuses » du Bassin parisien), celle-ci n'est qu'entretenu au sein d'un modelé hérité du Pléistocène (Lahousse *et al.*, 2003).

Dans un contexte de faibles superficies de bassin et sur des substrats souvent perméables (craie, sable, limons), la nécessité d'un sol gelé susceptible de permettre un ruissellement important est souvent invoqué pour inciser le réseau, point commun avec le développement des cryopediments du bas-pays (*supra*, parties II.2-3.2.1 et II.2-3.3.5). La morphogenèse des vallées aujourd'hui sèches est attribuée aux périodes de pergélisol pléistocènes (Bravard et Petit, 1997 ; Bogaart *et al.*, 2003a). Toutefois, le pergélisol a pu aussi être considéré comme protecteur vis-à-vis de l'érosion des têtes du réseau. Un sol gelé ou un pergélisol permet le fonctionnement du réseau amont, mais selon (Woo, 1990) cité par (Jorgenson *et al.*, 2010) ce seraient plutôt ses phases de dégradation qui autoriseraient la morphogenèse.

3.4.2 Un enregistrement sédimentaire généralement indigent

La stratigraphie pléistocène observée dans les talwegs est généralement des plus sommaires. Elle est composée : (a) du substrat antequaternaire, (b) d'une base érosive ponctuée de graviers, éventuellement d'un dépôt graveleux mal trié, souvent peu épais ; (c), d'un comblement loessique homogène en continuité avec la couverture des interfluves, attribuable à la fin du Pléniglaciaire supérieur.

Les complexes de sol du Début Glaciaire weichselien ne sont pas observés en position de talweg. Ils peuvent en revanche être bien conservés à proximité immédiate à l'amorce du versant. Un exemple intéressant est celui de Saint-Quentin 2005 « barreau de liaison » (BDLD 356 à 376, hors zone d'étude), où le complexe de sol est, à l'approche du talweg, érodé en quelques mètres par des processus périglaciaires d'intensité croissante : cryoptation, géolifluxion puis ruissellement.

L'enregistrement weichselien des talwegs élémentaires et de nombreuses petits vallées aujourd'hui sèches est donc généralement laconique, avec un hiatus érosif qui affecte le Début-Glaciaire et le dépôt de loess du Pléniglaciaire supérieur. Le bilan sédimentaire est comparable, sinon similaire, aux versants du bas-pays affectés par les *cryopediments*.

Toutefois trois observations de talwegs élémentaires dans la zone d'étude bénéficient d'un enregistrement plus développé et témoignent d'une histoire plus complexe.

3.4.3 Mérignies

A. Un ravin incisé dans l'argile

Des sondages en puits à la pelle mécanique ont été réalisés sur le versant exposé au nord de la Pévèle, à Mérignies, à proximité d'un petit talweg élémentaire, à l'emplacement d'un futur bassin. La superficie drainée à cet endroit est d'environ 0,8 km² (figure 305). L'argile yprésienne est sub-affleurante sous une couverture limoneuse ou limono-sableuse peu épaisse (quelques décimètres à 1 mètre). Elle disparaît en contrebas au profit des sables landéniens (carte géologique de Saint-Amant-Mons-Crespin, Desoignies et Sangnier, 1968a). Nous avons observé le passage au sable un peu plus à l'ouest. Au droit des sondages, la couverture superficielle s'épaissit et deux paléo-talwegs ont été repérés. Côté est une ravine creuse l'argile de plus d'1,5 m (environ 3 m de profondeur par rapport à la surface actuelle, A sur la figure 305). Plus à l'ouest, une forme encore plus vaste se développe : plus de trois mètres sont incisés dans l'argile (soit plus de 5 m par rapport à la surface actuelle) sur plus de trente mètres de large (un seul bord a pu être repéré) (B sur la figure 305). Le terme de ravine ne rend pas justice à l'ampleur de la forme que nous qualifions de ravin. Les deux modelés sont aujourd'hui imperceptibles et décalés. Le talweg actuel, peu marqué, se situe un peu plus à l'ouest.

B. Description du comblement du ravin et datation par radiocarbone

Sous les labours et éventuelles colluvions (unité a, figure 306) nous rencontrons systématiquement un dépôt de texture hétérogène, argileux ou sableux, avec un litage plus ou moins clairement exprimé (unité « b »). Ce dépôt est probablement nourri par les apports locaux d'argile et de sable, mais aussi par les formations à nummulites provenant des hauteurs de la Pévèle comme l'indiquent quelques rares sondages avec reliquat d'une formation litée à nummulites remaniées sous la limite de décarbonatation. Cette dernière atteint en général l'argile. Toutefois, dans tous les cas, nous observons un intense enrichissement en carbonates des premiers décimètres du substrat argileux yprésien. Le fait implique : (i) la carbonatation généralisée de l'unité b avant lessivage (le taux de carbonatation a été probablement accentué par la dispersion de nummulites sur l'ensemble de la zone) ; (ii) une modification du mode de lessivage qui a dans un premier temps favorisé une carbonatation en profondeur jusque dans l'argile dont l'imperméabilité bloque aujourd'hui toute

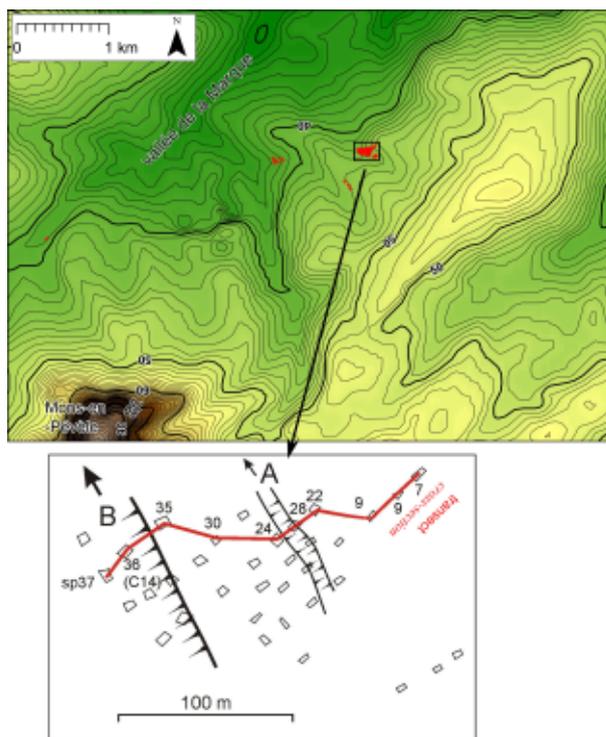


Figure 305 - Bassin versant du talweg élémentaire de Mérignies et ravin comblé

partie supérieure : bassin versant élémentaire (environ 0,8 km²)

localisation A figure 298

courbe de niveau en m IGN 69 d'après BDalti de l'IGN

partie inférieure : localisation de détail des sondages et localisation du transect figure 306 (A – ravine ; B – ravin)

Figure 305 - Merignies elementary talweg catchment and infilled ravine

upper part : elementary catchment (about 0,8 km²)

location A figure 50

IGN69 contours in meters, survey according IGN BDalti

lower part: location of details of test pits and transect, figure 58 transect location (A – gully; B – ravine)

progression du front de décarbonatation (à titre d'hypothèse nous imaginons une structuration cryogénique aujourd'hui disparue qui autorisait un écoulement dans la partie supérieure de l'argile).

Sous l'unité « b », un loess sableux, lité et coquillier (unité « c ») est conservé à la faveur des incisions (ravine A et ravin B). Un remaniement en masse d'argile (solifluxion) sépare partiellement les unités « c » et « a » dans la ravine. Le ravin permet en outre d'observer en profondeur des lits sablo-limoneux avec épisodiquement de la matière organique (unité d) (photo 148). Un petit reste végétal a été daté de 24990 ± 110 années BP (Ly-3541, GrA) soit 29 969 ± 262 Cal BP, 1 sigma, date calibrée avec CalCurve : CalPal_2007_HULU (Weninger et Jöris, 2008).

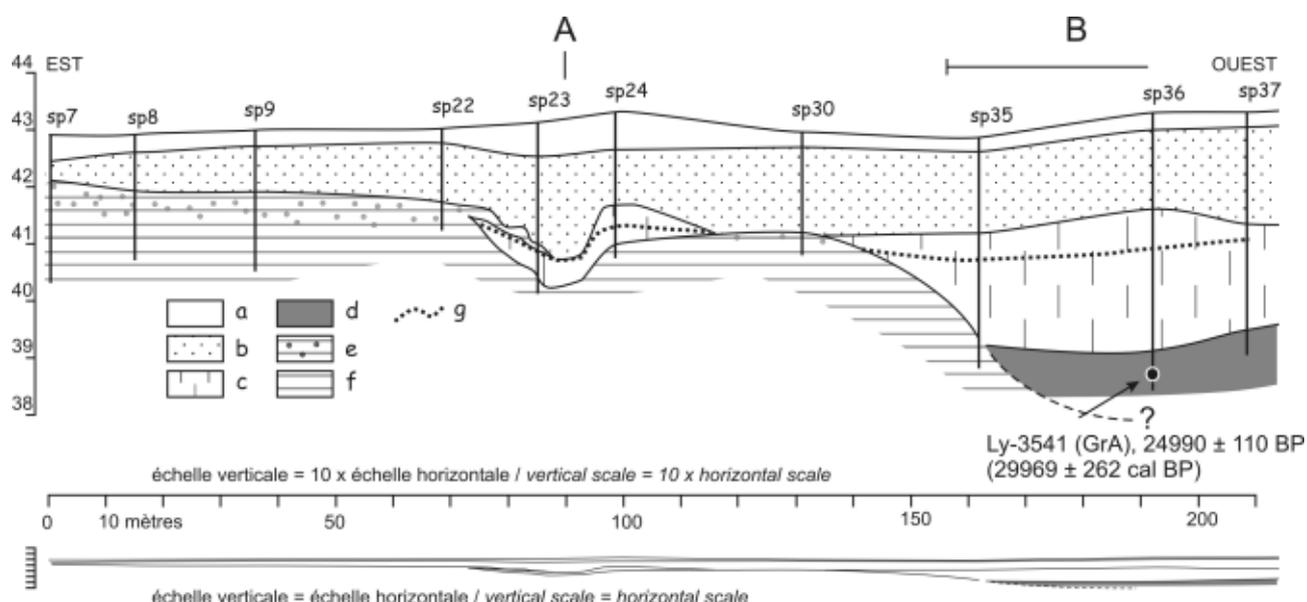


Figure 306 - Mérignies, transect partiel du ravin à comblement Pléniglaciaire

localisation sur la figure 305

- a – labours et colluvions
- b – dépôt limono-sableux ou limono-argileux, non calcaire, lité
- c – dépôt loessique sableux litée
- d – dépôt limono-sableux lité avec matière organique
- e – argile avec carbonatation secondaire
- f – argile non calcaire
- g – limite de décarbonatation

Figure 306 - Mérignies, partial transect of the Pleniglacial infilled ravine

location figure 305

- a – plough zone and colluvia
- b – non calcareous sandy or clayey silt bedded deposit
- c – bedded sandy loessic deposit
- d – bedded sandy silt deposit with vegetal remains
- e – clay with secondary carbonatation
- f – non calcareous clay
- g – decarbonatation limit



Photo 148 - Mérignies, détail de l'unité d (remplissage du ravin), formation limono-sableuse litée avec restes végétaux

Photo 148 – Mérignies, unit d, silty-sand bedded deposit (ravine infilling) with vegetal remains

C. Interprétation chrono-stratigraphique et environnementale

Le relief structural (argile sur sable) avec l'affleurement proche du sable a probablement favorisé l'ampleur de la forme.

La date obtenue sur le dépôt « d » correspond au début du Pléniglaciaire supérieur. Des conditions suffisamment humides, soutenues par l'imperméabilité du substrat argileux, ont permis alors quelques écoulements dans le petit bassin versant élémentaire. Toutefois, l'unité « d » correspond à une phase de remblaiement. Le modelé était donc déjà formé au début du Pléniglaciaire moyen, vers 30 ka. Son incision (ou son approfondissement, ou son entretien) se rapporterait donc à une phase antérieure.

Les unités « d » à « e » constituent donc un bilan du Pléniglaciaire supérieur. Le processus envisagé est essentiellement éolien avec un ruissellement diffus qui a pu être favorisé par le substrat argileux même en l'absence de pergélisol. Le caractère sableux peut aisément s'expliquer par un apport local de sable éocène. Le comblement du ravin et de la ravin sont dépourvus de nummulites remaniées qui apparaissent seulement dans le dépôt aréolaire terminal (unité b). Cette apparition au cours du Pléniglaciaire supérieur indique un changement des zones sources et aussi probablement des processus mis en œuvre : soit des assises à nummulites sont présentes sur les hauteurs du petit bassin versant (la carte géologique le suggère) mais n'ont étonnamment pas été affectées par les érosions antérieures, soit la source est un peu plus éloignée et l'apport implique un processus éolien. Nous considérons la deuxième hypothèse comme la plus probable. L'aridification de la fin du Pléniglaciaire supérieur a pu autoriser leur prise en charge par déflation puis saltation, processus facilités par la forme des nummulites.

Elles ont pu être épandues depuis l'assise cimentée en place de Mons-en-Pévèle (distant d'un peu plus de trois kilomètres au sud-ouest) ou, plus probablement, depuis leurs remaniements fluviaux accumulés préalablement dans le fond de vallée de la Marque, à l'ouest de l'observation (figure 305).

3.4.4 Avion

A. Un talweg sec dans la Gohelle

A Avion, un talweg élémentaire a été coupé par deux transects réalisés par des sondages en puits à la pelle mécanique (partie I.11- et figure 103). Le bassin, au pied de l'escarpement de Vimy, draine environ 6,7 km² (figure 101) du glacis crayeux de la Gohelle (Deschodt, 2006a). Une synthèse des transects est proposée sur la figure 307.

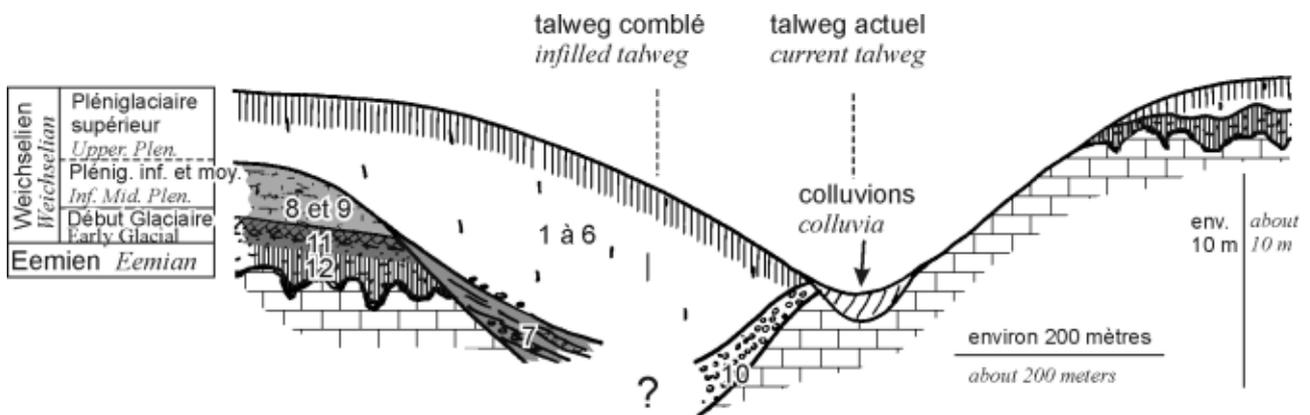


Figure 307 - Avion, transect simplifié et interprétation chrono-stratigraphique du talweg élémentaire

localisation figures 101 et 102

- 1 à 6 – limon jaune calcaire (excepté développement du sol de surface) (interprétation : loess Pléniglaciaire)
- 7 – Limons non calcaires en lits épais alternant avec des lits de graviers de craie (interprétation : solifluxion et remaniements des formations de versant antérieures)
- 8 – Limon orangé non carbonaté et structuré (interprétation : sol du Pléniglaciaire moyen développé sur 9)
- 9 – Limon non calcaire en lits fins, antérieur à 8 (interprétation : loess du Pléniglaciaire moyen et/ou inférieur)
- 10 – Graviers de craie roulés (interprétation : alluvions, activité fluviale dans le talweg)
- 11 – Horizons de sol fortement structurés (interprétation : complexe de sol du Début Glaciaire)
- 12 – Limon argileux orangé, structuré, sous l'unité 11 (interprétation : sol de l'Eemien développé sur loess du Saalien)

B. Un remaniement par solifluxion des sols antérieurs au Pléniglaciaire

Un complexe de sols (Saalien/Début Glaciaire Weichselien) est conservé à l'ouest du transect. Vers le talweg, les sols sont remaniés en masse et associés en alternance à de la craie. Le remaniement s'effectue vraisemblablement par solifluxion et rappelle les observations de remaniement du sol eemien au sein du complexe de sol du Début Glaciaire à Hermies (Antoine *et al.*, 1994). L'ensemble est directement scellé par les loess du Pléniglaciaire.

C. Activité fluviale dans le talweg

Dans le talweg ancien, aujourd'hui en grande partie scellé par le versant loessique, une forte accumulation de graviers de craie roulés avec une légère matrice sableuse est observée (figures 103 et 307). Le dépôt fluvial est recouvert par le loess pléniglaciaire, sans remaniement ni altération.

Figure 307 - Avion, elementary talweg simplified cross-section and chrono-stratigraphic interpretation

for location: see figures 101 and 102

- 1 to 6 – Calcareous yellow silt (except top soil) (interpretation : Pleniglacial loess)
- 7 – Thick beds of non calcareous silt alternating with beds of chalk gravels (interpretation: solifluxion and reworking of anterior slope deposits)
- 8 – Structured non calcareous orangey silt (interpretation : weathered unit 9, Middle Pleniglacial soil)
- 9 – Fine beds of non calcareous silt (interpretation : Inferior and/or Middle Pleniglacial loess)
- 10 – Rounded chalk gravels (interpretation : alluvia, fluvial activity in the talweg)
- 11 – Strongly structured soil horizons (interpretation : Early Glacial soil complex)
- 12 – Structured orangey clayed silt, under unit 11 (interpretation : Eemian soil, weathered Saalian loess)

D. Ravine isolée

Un sondage isolé a rencontré un dépôt de graviers de craie (SP3, figure 103). Il est interprété comme un dépôt en ravine. La présence d'une ravine isolée, en position de quasi interfluve avait déjà été observée à proximité (Sommé et Tuffreau, 1976).

E. Hypothèse : le fonctionnement du talweg avant le dépôt de loess

Le contact entre alluvions et remaniements de sols sur versant est inconnu en raison de sa profondeur d'enfouissement sous le

loess. Les deux types de sédiments sont présents toutefois à une altitude similaire. Nous proposons une reconstitution de l'activité du talweg sur la figure 308. L'activité fluviale se développe avant le dépôt de loess du Pléniglaciaire supérieur. Elle est associée à un dépôt de graviers de craie. L'écoulement dans le talweg est alimenté par des ravines qui sont probablement issues et développées à la faveur de la fonte du réseau de coins de glace (cf. partie II.2-3.5). La présence en position de quasi interfluve d'anciennes ravines conforte cette dernière hypothèse d'une activité fluviale cyclique liée à la dégradation d'un pergélisol.

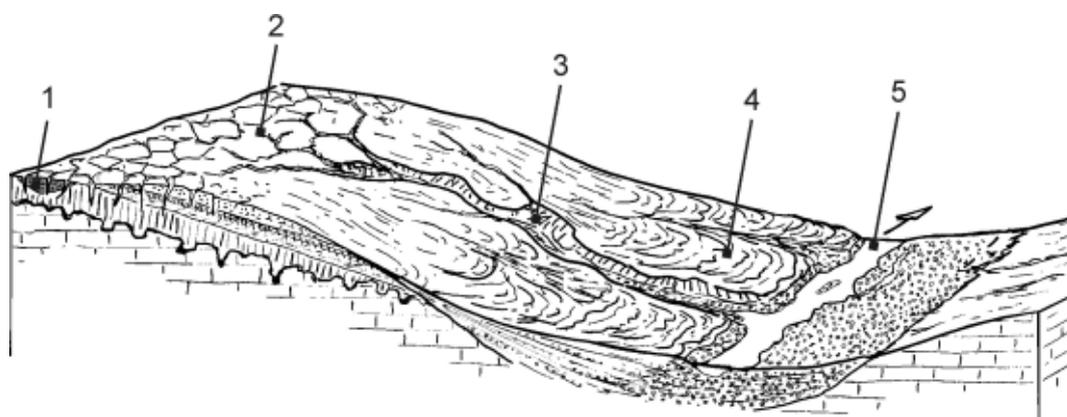


Figure 308 - Hypothèse de fonctionnement du vallon avant l'apport de loess du Pléniglaciaire supérieur

- 1 – ancienne ravine en position d'interfluve (origine thermokarstique ?)
- 2 – réseau de coins de glace
- 3 – ravine (origine thermokarstique ? fonte des coins de glace ?)
- 4 – remaniement sur versant, solifluxion
- 5 – activité fluviale et dépôt de gravier

Figure 308 - Hypothesis of the functioning of the valley prior to the Upper Pleniglacial loess input

- 1 – old gully on interfluvium (thermokarstic generated?)
- 2 – net work of ice wedges
- 3 – gully (thermokarstic generated? melting of ice wedges?)
- 4 – slope reworking, solifluction
- 5 – fluvial activity, gravel deposit

3.4.5 Onnaing-Toyota

A Onnaing, une partie du versant qui domine la plaine de confluence Escaut-Haine a été explorée en puits à la pelle mécanique, préalablement à la construction de l'usine automobile Toyota (Deschodt *et al.*, 1998). La zone sondée draine environ 2,7 km² (figure 300). Elle est traversée par un talweg. Les sondages ont permis de repérer deux à trois cents mètres plus à l'ouest un talweg fossilisé par les apports loessiques (figures 301 et 302).

A. Un dépôt grossier limité à la partie aval

Dans la partie basse de la zone explorée, alors que la pente générale du versant présente une inflexion et une valeur plus modérée vers la plaine, un dépôt fluviale se développe brutalement dans le talweg fossile (figures 301, 302 et 309). Épais (plus d'un mètre), il est constitué de sable entrecroisé avec de gros rognons épars de silex. Le gabarit des rognons atteste d'une compétence particulièrement élevée. Comme à Avion, le dépôt fluviale est directement recouvert par un loess homogène du Pléniglaciaire, sans remaniement ni altération.

B. Une compétence forte mais une morphogénèse limitée

Les paramètres sont particulièrement favorables à l'incision :

- une compétence élevée (susceptible de transporter des rognons de silex),
- un substrat facilement mobilisable (un sable marin glauconieux meuble ou légèrement grésifié),
- une pente relativement marquée (pente du versant à environ 1,3 %).

Pourtant l'incision du talweg fossile reste modérée (de l'ordre de 5 m). Nous en déduisons donc une action morphogénétique des écoulements relativement limitée. Soit que les écoulements compétents aient été de courte durée, soit que le substrat ait été cimenté par un pergélisol pendant l'activité fluviale.

C. Un témoin saalien similaire : un phénomène cyclique ?

L'exploration du versant a permis d'observer une accumulation fluviale similaire (sable et silex) dans une position morphologique proche (à la rupture de pente) et sous les limons saaliens (figures 301, n°2 sur la figure 309 et n°11 sur la figure 302). Le phénomène semble donc cyclique. Son observation est favorisée à Onnaing-Toyota par :

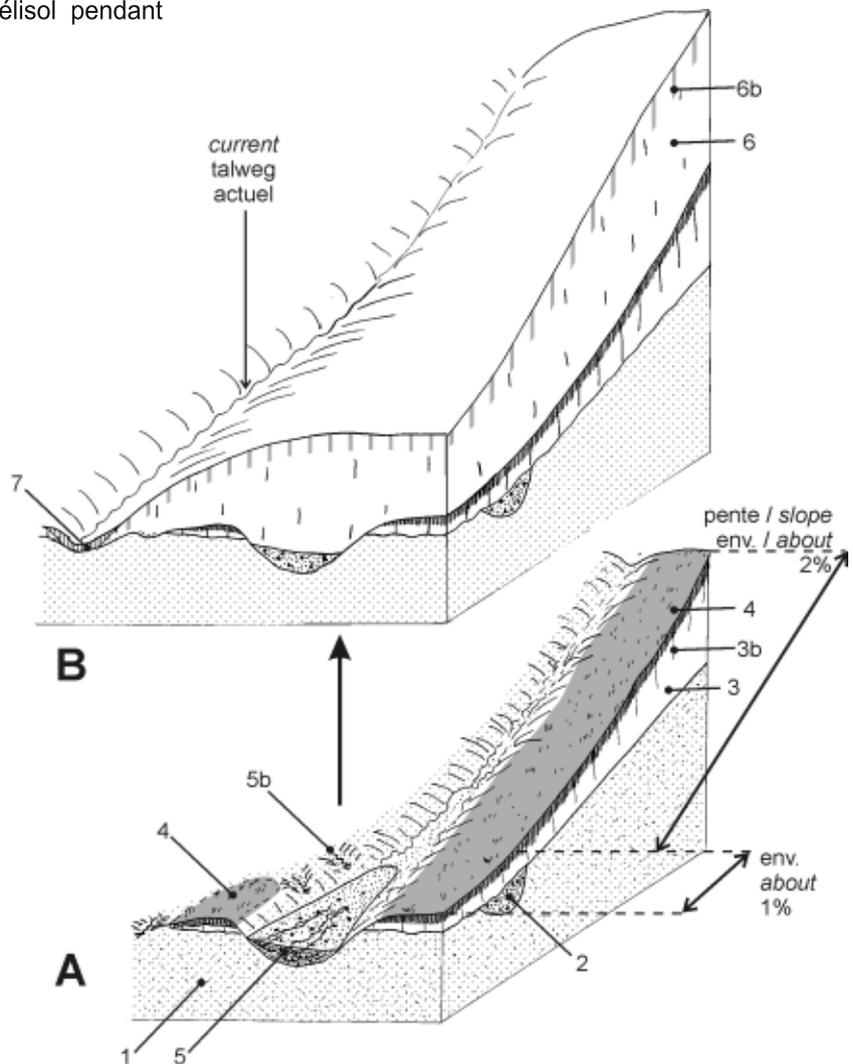
- une inflexion de la pente (qui provoque une baisse de la compétence et tend à créer un dépôt fluviale plus épais),
- une relative mobilité du talweg d'un cycle Glaciaire à l'autre (facilité par la nature sableuse du substrat et un remblaiement éolien du talweg).

Figure 309 - Talwegs et dépôts fluviaux associés sur le versant d'Onnaing-Toyota

- A - Avant l'apport de loess du Pléniglaciaire supérieur (les loess Pléniglaciaires inférieurs et moyens ne sont pas représentés)
- B - Après l'apport de loess du Pléniglaciaire supérieur
- 1 - sable marin glauconieux éocène
- 2 - dépôts fluviaux de sable et rognons de silex, Saalien
- 3 - loess saaliens
- 3b - pédogenèse eemienne
- 4 - complexe de sols du Début Glaciaire weichselien
- 5 - dépôts fluviaux de sable et rognons de silex, Pléniglaciaire weichselien
- 5b - ravines et érosion aréolaire sur sable éocène (absence de 4)
- 6 - loess du Pléniglaciaire weichselien
- 6b - pédogenèse tardiglaciaire - holocène
- 7 - colluvions limoneuses

Figure 309 - Talwegs and associated fluvials deposits on the Onnaing-Toyota slope

- A - Prior to the Upper Pleniglacial loess input (Lower and Middle Pleniglacial loesses are not shown)
- B - After the Upper Pleniglacial loess input
- 1 - Eocene glauconic marine sand
- 2 - fluvial deposit, sand and flint, Saalian
- 3 - Saalian loess
- 3b - Eemian pedogenesis
- 4 - Weichselian Early Glacial soil complex



- 5 - fluvial deposit, sand and flint, Weichselian Pleniglacial
- 5b - gullies and aerolar erosion in the Eocene sand (absence of unit 4)
- 6 - Weichselian Pleniglacial loess
- 6b - Lateglacial - Holocene pedogenesis
- 7 - silty colluvia

3.5 Thermokarst, ravines et morphogénèse

3.5.1 Relation ravines / réseau de coins de glace dans la plaine de la Lys

En plusieurs endroits, des ravines sont associées à un réseau de fentes de gel. A Quesnoy-sur-Deûle, le réseau de fente est développé dans les alluvions limoneuses litées. Il serait pratiquement imperceptible dans les formations litées encaissantes sans un comblement localement graveleux (lié à la fonte) présent dans les segments à plus forte pente (photo 149 et figure 310) (BDLD 1322 à 1331 et Deschodt, 2006c).

Les levés des fronts des anciennes briqueteries par Paepe (1964) montrent également de telles associations : à Freulinghien ravines et pseudomorphes apparaissent au même niveau (figure 253) et, à la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle, une ravine surmonte la racine d'un coin de glace (figure 255). Dans tous ces cas, le réseau de coins de glace a pu diriger l'écoulement, voire le nourrir dans un contexte de fonte de la glace du pergélisol.



Photo 149 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : un cailloutis d'argile lié à un écoulement révèle la présence d'un pseudo-morphe de coin de glace

Photo 149 - Quesnoy-sur-Deûle "Chemin de la Bergerie": a clay gravel sheet associated with runoff reveals an ice wedge pseudomorph

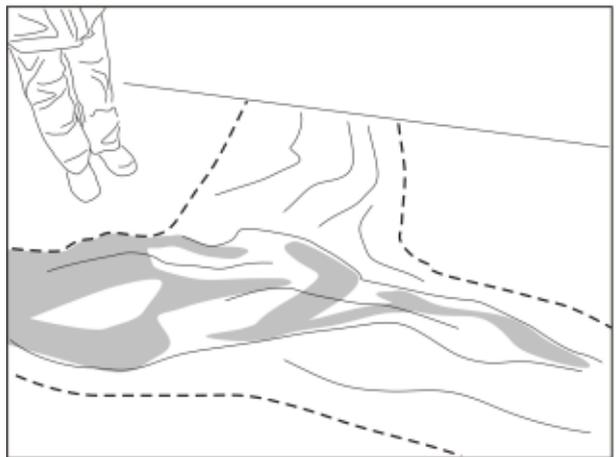


Figure 310 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : un noeud du réseau de fente
seul le segment à plus forte pente est rendu visible par la présence d'un cailloutis

Figure 310 - Quesnoy-sur-Deûle "Chemin de la Bergerie":
wedge network node
only the steeper slope segment is made visible by the gravel layer

Figure 311 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : association ravine-pseudomorphe de coin de glace

Sondage SP2, coupe dans le réseau visible sur la figure 310 et photo 149
A – croquis, paroi amont
B – SP2, croquis sans échelle, paroi aval
1 – labour
2 – sol
3 – alluvion limoneuse litée calcaire (cf. photo 135)
4 – graviers
5 – bloc de 3 remanié

Figure 311 - Quesnoy-sur-Deûle "Chemin de la Bergerie":
ravine-ice wedge pseudomorph association
testpit SP2, cross-section of the network visible on figures 310 and photo 149
A – sketch, upstream wall
B – sketch (not to scale) downstream wall
1 – plough horizon
2 – soil
3 – calcareous bedded alluvium (cf. photo 135)
4 – gravels
5 – reworked blocf from unité 3

Figure 312 - Relation entre ravines et réseaux de coins de glace en position d'interfluve et en contexte de plateau : l'exemple de Saint-Hilaire-sur-Helpe

extrait de la coupe de synthèse et log

A – réseau de coins de glace

B – ravines

observations 2007 en position de quasi interfluve (point culminant à 181 m d'après la carte IGN 1/25 000), hors zone d'étude (bassin de la Sambre), BDL 1216 et 1217

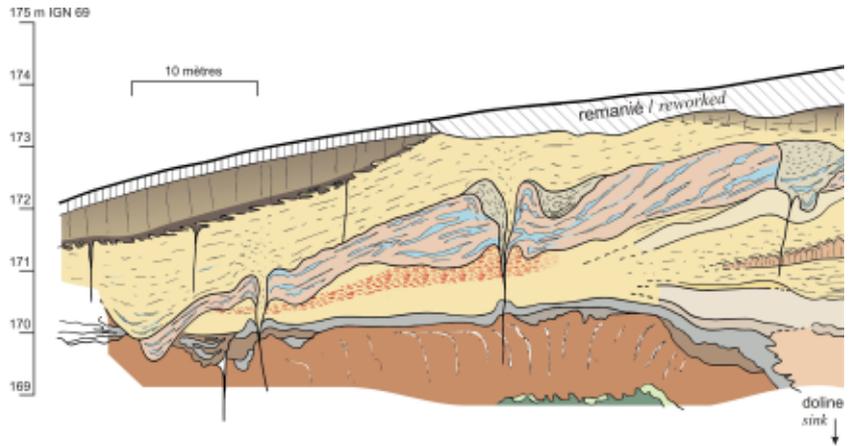


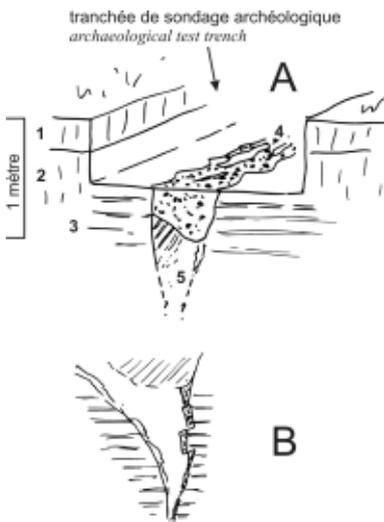
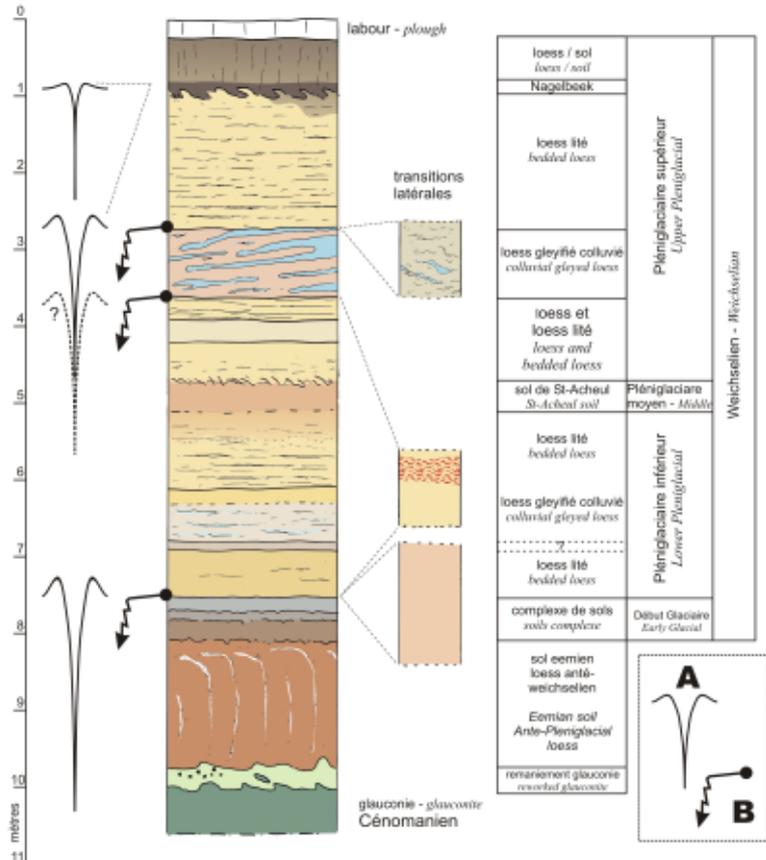
Figure 312 - The relation between gullies and icewedges networks in an interfluvium location: the example of Saint-Hilaire-sur-Helpe

extract of synthetic cross-section and log

A – ice wedge network

B – gullies

2007 observation in almost interfluvium location (upper elevation 181 m from the 1/25000 IGN map), outside of study area (Sambre river catchment), BDL 1216 and 1217



3.5.2 Des ravines en position d'interfluve dans le haut-pays : un phénomène d'origine thermokarstique ?

Nous rencontrons épisodiquement dans les régions de reliefs plus contrastés des ravines en position d'interfluve. C'est ainsi que nous interprétons à Avion, en Gohelle, la présence isolée sur versant d'une alluvion graveleuse similaire à celle observée dans le talweg fossile (sondage SP3, figures 103 et 308). Non loin de là, sur un interfluve voisin de la Gohelle, à Vimy, des ravines ont été identifiées par Jean Sommé (Sommé et Tuffreau, 1976 ; Sommé, 1977b). Hors zone d'étude, nous avons observé à Saint-Hilaire-sur-Helpe (Avesnois) plusieurs générations de

ravines associées à des réseaux de coins de glace, et ce en sommet d'interfluve (figure 312) (références annexe 1216 et 1217). Dans tous ces cas, le bassin versant potentiel (déduit de la topographie actuelle) susceptible d'alimenter les ravines est extrêmement réduit, en général de l'ordre de quelques hectares (table 45). Dans le cas de position d'interfluve, le simple écoulement hortonien (et ce même en cas d'infiltration nulle sur sol gelé) peut difficilement, à lui seul, expliquer la concentration des flux et leur efficacité morphogénétique. Nous émettons l'hypothèse d'un lien génétique entre ravines et réseaux de coins de glaces, souvent observés en concomitance dans le bas-pays (figures 253, 255, 310 et 311) comme dans le haut-pays (figure 312). Un processus thermokarstique est probable. Elle peut être étayée par des comparaisons de formes pléistocènes et de processus actuels.

3.5.3 Éléments de comparaison pléistocènes

La présence de ravines sur des versants avec des bassins versants de très faibles dimensions est recensée ailleurs et attribuée à des écoulements liés à la dégradation du

pergélisol : à Villiers-Adam, dans le Bassin parisien (Antoine *et al.*, 2003 ; Lochter *et al.*, 2003) , à Nußloch, en Allemagne (Antoine *et al.*, 2007b), à Veldwezelt, dans le Limbourg belge (Meijs, 2011). A Nußloch, ainsi qu'en Aquitaine dans un contexte sableux (Brunie *et al.*, 2011) cité par (Bertran *et al.*, 2013), la racine d'une fente est observée sous la ravine, témoignant de la relation entre les écoulements et le réseau de structure périglaciaire. Le comblement de la ravine à Nußloch est daté par radiocarbone de la fin du Pléniglaciaire moyen (probabilité moyenne centrée sur 32,26 BP). A Veldwezelt, quatre générations de ravines au cours du Pléniglaciaire supérieur sont considérées par l'auteur comme probablement dues à la dégradation d'un pergélisol. D'autres générations de ravines préexistent, dont une avec incision rapide et considérable (30 mètres de larges, 3 mètres de profondeur) malgré un bassin versant réduit (de l'ordre de $5 \times 10^4 \text{ m}^2$?) qui intervient juste après la formation du « sol de Vaux » (équivalent du sol de Saint-Acheul).

(Van Vliet-Lanoë, 1996) distingue un thermokarst « brutal » avec fonte rapide et écoulements d'un thermokarst « régressif » correspondant à une dégradation lente non forcément associée à une amélioration climatique.

lieu / place	position / location	a	b	profondeur / depth	largeur / width	superficie bassin / catchment area	source
Quesnoy-sur-Deûle "chemin de la bergerie" SP2 (*)	Plaine de la Lys, plaine	-	X	env. 0,5 m	env. 0,4 m	0,5 à 10 ha	BDLD 1322 à 1331 (Deschodt, 2006c)
Avion, sondage SP3	Gohelle, versant, bord d'interfluve	-	?	> 1,3 m	>2 m	8,5 ha	BDLD 1453 à 1481 (Deschodt, 2006a)
Vimy	Gohelle, interfluve	-	?	0,8 m	4,5 m	5 ha	(Sommé, 1977b)
Saint-Hilaire-sur-Helpe (**)	Avesnois, versant, bord d'interfluve	X	X	0,5 à 1 m	1 à 1,5 m	1,5 ha	BDLD 1416 (Féray, 2013)
Villiers-Adam "le Chamesson" (**)	Val d'Oise, bas de versant	X	?	2,5 à 4 m	10 à 30 m	2,8 ha	(Lochter <i>et al.</i> , 2003)

Table 45 - Recensement de ravines élémentaires pléistocènes en position de versant ou d'interfluve et mesure de leur bassin versant potentiel

NB : les superficies sont systématiquement surestimées
a – plusieurs niveaux stratigraphiques comportant au moins une ravine (X=oui)
b – les écoulements sont en relation avec un réseau de coins de glaces (X=oui)
(*) – A Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » le calcul du bassin potentiel est difficile à établir et marqué d'une grande incertitude en raison d'un relief de plaine peu contrasté
(**) – hors zone d'étude

table 45 - Inventory of Pleistocene elementary gullies on slope or interfluvia and measurement of their potential catchment areas

NB: surface areas are systematically overestimated
a – severals stratigraphic levels with at least one gully (X=yes)
b – the flows ar linked with an icewedge network (X=yes)
(*) – in Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la bergerie » the potential catchment area is difficult to establish and characterised by great uncertainty due to the low relief in the plain
(**) – outside of study area

3.5.4 Analogues actuels

Des ravines associées aux réseaux de coins de glace se développent encore de manière contemporaine (Jorgenson et Osterkamp, 2005). Des écoulements relativement faibles peuvent être associés et intervenir dans un réseau actif (Levy *et al.*, 2008). Mais ils sont le plus souvent liés à une dégradation du pergélisol. Ce dernier peut résulter de facteurs stationnels et à une rupture locale du bilan thermique (érosion, modification de la couverture végétale...) et non nécessairement à un réchauffement climatique.

Un écoulement peut s'amorcer dans le réseau de fentes (Dylik, 1964), d'abord de manière souterraine puis après effondrement de la voûte sous la forme de ravines parfois de grande taille (Seppälä, 1997). Les propriétés thermiques de l'eau liquide, renforcées par sa circulation, provoquent la fusion du coin de glace et la dégradation du pergélisol (Harris, 2002). L'érosion et la production d'eau liquide développent une rétroaction positive qui accélère le phénomène (Osterkamp *et al.*, 2009), et ce même quand la température annuelle est encore largement compatible avec la présence d'un pergélisol continu (Jorgenson *et al.*, 2010).

Le phénomène s'accroît encore quand la glace est exposée. Sa fusion est alors assez rapide pour alimenter directement l'écoulement dans les ravines. Un des exemples les plus frappants est probablement celui rapporté par (Fortier *et al.*, 2007) sur l'île Bylot (nord du Canada). Un réseau de ravines imposantes (plusieurs mètres de profondeur et de largeur) s'est développé sur 750 m de long en seulement 4 ans, avec une vitesse maximum de 5 m par jour. Le phénomène est initié par un ruissellement des eaux de fonte de la neige sur sol gelé (avec un débit maximum de l'ordre de 0,4 m³/s pour un bassin d'environ 2 km²). Les eaux de ruissellement s'engouffrent pendant quelques semaines dans l'ouverture béante d'un thermokarst. Celui-ci forme un tunnel développé au contact du coin de glace et du mollisol ou, à plus grande profondeur, au sein de la glace même. Quand la voûte des conduits souterrains s'effondre, la glace est exposée à l'air libre. La fonte de la glace alimente l'écoulement pendant la période estivale et prend le relais de l'alimentation par fonte de la neige. L'enfouissement du coin sous les alluvions est susceptible de ralentir sa fonte.

Les terrains limoneux sont particulièrement sensibles au thermokarst et au développement de ravines (French, 1974), même dans des conditions de pentes modestes (Toniolo *et al.*, 2009).

Selon (Woo, 1990, cité par Jorgenson *et al.*, 2010), la dégradation du pergélisol et la fonte de la glace entraînent une augmentation du débit dans les réseaux élémentaires mais une baisse du débit en aval du bassin en raison de la perméabilité retrouvée du substrat.

3.5.5 Discussions

A. Des exemples connus rares mais un phénomène probablement répandu

Les ravines recensées au sein de la couverture pléniglaciaire sont peu nombreuses (table 45). Parmi elles rares sont les ravines clairement identifiées comme résultant d'un processus thermokarstique. Toutefois le petit nombre d'exemples connus n'implique pas nécessairement la rareté du phénomène. Pour comparaison, les réseaux de coins de glace à maille d'ordre décimétrique que nous savons largement répandus ne sont pas systématiquement détectés : dans la zone d'étude, environ quarante pseudomorphes de coins ont été repérés sur plus de 1 200 observations ponctuelles en puits. La probabilité qu'un sondage de quelques mètres carrés rencontre une partie d'un réseau (ravine ou coin) est réduite. En outre, les ravines ne se développent que sur une partie du réseau de fentes en coin (l'observation de pseudomorpe plus ou moins gleyifié sans trace d'écoulements marquée est de loin la plus fréquente). L'emprise spatiale restreinte limite d'emblée les occasions d'observation. A cela s'ajoute la difficulté de la reconnaissance du phénomène : les dépôts associés peuvent être discrets, comme à Quesnoy-sur-Deûle où le phénomène ne doit sa détection qu'à son caractère sub-affleurant qui a permis son observation en tranchée. De plus, dès que la ravine a quelque ampleur (comme à Vimy, Saint-Hilaire-sur-Helpe, Villiers-Adam), le pseudomorpe est érodé et le lien génétique avec le réseau de coins s'estompe ou disparaît. Les traces observées sont celles d'un phénomène qui n'a pu pleinement se développer. Enfin, dans le cas des ravines de plus grande ampleur, un sondage ponctuel à la pelle mécanique n'est pas suffisant pour la percevoir : les dépôts grossiers et/ou lités liés à l'écoulement seront observés sans qu'un lien avec une structure particulière soit établi. Au mieux, celle-ci pourra être déduite par comparaison avec des sondages proches (comme dans l'exemple d'Avion).

D'une manière générale, nous soupçonnons que le phénomène est répandu et fréquent, contrairement à ce que laisserait présumer le faible nombre de cas recensés.

B. De brèves phases plusieurs fois répétées au cours du Pléniglaciaire

La dégradation du pergélisol avec développement de ravines a pu se produire lors des oscillations climatiques brusques et de forte amplitude du Pléniglaciaire weichselien. La fonte d'un coin de glace est estimée au maximum à quelques dizaines d'années dans le cas d'une non exposition et en l'absence de ravinement (Haesaerts et Van Vliet, 1973). Les analogues actuels (*supra*) témoignent que la fonte du coin est bien plus rapide en cas d'exposition et surtout si un écoulement se produit en son sein. Les caractéristiques mécaniques et surtout calorimétriques de l'eau accélèrent le processus et peuvent provoquer la fonte du coin et la formation d'une ravine de taille conséquente en une seule saison estivale (Fortier *et al.*, 2007).

Le phénomène est dans tous les cas de courte durée rapportée aux phases climatiques du Pléistocène. Il a pu se produire à plusieurs reprises au cours du Pléniglaciaire weichselien.

C. Une intime conviction : un rôle morphogénétique prépondérant dans les parties amont des bassins

A travers quelques exemples nous avons affirmé que les écoulements thermokarstiques liés aux dégradations du pergélisol ont pu avoir un effet érosif important, au moins sur les interfluves et les têtes amont des réseaux. Dans ces bassins réduits à quelques milliers de mètres carrés et à la morphologie de détail peu contrastée, le processus a pu avoir un impact supérieur à un écoulement hortonien sur sol gelé. Le phénomène est à notre avis responsable de l'extension amont du réseau de talwegs. Des exemples explicites d'une telle évolution ont été analysés en Scandinavie (Svensson, 1982). Dans nos régions, les ravines non ou incomplètement comblées par la suite par les colluvions ou les dépôts éoliens ont été susceptibles de guider les écoulements ultérieurs. Ces derniers ont pu entretenir et développer la morphologie initiée. Le phénomène et sa répétition au cours du Pléistocène a du jouer un rôle majeur dans la morphogenèse et l'extension des bassins hydrographiques.

D. Un transit efficace vers l'aval

Paradoxalement, les dépôts fluviatiles dans les réseaux secs sont indigents (comme évoqués partie II.2-3.4.2). Les accumulations observées à Onnaing-Toyota (partie II.2-3.4.4) et Avion (II.2-3.4.5) constituent des témoins inhabituels de périodes d'activités des réseaux (liées ou non à une dégradation du pergélisol). Leur position stratigraphique est

compatible avec la dernière phase de dégradation du pergélisol au Pléniglaciaire supérieur, avant les dépôts de loess massifs. Les dépôts ne bénéficient toutefois pas de datations numériques. Quand bien même, la brièveté d'une phase de dégradation du pergélisol ne permettrait pas de les associer, par le seul argument chronologique, aux alluvions.

Nous ne recensons pas non plus de modelés de cônes de déjection ou dépôts pléniglaciaires assimilables provenant des interfluves. Cette absence de corollaire sédimentaire immédiatement à l'aval des zones érodées sur interfluve ou tête de vallon plaide pour des écoulements suffisamment compétents étendus vers l'aval pour permettre le transit et l'évacuation des produits de l'érosion.

E. Un impact inconnu sur les parties aval des bassins

L'impact des phases de dégradation du pergélisol a pu varier considérablement dans l'espace et le temps en fonction de paramètres non linéaires et parfois avec des évolutions antinomiques (par exemple retour d'une porosité et d'une perméabilité du sédiment, limitation du ruissellement mais production d'eau de fonte...). L'impact sur les flux hydrologiques et sédimentaires vers l'aval a pu être réduit si la réponse au changement climatique est délayée ou morcelée à l'intérieur d'un même bassin. Au contraire, des effets de seuil ont pu être franchis sous l'effet d'un cumul et d'une concentration des eaux de fonte suite à une réponse rapide et simultanée d'une part importante d'un même bassin versant. Les analogues actuels holocènes, situés en région arctique ou subarctique, permettent difficilement d'imaginer ce qu'a pu être la fonte du pergélisol dans nos régions au cours des changements climatiques contrastés du Pléniglaciaire. Le thermokarst et une fonte rapide ont pu affecter une vaste région, et ce d'autant plus que la fonte a du être favorisée par l'insolation plus fortes de nos latitudes moyennes et, éventuellement, par un changement rapide du régime de température ou de précipitation. L'efficacité envisagée du transit sédimentaire dans les parties intermédiaires des bassins suggère également, au minimum, une phase d'hydrographie importante vers l'aval. Toutefois, même en considérant l'éventualité d'un pic de décharge solide et/ou liquide hors norme, l'inertie des grandes vallées aval rend problématique leur identification dans le corps sédimentaire d'un phénomène si bref (quelques années ou quelques dizaines d'années maximum) (Vandenberghe, 2002). Westaway et Bridgland (2011) posent comme une évidence l'occurrence d'écoulements de grande ampleur dans le fleuve Manche qui seraient en partie alimentés par la fonte du pergélisol (Westaway et Bridgland, 2010). Le fait est débattu (*cf.* partie II.2-3.3.5C).

4. Le Pléniglaciaire weichselien et l'évolution Pléniglaciaire supérieur du bas-pays

4.1 Litho-stratigraphie : du sable au limon

Le passage en revue, bassin par bassin, des dépôts de fonds de vallée dans les parties précédentes permet de constater que haut et bas-pays possèdent des systèmes morpho-stratigraphiques distincts.

4.1.1 Litho-stratigraphie type du haut-pays

Le haut-pays, en amont de la zone d'étude, se caractérise par des dépôts souvent grossiers restreints à des vallées encaissées, avec, sporadiquement quelques formations limono-sableuses conservées au-dessus (partie II.2-2.5 et figure 313). L'ensemble est en général masqué par les formations du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les litho- et chrono-stratigraphies du Pléniglaciaire du haut-pays s'apparentent à celles connues pour le Bassin parisien. Dépourvues d'observations originales ou de datations et corrélables aux informations plus complètes et complexes obtenues dans le bas-pays, nous les évoquons mais ne nous y attardons pas. La synthèse développée concerne essentiellement le bas-pays.

4.1.2 Litho-stratigraphie type du bas-pays

Le bas-pays offre les données sur le Pléniglaciaire weichselien les plus détaillées de la zone d'étude et aussi les plus originales par rapport aux régions limitrophes. Elles bénéficient également de quelques datations.

A. Répartition spatiale et représentativité temporelle

La morpho-stratigraphie des dépôts pléniglaciaires du bas pays s'apparente à celle du bassin belgo-néerlandais. Les dépôts du Pléniglaciaire, généralement à l'affleurement (figure 313), recouvrent de grandes surfaces dans de larges vallées dont les limites exactes sont parfois peu distinctes. Une partie des dépôts est en continuité avec les formations de versant.

Le bas pays se caractérise aussi par des dépôts pléniglaciaires localement épais : de l'ordre de 15 mètres ou plus dans la Plaine de la Lys et la Deûle aval (terminaison française de la vallée flamande), de l'ordre de 10 à 12 mètres à la confluence Escaut-Haine (dans ce cas épaisseur totale du Quaternaire sans distinction), de l'ordre de 6 à 7 mètres dans la plaine de la Scarpe.

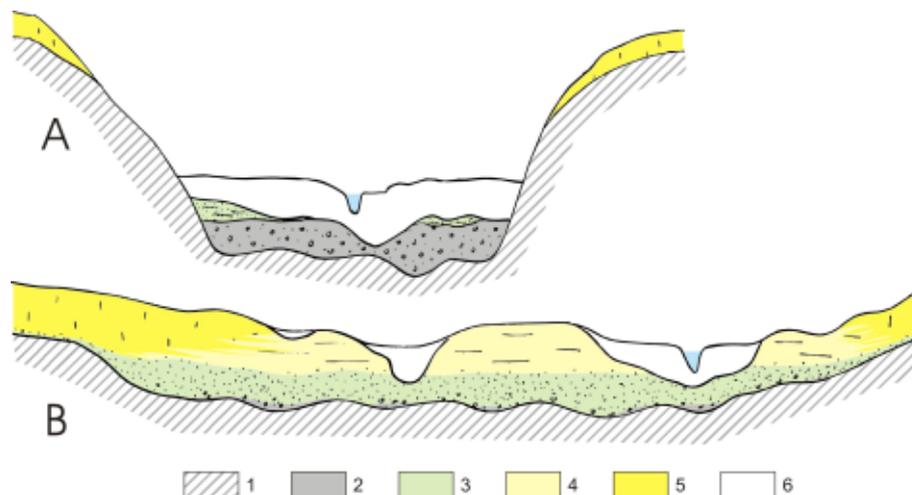


Figure 313 - Haut et bas-pays : deux systèmes morpho-stratigraphiques

- croquis théoriques
 A - haut-pays
 B - bas-pays
 1 - substrat antérieur au Pléniglaciaire
 2 - graviers
 3 - litages sableux ou sablo-limoneux
 4 - limon en fond de vallée
 5 - formations de versant
 6 - alluvions postérieure au Pléniglaciaire

Figure 313 - High and low-country : two morpho-stratigraphic systems

- theoretical sketches
 A - high-country
 B - low-country
 1 - substrate anterior to the Pleniglacial
 2 - gravels
 3 - sandy or silty-sandy beds
 4 - valley bottom silt
 5 - slope formations
 6 - post Pleniglacial alluvia

Toutefois, les zones de forte épaisseur sont restreintes aux axes de creusement maximum. Rapportées à la largeur des vallées, leur extension est modérée. Une épaisseur de l'ordre de quelques mètres reste la plus fréquente dans la majeure partie des plaines.

La profondeur des dépôts ne permet pas de préjuger de leur âge et une forte épaisseur ne garantit pas une bonne représentativité des dépôts plus anciens. Prenons pour exemples éloquentes le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys (figure 257) ou les coupes de Lille « rue Hegel » (figure 48 et « C » sur la figure 210), où respectivement 8 et au minimum 10 mètres sont attribuables au Pléniglaciaire supérieur. De tout évidence les témoins les plus anciens sont peu présentés et ce pour plusieurs raisons :

- (a) Des périodes de forte hydrologie ont provoqué une érosion extensive des dépôts, le bilan sédimentaire est très lacunaire avec une sur-représentation du dernier état (fin du Pléniglaciaire).
- (b) La fin du Pléniglaciaire correspond à un déséquilibre entre charge sédimentaire et flux hydrique (en défaveur de ce dernier, favorisant un alluvionnement) auquel s'ajoute un apport éolien en fond de vallée. L'ensemble tend également à une sur-représentation de la fin du Pléniglaciaire.

Aux deux remarques factuelles précédentes, s'ajoutent également des biais d'observation qui défavorisent nos connaissances des périodes antérieures à la fin du Pléniglaciaire supérieur :

- (a) les observations directes, plus fiables et détaillées, concernent presque exclusivement les premiers mètres de la stratigraphie.
- (b) La similitude des textures des alluvions (majoritairement sable et limon) ne permet pas de distinguer *a priori* une signature sédimentaire ou une formation caractéristique d'une période. Une formation sablo-limoneuse plus ancienne conservée d'aventure ne sera pas forcément identifiée comme telle. *A contrario*, la présence épisodique de faciès un peu différents plus éloignés (présence de matière organique, dépôt fin limono-argileux) attire l'attention jusqu'à parfois orienter l'interprétation chronologique sans toujours hélas de confirmation par datations numériques ou bio-stratigraphiques (cas des dépôts attribués au Début Glaciaire au nord-ouest de Lille, cf. parties I.2- et II.1-1.2), du remplissage du chenal le plus ancien sur le site d'Houplin-Ancoisne « Le marais de Santes », cf. partie I.5- et figure 53, unité 7).

Étudier la lithologie et l'environnement des dépôts de fonds de vallée du bas-pays c'est d'abord étudier la fin du Pléniglaciaire weichselien, mieux représenté et (relativement) mieux connu.

formations		description	variation
L	L sup	limon loessique typique ou limon loessique légèrement sablonneux, présence éventuelle de quelques lits sableux ou d'éléments grossiers, en continuité avec la couverture loessique de versant <i>typical loessique silt or lightly sandy loessic silt, possible sandy beds or coarse elements, in continuity with slope loess cover</i>	sable éolien avec lits loessiques (plaine de la Scarpe) <i>aeolian sand with loessic beds (Scarp plain)</i>
	L gr	lits sableux épisodiques, retour de caractères grossiers contrastant avec L_inf et surtout L_sup <i>occasional sandy beds, coarse texture contrasting with L_inf and especially L_sup</i>	
	L inf	limon lité avec lits sableux, en général transition diffuse avec la formation sous-jacente <i>bedded silt with sandy beds, usually diffuse transition with underlying formation</i>	
S	S sup	sable lité et sable avec lits de limon <i>bedded sand with silt beds</i>	
	S gr	lits de sable et d'éléments grossiers (éventuellement absents ou graviers sur une surface érosive) <i>sandy and coarse elements beds (possibly absent or only gravels upon erosive limit)</i>	
F	F lim	limon-sableux lité, plus fin que Ssup, irrégulièrement présent <i>bedded sandy-loam, finer than Ssup, non evenly present</i>	
	F gr	id. SG, irrégulièrement présent (ou confondu avec SG ?) <i>id. SG, non evenly present (or merged with SG ?)</i>	

Table 46 - Proposition d'une lithostratigraphie des formations du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée

d'après les observations de la vallée de la Deûle, cf. figure 314

Figure 314 - A proposed lithostratigraphy of the Weichselian Pleniglacial formations in the valley bottoms

based on observations in the Deûle river valley observations, cf. figure 314

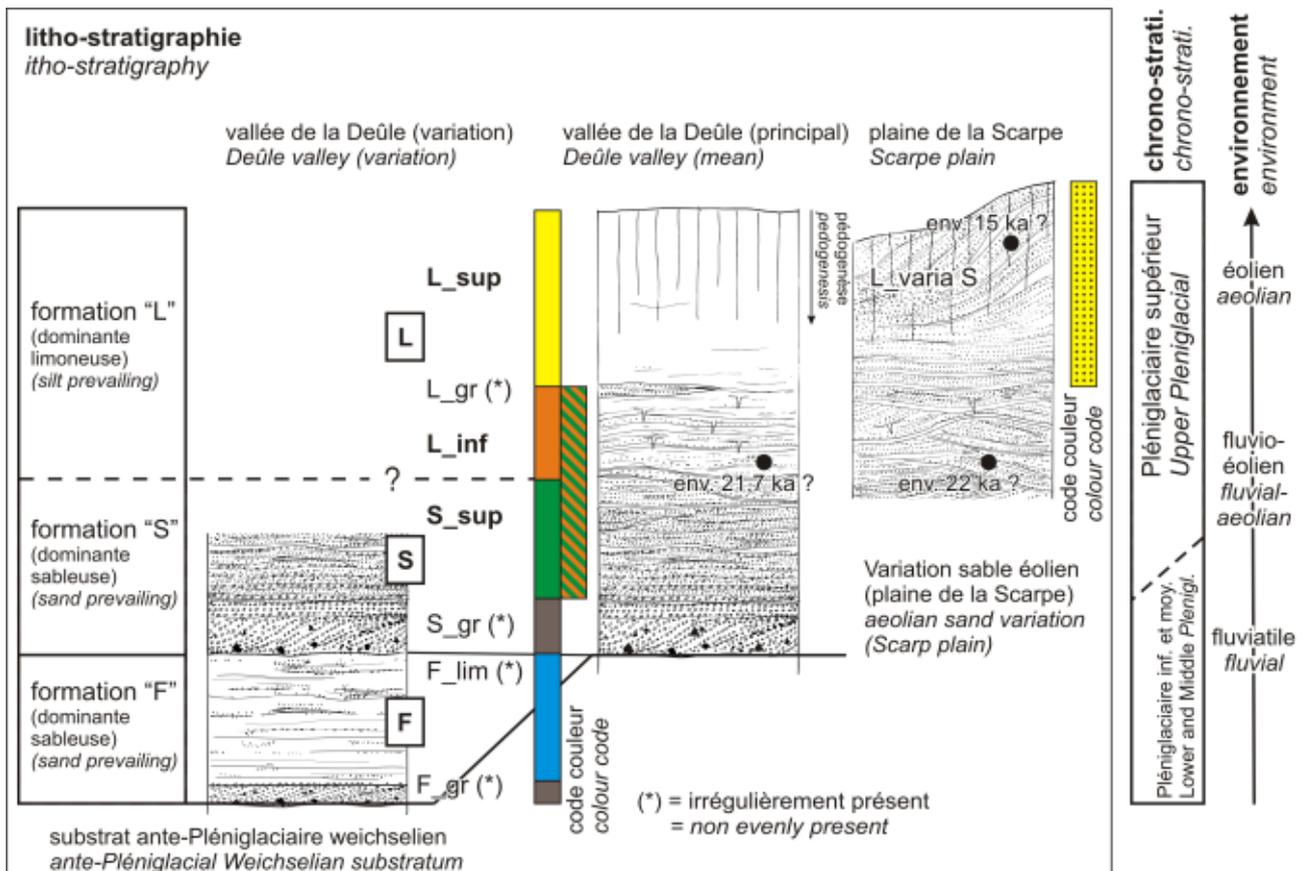


Figure 314 - Proposition d'une lithostratigraphie des formations du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée

d'après les observations de la vallée de la Deûle, description table 46

Figure 314 - A proposed lithostratigraphy of the Weichselian Pleniglacial formations in the valley bottoms

based on observations in the Deûle river valley, description see table 46

B. Une synthèse lithostratigraphique pour la vallée de la Scarpe et de la Deûle

Une bipartition texturale : limon sur sable

Les deux bassins les mieux documentés (Scarpe et surtout Deûle) permettent la construction d'une lithostratigraphie (figure 314 et tableau 46). Synthétisée à l'extrême, nous reconnaissons une bipartition fondamentale marquée par une variation verticale de faciès. Une formation sableuse litée (sable, sable et limon, notée « S » sur la figure 314) associée à des conditions fluviales passe vers le haut à une formation limoneuse loessique (notée « L » sur la figure 314), elle-même associée à des conditions de dépôts fluvio-éoliens ou éoliens. La formation « L » est en continuité stratigraphique avec les formations loessiques sur versant. Elle peut incorporer du sable éolien, voire un sable éolien peut s'y substituer (cas de la plaine de la Scarpe, avec le faciès noté « LvariaS » et corrélé à un modelé dunaire).

Les deux formations ainsi définies couvrent la presque totalité des fonds de vallée

de la Deûle et de la plaine de la Scarpe. Le contact avec le substrat est constitué d'une limite érosive nette, précédée par des formations plus grossières ou soulignées par quelques graviers de craie (contact non observé dans la plaine de la Scarpe).

Variations de faciès

Les deux formations principales (S et L) peuvent présenter des variations de faciès (figure 314 et tableau 46) :

- « S gr », sable enrichi en gravier, voire dépôt essentiellement graveleux (suit en général une limite érosive sur le bed-rock crayeux) dans la vallée de la Deûle. Les dépôts graveleux sont absents de la plaine de la Scarpe, à l'exception d'un axe de quelques kilomètres (Fourrier, 1989, 1992) qui correspond au débouché de l'Escrebieux et de la Scarpe dans la plaine.
- « S sup », sable lité, graviers épisodiques, plus ou moins riche en limon ; il peut se confondre avec la base de la formation L.

- « L inf », limon lité, plus ou moins riche en sable ; il peut se confondre avec la partie supérieure de la formation S. « L inf » peut éventuellement être entièrement limoneux, lité, avec des concentrations de carbonates importantes dues à une décantation cyclique de limon calcaire ; en cas de pédogenèse, ce faciès disparaît et le sédiment ne se distingue plus d'un loess typique pédogenisé.
- « L gr », présence épisodique de lits graveleux au sein de L.
- « L sup », loess typique ou limon loessique légèrement sablonneux, présence éventuelle de quelques lits plus grossiers ; « L sup » se distingue difficilement d'un loess typique, en particulier quand il est pédogenisé.

Cette stratigraphie type s'agrémentent d'autres variations secondaires en fonction :

- de l'épaisseur des unités,
- de la structure fluviale (simple cailloutis sans structure nette, litages entrecroisés, litages sub-horizontaux, éventuel grano-classement),
- des constituants de la fraction grossière : graviers de craie, de silex ou d'argile en plus ou moins grande abondance (en fonction de la lithologie du bassin, de la proximité du *bed-rock*, de la distance à la source),
- des constituants de la fraction fine : CaCO₃ ou glauconie,
- de l'éventuelle présence de structures cryogéniques (cryoturbation, fentes de dessiccation, fente de dessiccation syngénétique, pseudomorphe de coin de glace, structure fluviale thermokarstique...)
- de l'éventuelle (et rare) présence de restes végétaux,
- de traits pédologiques (oxydoréductions, décarbonatations et carbonatations secondaires...).

Nous associons à la litho-stratigraphie un code couleur simple (figure 314). La distinction n'est pas toujours aisée entre la partie supérieure de « S » (sable lité avec lits limoneux) et la base de « L » (limon avec lits sableux). Un code commun est proposé pour tenir compte de cette incertitude. Le code couleur est appliqué à la synthèse de la vallée de la Deûle et de la plaine de la Scarpe (figures 315 à 317).

Dépôts antérieurs

Aux formations « S » et « L », nous ajoutons une formation sous-jacente « F » (figure 314) pour tenir compte de la présence épisodique de dépôts plus fins, limoneux (« F lim ») avec une base passant à des dépôts grossiers (« F gr ») à l'approche du *bed-rock*.

A ce jour, nous n'avons pas observé de pédogenèse au sein des unités attribuées au Pléniglaciaire en fond de vallée, comme rencontrée dans la vallée affluente de la Haine (Haesaerts, 2004).

Une litho-stratigraphie applicable aux bassins voisins

La synthèse litho-stratigraphique proposée pour la Deûle et la Scarpe peut être soumise aux autres bassins. Elle s'applique sans grande difficulté à la plaine de la Lys (figure 318). Le cas de la plaine de l'Escaut est plus délicat en raison du fort contraste des textures (figures 319 et 320). Une partie des nappes de graviers de silex observées dans la plaine de l'Escaut peut être corrélée à la formation « S » (*cf.* discussion II.1-4.2 et II.2-2.4.4).

4.2 Le Pléniglaciaire inférieur et moyen

4.2.1 Une documentation lacunaire

Le Pléniglaciaire inférieur n'a pas été identifié dans la zone d'étude.

Le Pléniglaciaire moyen est représenté par les formations alluviales fines limoneuses ou limono-sableuses rencontrées sous les dépôts sableux lités (unité « F » de la litho-stratigraphie, figure 315). Aucune datation directe n'a été effectuée (au mieux les formations plus grossières sus-jacentes sont datées du Pléniglaciaire supérieur, *cf. supra* partie II.2-4.3.3 et figure 321) et l'attribution chronologique doit être considérée avec prudence. Dans la vallée de la Deûle, ces formations sont rares, peut-être liées à des creusements en chenaux relativement excentrés dans la vallée (Houplin-Ancoisne, « Le Marais de Santes »). Elles semblent continues dans la plaine de la Lys et dans la plaine de la Scarpe où la largeur de la plaine a pu favoriser leur développement et conservation. Dans la plaine de la Lys, les formations limono-tourbeuses décrites anciennement (Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967) pourraient éventuellement être réinterprétées comme formations alluviales du Pléniglaciaire moyen (*cf.* discussion partie II.1-2.1.2C).

4.2.2 Une ébauche d'évolution pour le Pléniglaciaire inférieur et moyen

Un schéma général de l'évolution pléniglaciaire des fonds de vallée (figures 321 et 322) peut être proposé malgré le peu d'éléments dont nous disposons pour le Pléniglaciaire inférieur et moyen. L'évolution pléniglaciaire inférieur et moyen des fonds de vallée du bas-pays est corrélable avec les vallées des plaines des bassins voisins, au Royaume-Uni, en Belgique, aux Pays-Bas et en Allemagne du Nord (figure 323) (Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden et Kasse, 2001). Les phases hydrologiques du bas-pays sont synchrones avec des écoulements de haute énergie (Pléniglaciaire inférieur et supérieur) et de faible énergie (Pléniglaciaire moyen) dans les bassins voisins.

Les datations sur le bas du versant du Mont-des-Bruyères dans la plaine de la Scarpe (*cf.* partie II.2-2.3.4, figure 280 et table 42) confortent indirectement l'image d'une hydrologie particulièrement forte dans une première partie du Pléniglaciaire. Le rajeunissement du versant d'une colline sableuse a nécessité des écoulements considérables pour déblayer le produit de l'érosion. Cette phase de morphogenèse est antérieure à $56,85 \pm 4,14$ ka (datation OSL). Elle peut être rapportée au Pléniglaciaire inférieur ou à la transition Pléniglaciaire inférieur/moyen.

La formation « L » se caractérise par une texture plus fine, limoneuse, et est antérieure aux formations plus grossières « S » datées du Pléniglaciaire supérieur (figure 321). Il s'agit d'un alluvionnement en plaine mis en place dans des conditions d'hydrologie plus faible (figure 322), en cohérence avec les tendances observées dans les plaines du nord de l'Europe (figure 323). Le Pléniglaciaire inférieur et moyen est cependant probablement plus complexe que ce que nous pouvons, en l'état, mettre en évidence.

4.3 Pléniglaciaire supérieur

4.3.1 Des plaines balayées par les eaux...

En tous points des plaines du bas-pays nous observons des formations fluviales majoritairement sableuses (unité « S », figure 314). Cette unité repose fréquemment sur le substrat antequaternaire. L'unité « S » rencontrée en fond de vallée peut être considérée comme équivalant

stratigraphique de tout ou partie des formations graveleuses des fonds de vallée du bassin parisien (*cf.* la discussion et élément bibliographique partie II.2-1.2 et l'exemple de la vallée de l'Hogneau-Aunelle, figures 295 et 320, où la transition entre les deux systèmes morpho-stratigraphiques, figure 313, peut être suivie de proche en proche). De même, l'unité « S » est associée à une érosion sur versant et au développement de *cryopediments* sur les bas de versant sableux à faible pente (II.2-3.3).

Un activité fluviale importante, extensive, a affecté l'ensemble du fond de vallée jusqu'aux extrémités amont des bassins et les versants pendant une première partie du Pléniglaciaire supérieur (figure 324). Le développement de la formation « S » sur substrat sableux drainant dans les parties amont des bassins (exemple de Dourges-Ostricourt, partie I.10-) implique la présence d'un pergélisol (Kasse, 1997 ; Bogaart *et al.*, 2003a). De cette forte activité hydrologique sur sol gelé résulte le hiatus à la base de la formation « S ». Nous pouvons lui associer également des incisions remarquables dans les parties aval des bassins : axe de drainage central de la plaine de la Lys (partie II.2-2.1.9) et, dans la vallée de la Deûle, incision de la craie à partir de Lille ou, à minima, un déblaiement d'une incision préexistante (partie II.2-2.2.5).

Les styles fluviaux correspondant ne sont pas clairement identifiés. Des écoulements en tresses ont pu se développer quand les apports en éléments grossiers étaient abondants (zones de bed-rock crayeux dans la vallée de la Deûle, nappes de graviers de silex dans la vallée de l'Escaut). Cependant les paramètres de lithologie (texture fine majoritaire ou exclusive) et de pente longitudinale (faible) ont vraisemblablement permis le développement de lits méandriformes. Des traces de méandres sont conservées en nombre dans la plaine de la Scarpe sans être encore datées (partie II.2-2.3.5).

Des processus éoliens locaux sont vraisemblablement intervenus dans ce contexte. Il est probable qu'une part prépondérante de la fraction fine de « S sup » résulte d'apports allochtones contemporains (Koster, 2005). Les phases d'inondation et d'activité des chenaux ont pu d'autre part être relayées par une déflation (Field *et al.*, 2009). Toutefois la forte humidité qui régnait d'évidence dans les plaines a dû freiner les processus éoliens locaux (Kasse, 1997). Dans le cas de la Scarpe, les analyses granulométriques permettent à Fourrier (1989) de considérer les processus éoliens comme prépondérants. Dans tous les cas, la forte activité fluviale et la largeur démesurée des bandes actives ont masqué d'éventuels dépôts éoliens en fond de vallée.

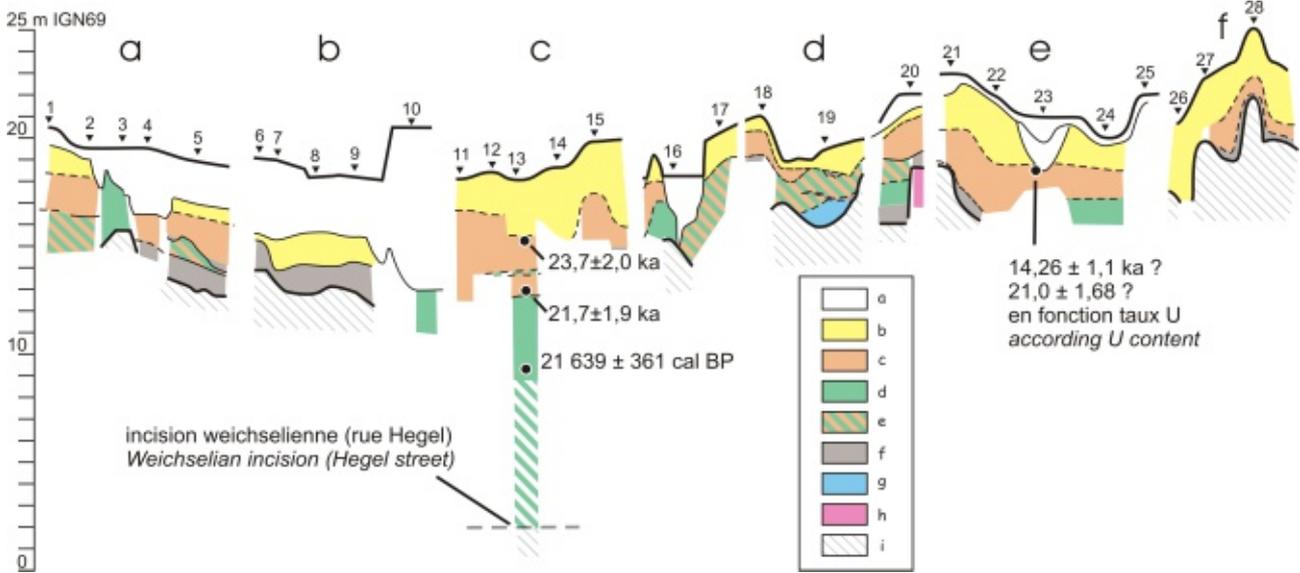


Figure 315 - Le Pléniglaciaire weichselien de la vallée la Deûle : synthèse litho-stratigraphique

1 à 28 voir table 39 et localisation sur la figure 263
 sections « a » à « f », voir figures 264 à 269
 application du code couleur de la figure 314
 a – Tardiglaciaire – Holocène
 b – limon loessique
 c – limon loessique lité
 d – sable lité
 e – limon et sable lité
 f – gravier de craie
 g – limon lité (Pléniglaciaire moyen weichselien ?)
 h – limon lité (Début Glaciaire weichselien)
 i – bed rock

Figure 315 - Lithostratigraphic synthesis of Weichselian Pleniglacial in the Deûle river valley

1 to 28 see table 39 and location on figure 263
 reaches « a » à « f », see figures 264 to 269
 colour code from figure 314 used
 a – Lateglacial – Holocène
 b – loessic loam
 c – bedded loessic loam
 d – bedded sand
 e – bedded sand and loam
 f – chalk gravels
 g – bedded loam (Weichselian Middle Pleniglacial ?)
 h – bedded loam (Weichselian Early Glacial)
 i – bed rock

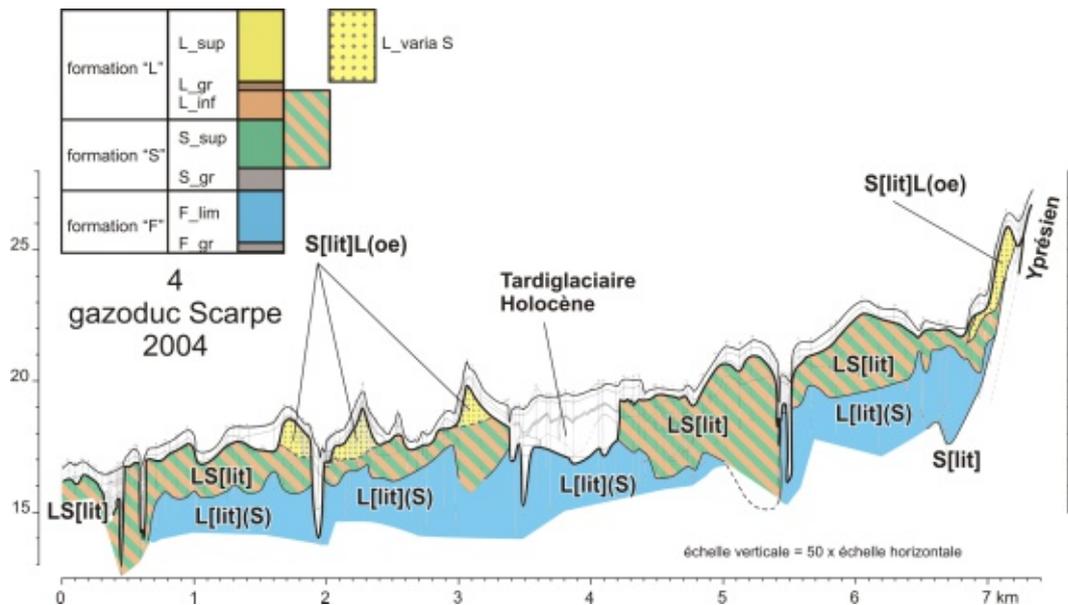


Figure 316 - Le Pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Scarpe, transect gazoduc : synthèse litho-stratigraphique
 application du code couleur de la figure 314

Figure 316 - The Weichselian Pleniglacial in the Scarpe plain, pipe-line cross-section: litho-stratigraphic synthesis
 colour code from figure 314 used

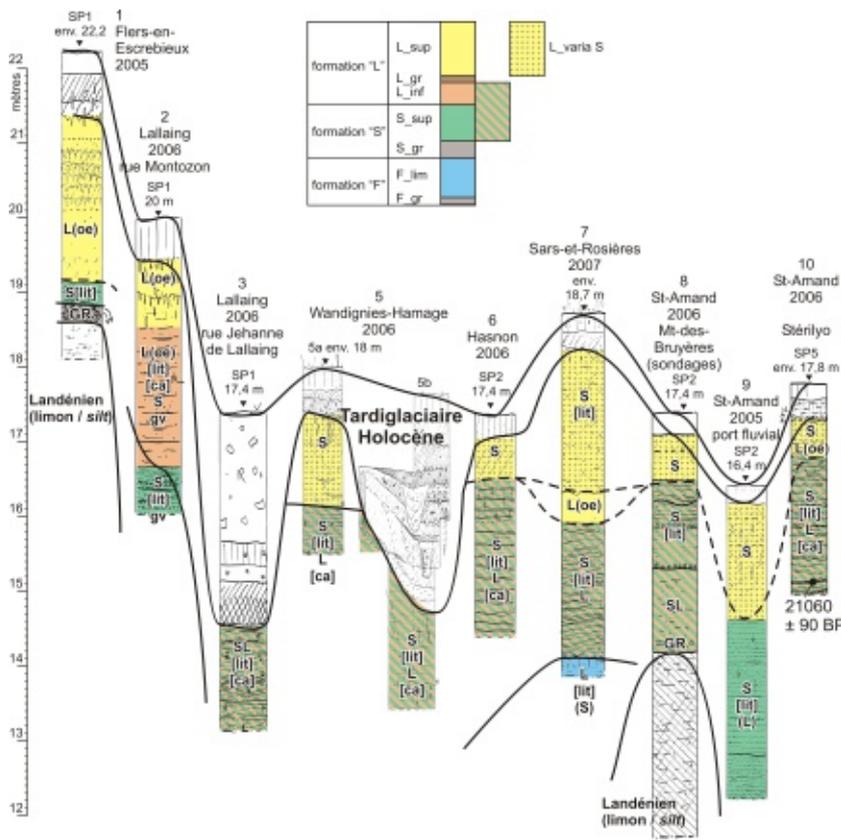


Figure 317 - Le Pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Scarpe, observations 1 à 10 : synthèse litho-stratigraphique application du code couleur de la figure 314

Figure 317 - The Weichselian Pleniglacial in the Scarpe plain, observations 1 to 10: litho-stratigraphic synthesis colour code from figure 314 used

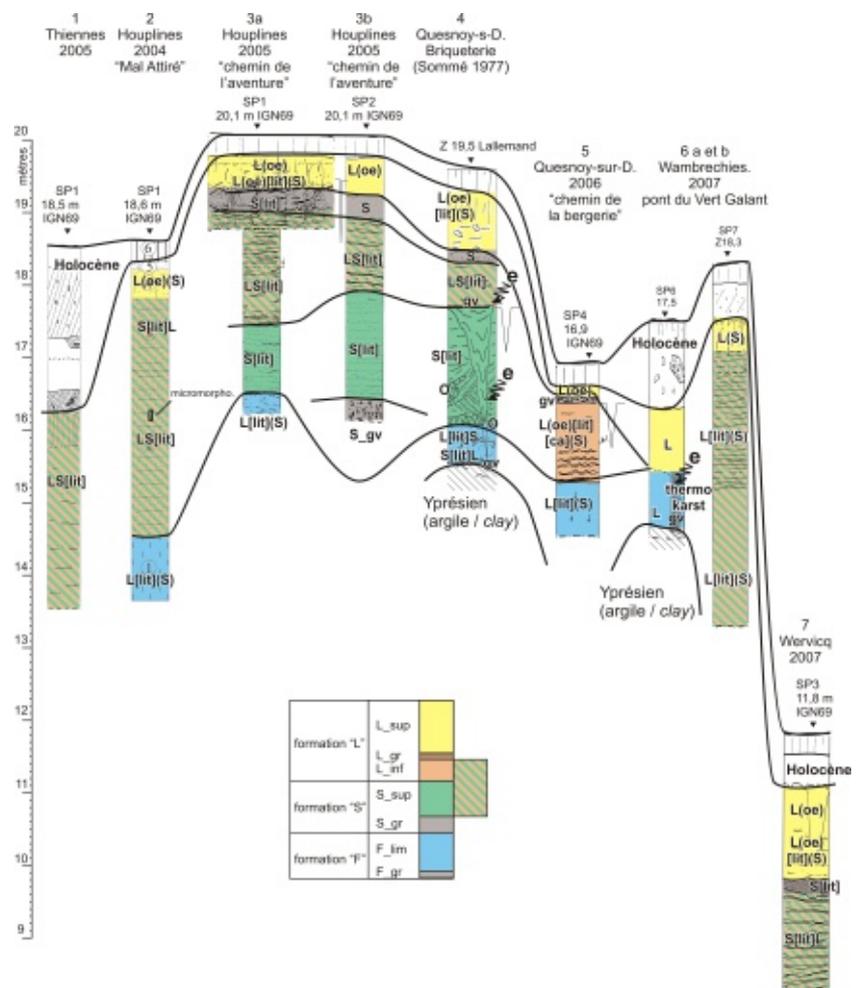


Figure 318 - Le Pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Lys : synthèse litho-stratigraphique application du code couleur de la figure 314

Figure 318 - The Weichselian Pleniglacial in the Leie river plain: litho-stratigraphic synthesis colour code from figure 314 used

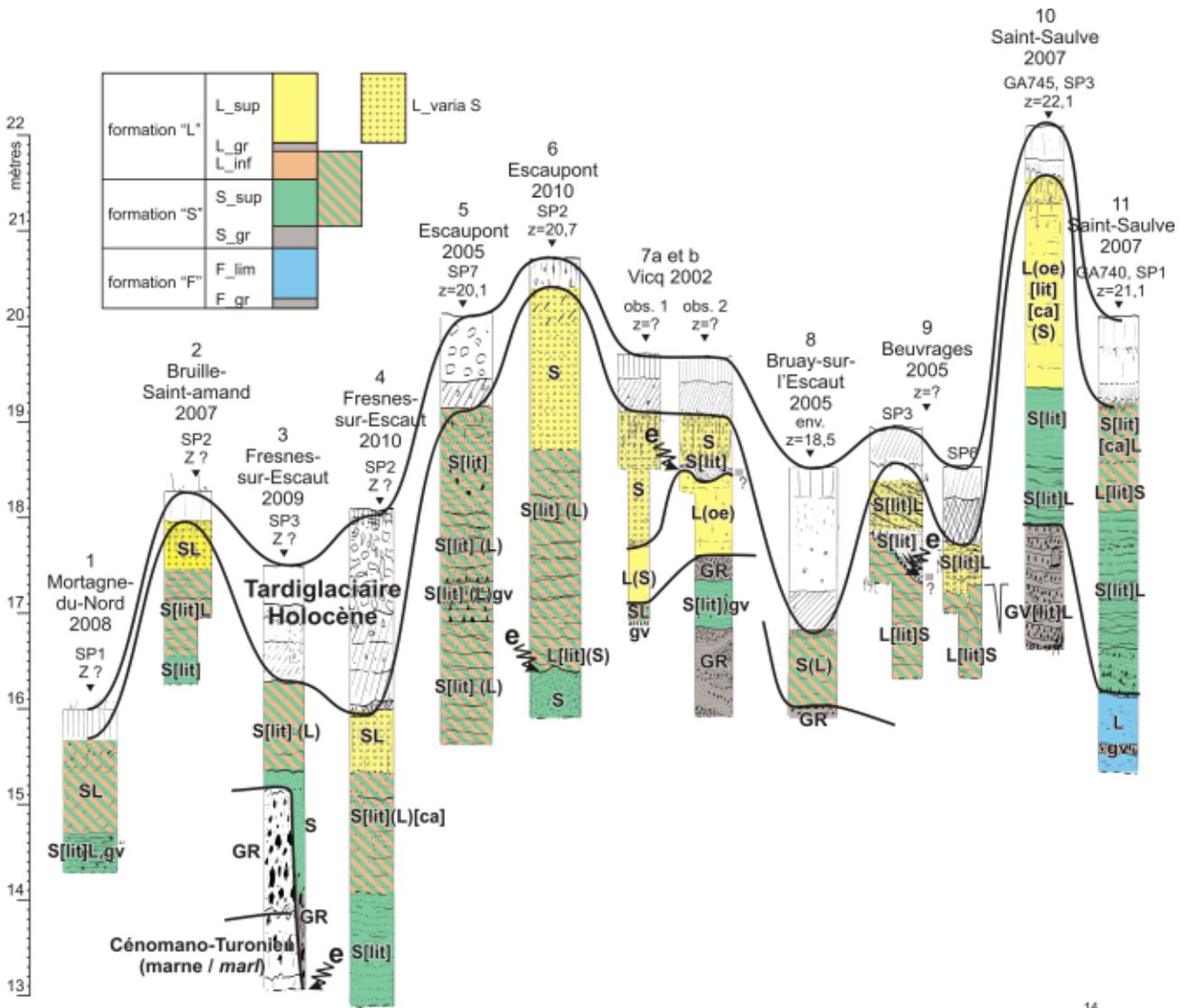


Figure 319 - Le Pléniglaciaire weichselien de la plaine de confluence Escaut-Haine, observations 1 à 11 : synthèse litho-stratigraphique
application du code couleur de la figure 314

Figure 319 - The Weichselian Pleniglacial in Scheldt-Haine confluence plain, observation 1 to 11: litho-stratigraphic synthesis
colour code from figure 314 used

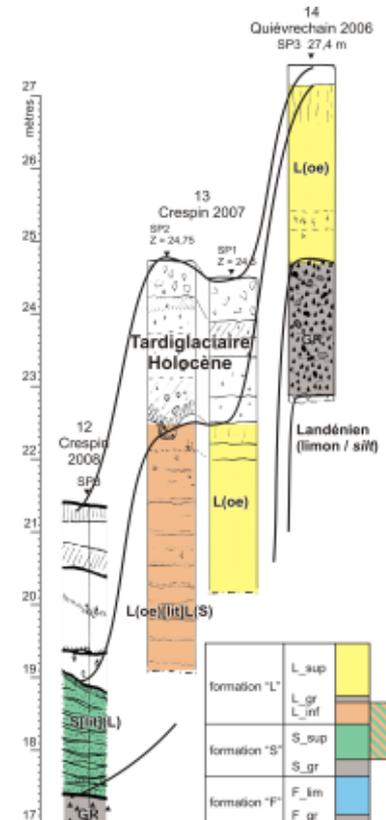


Figure 320 - Le Pléniglaciaire weichselien de la plaine de confluence Escaut-Haine, observations 12 à 14 : synthèse litho-stratigraphique
application du code couleur de la figure 314

Figure 320 - The Weichselian Pleniglacial in Scheldt-Haine confluence plain, observation 12 to 14: litho-stratigraphic synthesis
colour code from figure 314 used

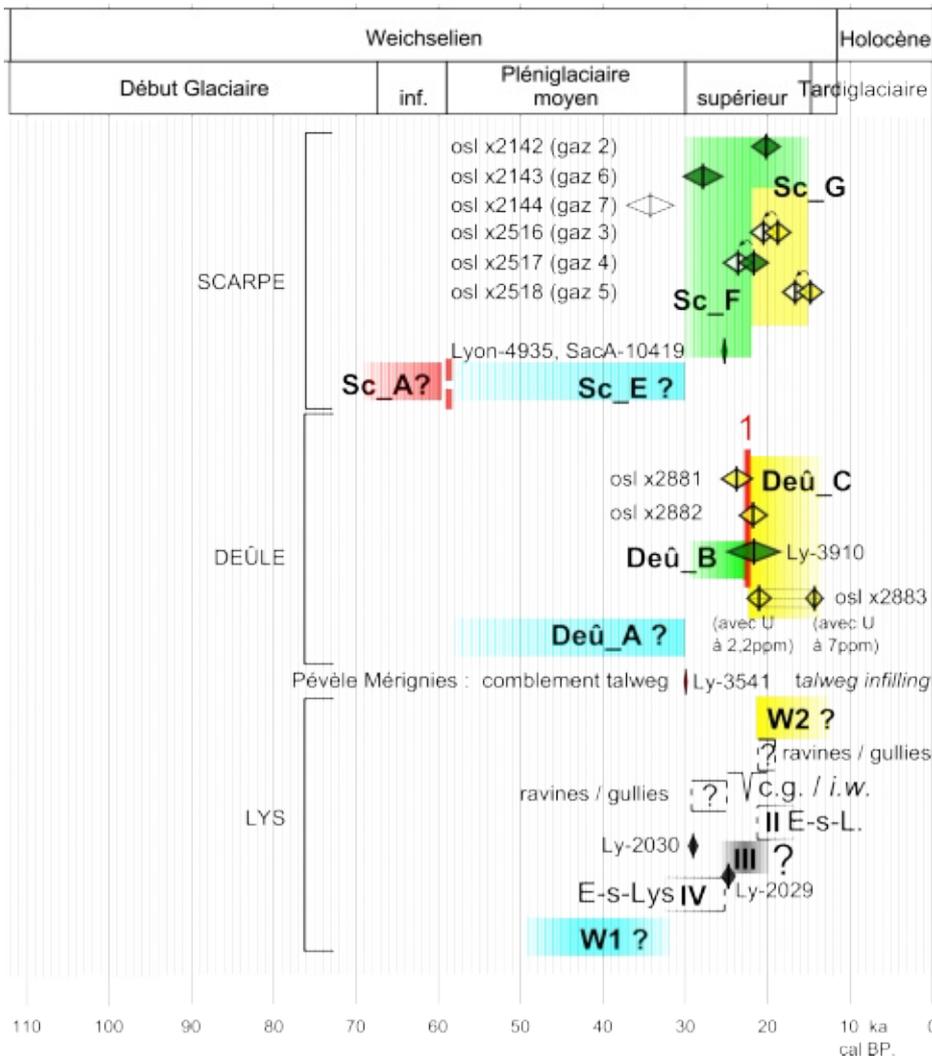


Figure 321 - Principales phases sédimentaires du Pléniglacière weichselien dans la zone d'étude

synthèse des figures 259 (plaine de la Lys), 274 (vallée de la Deûle) et 278 (plaine de la Scarpe) et ajout de la datation du remplissage du ravin de Mérignies

Scarpe:

- ScA, activité fluviale de haute énergie et érosions ?
- ScE, dépôts alluviaux limoneux et sablonneux fins
- ScF, dépôts alluviaux de sable et limon, contrastés,
- ScG, dépôts éoliens, sable et loess

Deûle:

- DeûA, dépôts alluviaux à dominante limoneuse ?
- DeûB, dépôts alluviaux, graviers de craie, sable et limon
- DeûC, dépôts éoliens, loess et loess remanié par les eaux 1, envahissement éolien

Lys:

- W1, dépôts alluviaux limoneux et tourbeux
- IV, dépôts alluviaux sableux dans l'axe central de la plaine
- III, dépôts limoneux dans l'axe central de la plaine
- II, dépôt alluviaux sableux grossiers dans l'axe central de la plaine
- W2, Dépôts fluvio-éoliens loessiques

Figure 65 – Principal Weichselian Pleniglacial sedimentary phases in the study area

synthesis of figures 259 (Leie river plain), 274 (the Deûle river valley) and 278 (Scarpe river plain), with the date of the fill of the Merignies ravine

Scarpe:

- ScA, high energy fluvial activity and erosion?
- ScE, silty and sandy alluvial deposits
- ScF, contrasted sand and silt alluvial deposits, meandering channels
- ScG, aeolian deposits, sand and loess

Deûle:

- DeûA, primarily silty alluvial deposits?
- DeûB, alluvial deposits, chalk gravels, sand and silt
- DeûC, aeolian deposits, loess and water reworked loess 1, aeolian input

Leie:

- W1, silty and peaty alluvial deposits
- IV, sandy alluvial deposits the central axis of the plain
- III, silty alluvial deposits in the central axis of the plain
- II, coarse sandy alluvial deposits in the central axis of the plain
- W2, loessic fluvio-aeolian deposits

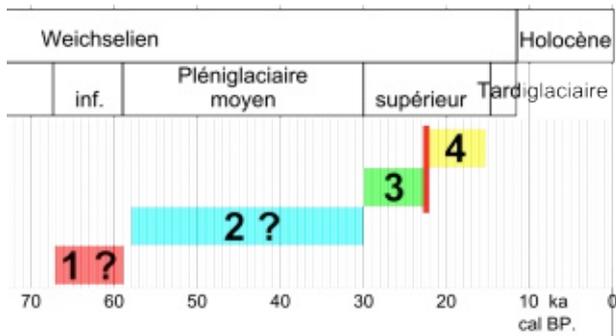


Figure 322 - Représentation schématique de quatre phases sédimentaires identifiées pour le Pléniglaciaire Weichselien dans la zone d'étude

- 1 – forte activité fluviale (indices indirects)
- 2 – dépôt majoritairement limoneux (rares dépôts identifiés)
- 3 – forte activité fluviale
- 4 – envahissement loessique

Figure 322 - Schematic display of four Weichselian Pleniglacial sedimentary phases in the study area

- 1 – high fluvial activity (indirect indications)
- 2 – mainly silty deposits (identified deposits rare)
- 3 – high fluvial activity
- 4 – loessic input

4.3.2 Des plaines balayées par le vent...

A. Une rétractation du réseau hydrographique et envahissement loessique

La formation essentiellement sableuse « S » (figure 314), associée à une activité fluviale, passe en presque tout point des plaines à une formation limoneuse « L », de texture loessique, ou parfois (en particulier dans la plaine de la Scarpe), à de petites dunes (« L varia »). Un faciès transitoire est fréquemment observé entre les deux formations (texture intermédiaire litée).

L'apport loessique et la faiblesse des écoulements a entraîné un exhaussement des fonds de vallée. Dans la plus grande partie des bassins versant, les affleurements deviennent majoritairement voire exclusivement limoneux. Le fait souligne la baisse de compétence, l'absence d'incision (au moins dans la partie amont des bassins) et la non mobilisation du sable pourtant présent à faible profondeur. L'activité fluviale est donc passée à une activité fluvio-éolienne, voire purement éolienne en maints endroits des plaines. Le phénomène a nécessité la rétractation

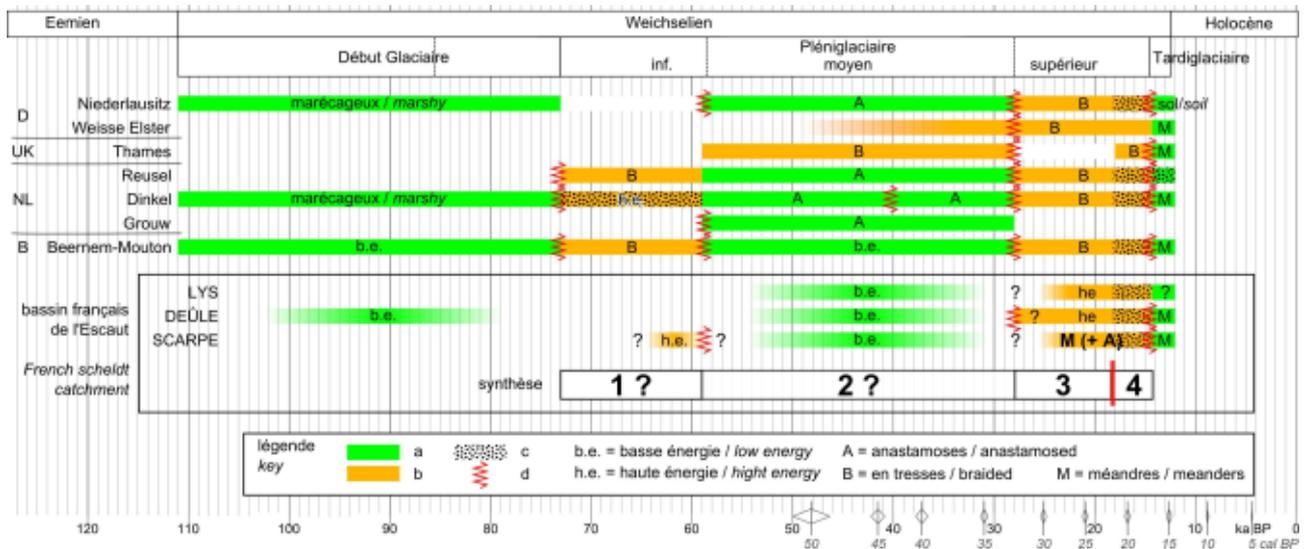


Figure 323 - Evolution pléniglaciaire des vallées du bas-pays (Lys, Deûle et Scarpe) et comparaison régionale modifié de Mol et al. (2000) et Van Huissteden et al. (2001) d'après les données (consultées) de : De Moor et Heyse (1978), Kasse et al. (1995) ; J. Van Huissteden et al. (1986), Van Huissteden et al. (1986), Mol (1995, 1997b) et (non consultées, citées par Mol et al., 2000) : Gibbard (1994), Rose (1995), Mol (1997a)
 a – dépôt de basse énergie
 b – dépôts de haute énergie
 c – dépôts éoliens en fond de vallée
 d – incision
 phases 1 à 4 – voir figure 322

Figure 323 - Low country valleys (Leie and Deûle, Scarpe rivers) Pleniglacial evolution and regional comparison

modified from Mol et al. 2000; Van Huissteden et al. 2001 data from: De Moor et Heyse (1978), Kasse et al. (1995), J. Van Huissteden et al. (1986), K. Van Huissteden et al. (1986), Mol (1995, 1997b) and from: Gibbard (1994), Rose (1995), Mol (1997a) (cited by Mol et al., 2000):
 a – low energy deposits
 b – high energy deposits
 c – aeolian deposits in the valley bottom
 d – incision
 phase 1 to 4 – see figure 322

drastique du réseau hydrographique et un apport loessique massif. Une continuité est d'ailleurs observée entre la couverture continue de loess sur versant et la formation « L » en fond de vallée. L'engraissement du versant sous le vent par le loess a modifié la morphologie et a eu tendance à restreindre la largeur du fond de vallée.

B. Un faciès fluvio-éolien limoneux caractéristique étendu à l'ensemble du bas-pays

Le faciès de limon lité caractérise l'ensemble du bas-pays, avec des variations (litages plus ou moins marqués, éventuelle présence de lits sableux parfois granoclassés, éventuelle décantation d'une fraction fine...). Un litage discret (« linéoles » de Roland Paepe, 1964) se retrouve dans l'ensemble de la plaine de la Lys (cf. partie II.2-2.1.4 et photos 134 à 136). Des lits exclusivement limoneux et souvent associés à des lits de décantation sont fréquemment rencontrés dans la vallée de la Deûle (cf. partie II.2-2.2.5A et photos 8, 16, 22, 137 et 138) et dans le sud de la plaine de la Scarpe (partie II.2-2.3.2B et photos 56, 59, 64, 67, 140 et 141). Le faciès existe également dans la plaine de confluence Escaut-Haine (partie II.2-2.4.2B, photos 101 et 147). Ces faciès attestent clairement de la persistance, en fond de vallée, d'écoulements sous forme de ruissellements diffus et de petites zones cycliquement inondées (pic de crue annuel ?) avec remaniement du limon éolien (partie II.2-2.1.5A. Les eaux se concentrent vers l'aval, créant une morphologie fluviale de mieux en mieux marquée et pérenne (figure 324 et partie *infra* II.2-4.3.2C).

C. Évolution amont-aval du système morpho-sédimentaire d'un petit bassin versant en contexte de dépôt de loess

Le cumul d'observations en positions variées permet de proposer un schéma de l'évolution d'un bassin versant en zone loessique (principalement inspiré de la vallée de la Deûle). Nous distinguons trois sections (figures 324 et 325). A la suite des deux états figurés, la situation évolue encore quelque peu avec l'arrêt de tout écoulement dans les bassins amont tandis que le dépôt de loess se poursuit (exemple de Dourges-Ostricourt, partie I.10- et figure 271).

(i) Section amont

Un ruissellement diffus, probablement issu de la fonte de neige, converge et forme en fond de vallée de petits chenaux peu profonds de

quelques mètres ou dizaines de mètres de large. La sédimentation peut être presque exclusivement loessique (exemple de Douvrin, partie I.8-) ou remanier du sable (exemple de Dourges-Ostricourt, partie I.10-). La différence de texture tient probablement à la nature du substrat et l'abondance relative de l'apport de loess. Dans tous les cas, le bilan sédimentaire permet un net exhaussement de la plaine. A Douvrin le faciès lité est extensif (mobilité des chenaux ou omniprésence du ruissellement ?). A Dourges, les lits sableux coexistent latéralement avec du loess. A Douvrin, les conditions sont réalisées pour un bassin versant de l'ordre de 25 km² et à Dourges-Ostricourt pour environ 2 km².

(ii) Section médiane

Un peu plus en aval, la concentration croissante des eaux crée une bande active d'environ 250 m de large, parcourue de quelques chenaux peu profonds (de l'ordre de 50 m de large pour 1 m de profondeur). La bande active est faiblement encaissée dans une plaine loessique (exemple du transect de Bouvines dans la vallée de la Marque, partie I.12-). Les dépôts y sont constitués de limon et de sable. À l'extérieur de la bande active, les dépôts de plaines sont constitués de limon lité passant progressivement à du loess typique à l'amorce des versants. Malgré un pic de crue probablement conséquent, le bilan sédimentaire est positif et permet l'exhaussement simultané de la bande active et de la plaine. À Bouvines, les conditions sont réalisées pour un bassin de l'ordre de 130 km². Cette morphologie est soupçonnée en d'autres endroits mais a généralement été bouleversée par l'activité fluviale ultérieure.

(iii) Section aval

Encore plus en aval, un chenal est bien marqué et encaissé par rapport à une plaine. Nous pouvons prendre comme exemple la Deûle à partir de Lille ou la plaine de la Lys (cf. aussi discussion partie II.2-2.1.7C). La bande active est large de moins de 100 m à Lille (Deschodt, 1999a) (avenue du Peuple belge) à plusieurs centaines de mètres (200 à plus de 300) dans la plaine de la Lys (d'après Bdalti 50 de l'IGN). Les dépôts y sont sableux et éventuellement graveleux. Ils ne se distinguent guère par leur texture des dépôts fluviaux de la première partie du Pléniglaciaire supérieur (partie II.2-4.3.1). La bande active jouxte une plaine qui continue de s'exhausser par une accumulation de loess (ruisselé ou même éventuellement loess typique). À Lille, les conditions sont réalisées pour un bassin versant d'environ 540 km².

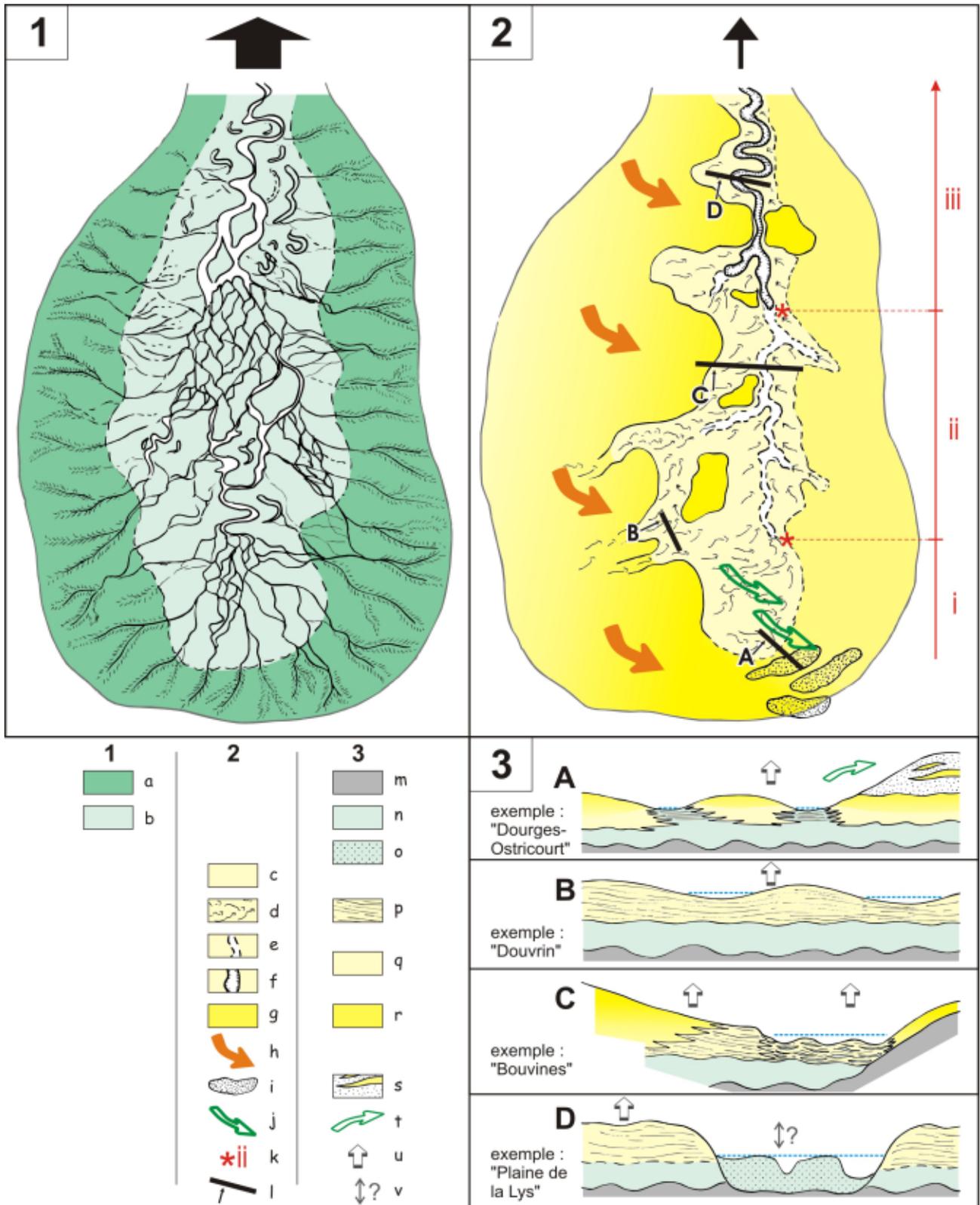


Figure 324 - Schéma de l'évolution d'un bassin versant de faible dimension dans la zone de loess, relations entre écoulements, faciès et morphologie

principalement inspiré de la vallée de la Deûle
 1 – Pléniglaciaire supérieur, forte activité hydrologique
 a – versant, érosion
 b – fond de vallée, alluvions sablo-graveleuses à sablo-limoneuses
 2 – Pléniglaciaire supérieur, baisse de l'activité hydrologique et envahissement loessique
 c – dépôt loessique en fond de vallée
 d – ruissellement
 e – bande active faiblement encaissée
 f – bande active fortement encaissée
 g – loess sur versant
 h – apport de loess et progradation du versant
 i – dune
 j – déflation locale
 k – franchissement de seuil dans les paramètres hydrologiques et distinction de 3 sections : (i) section amont, ruissellement dominant chenaux peu marqués ou temporaires, (ii) section intermédiaire, transit sédimentaire en chenaux peu profonds, (iii) section aval, morphologie fluviale marquée avec lit encaissé
 l – localisation des transects (3)
 3 – Transects schématiques en différents secteurs de la carte (2)
 m – substrat antérieur au Pléniglaciaire supérieur
 n – sables lités
 o – nappe alluviale sableuse grossière, fin du Pléniglaciaire supérieur
 p – limon loessique lité
 q – limon loessique
 r – loess typique
 s – dune avec interstratification de loess
 t – apport local de sable
 u – bilan sédimentaire nettement positif et exhaussement du fond de vallée
 v – bilan sédimentaire inconnu

Figure 324 - Small scale catchment basin evolution in the loess belt; relationships between flows, facies and morphology

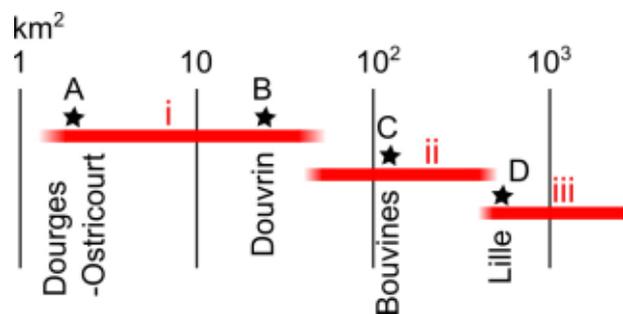
primarily based on observations in the Deûle river valley
 1 – Upper Pleniglacial, high hydrologic activity
 a – slope, erosion
 b – valley bottom, gravelly-sand to silty-sand alluvia
 2 – Late Upper Pleniglacial, decrease in hydrologic activity and loess overrun
 c – valley bottom loessic deposit
 d – water run off
 e – shallow active belt
 f – active belt, steep banks
 g – loess on slope
 h – loess input and slope progradation
 i – dune
 j – local deflation
 k – hydrologic parameter threshold with distinction of three zones: (i) upstream zone, run off, temporary or very shallow channels (ii) intermediate zone, sediment transit in shallow channels, (iii) downstream zone, well defined fluvial morphology and steep banks
 l – location of cross-sections (3)
 3 – schematic cross-sections in different reaches of map (2)
 m – substrate anterior to the Upper Pleniglacial substratum
 n – bedded sands
 o – coarse sandy alluvial sheet, Late Upper Pleniglacial
 p – bedded loessic silt
 q – loessic silt
 r – typical loess
 s – loess interstratified dune
 t – local sand input
 u – distinctly positive sediment budget and raising of the valley floor
 v – unknown sediment budget

Figure 325 - Répartition approximative et empirique des différentes sections fluviales de la figure 324 en fonction de la superficie du bassin versant

i à iii – sections de la figure 324 (2)
 A à D – transects de la figure 324 (3)

Figure 325 - Approximate empirical distribution of the different fluvial zones of figure 324 according to the catchment area

i to iii – figure 324 (2) fluvial zones
 A to D – figure 324 (3) cross-sections



D. Sable éolien et dunes

Présence et répartition de sable éolien

Le faciès éolien loessique est majoritaire mais non exclusif. Quand les eaux ont charrié et déposé du sable en quantité suffisante, de petites dunes ont pu se développer. Elles se situent systématiquement à l'est (sous le vent) des épandages fluviaux (figure 326). Une dune a été ainsi observée sur l'interfluve entre Deûle et Scarpe (cf. partie I.10- et figures 97 et 98). Le fait est également soupçonné dans la plaine de l'Escaut (parties I.18- et II.2-2.4.3, figure 168 unité 5, figure 297). Il est généralisé à une large partie orientale de la plaine de la Scarpe où des trains de dunes linéaires sont révélés sur un levé LiDAR (partie II.2-2.3.5D et figure 288). Nous prenons également le risque de prédire l'existence d'un phénomène éolien sableux Pléniglaciaire supérieur à l'est de la confluence Escaut-Haine (région de Flines-lès-Mortagne / Hergnies, sous-explorée mais présentant des conditions optimales sous le vent de la confluence de la Scarpe et de l'Escaut). À Halluin, à un jet d'aiguille de la

frontière franco-belge, un imposant épandage sableux (plus de deux mètres d'épaisseur) repose sur un loess (BDLD n° 3573 à 3577) (Lantoin, 2013). Il résulte probablement de la reprise éolienne des alluvions de la Lys, proche (figure 327). Le dépôt n'est pas daté et pourrait éventuellement être attribué au Tardiglaciaire sans que nous sachions si nous devons l'attribuer à la fin du Pléniglaciaire ou au Tardiglaciaire. La présence de lits limoneux plairait toutefois pour âge Pléniglaciaire (cf. *infra*).

Le modelé dunaire est difficile à détecter en raison d'un modeste dénivelé (maximum de l'ordre de 3 mètres), d'une extension parfois restreinte (comme dans l'exemple de Dourges-Ostricourt) ou en raison d'un éventuel dépôt loessique final susceptible de masquer la texture associée à la forme (comme dans l'exemple de Dourges-Ostricourt). Des phénomènes éoliens de plus grande ampleur existent plus au nord (Verbruggen et Kiden, 1989 ; Vandenberghe 1983, 1991, Kasse 2002).

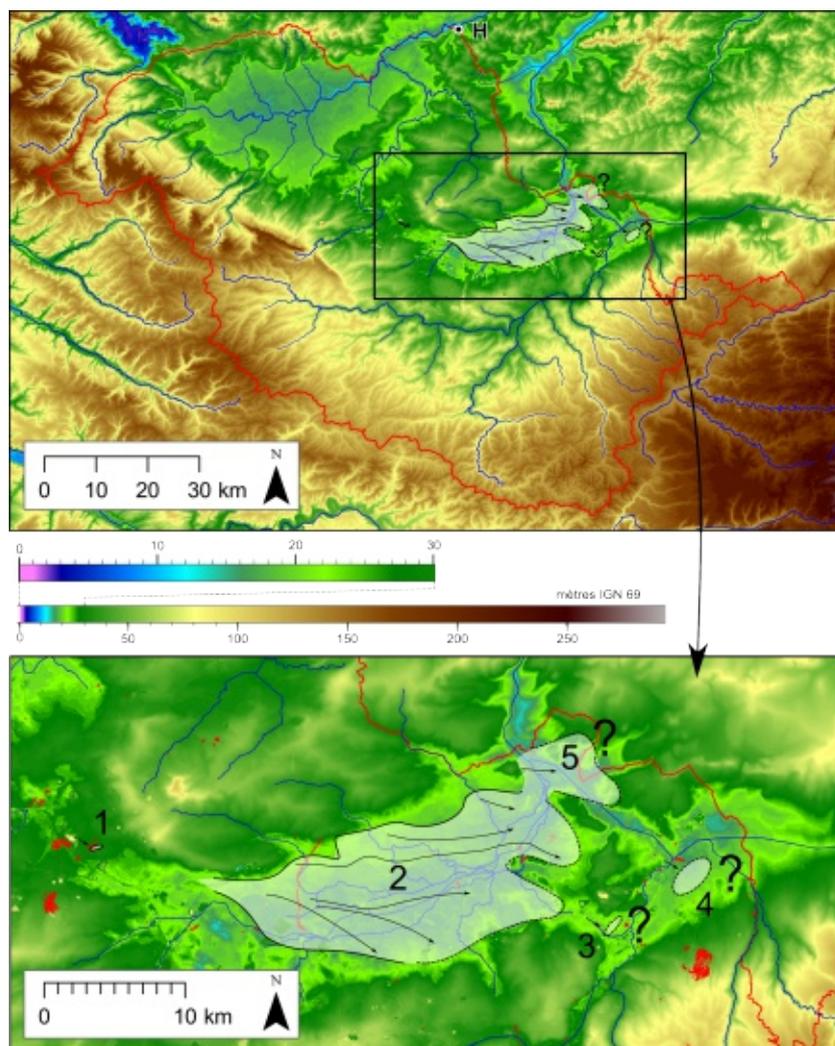


Figure 326 - Cartographie sommaire des zones de déflation et de dépôt éolien au Pléniglaciaire supérieur, attestées ou supposées

- H – Halluin, non daté, voir figure 327
- 1 – Dourges-Ostricourt
- 2 – plaine de la Scarpe
- 3 – confluence vallée affluente de Beuvrages-Escaut
- 4 – confluence Escaut-Haine
- 5 – confluence Scarpe-Escaut

Figure 326 - Summary cartography of the deflation zones and the Upper Pleniglacial aeolian deposit, attested or suspected

- H – Halluin, no date, see figure 327
- 1 – Dourges-Ostricourt
- 2 – Scarpe river plain
- 3 – Beuvrages tributary valley-Scheldt river confluence
- 4 – Haine-Scheldt rivers confluence
- 5 – Scarpe-Scheldt rivers confluence

Associations loess et sable

Les modelés dunaires peuvent être associés en interstratification à des dépôts de loess (partie II.2-2.3.2C, figure 136 et photo 72). La morphologie dépend cependant du sable et le loess se limite à un nappage plus ou moins régulier des formes. Dans le détail l'interstratification se présente soit comme de petits lits limoneux pluri-millimétriques ou pluri-centimétriques au sein du sable, soit comme des alternances de plus grande épaisseur (pluri-décimétriques voire métrique) entre sable et loess.

Il est intéressant de constater que les textures ne se mélangent pratiquement jamais (une rare occurrence à Dourges-Ostricourt à la périphérie du modelé). Une différenciation efficace existe donc localement entre les deux processus pourtant concomitants. À Dourges-Ostricourt nous observons la rapide apparition de lits limoneux très fins à la faveur d'une petite paléo-dépression inter-dunaire. Le tri de texture est probablement influencé par des conditions micro-locales d'humidité ou de couverture végétale qui s'ajoutent aux variations spatiales et temporelles de la déflation. Le loess est peut-être préférentiellement associé (fixé par ?) des zones végétalisées. Du reste, le loess devait mieux se prêter à la végétalisation que le sable plus sec et mobile). La différence de texture exprime peut-être une saisonnalité du régime des vents (Schwan, 1986).

E. Style fluvial, écoulements et interaction avec les phénomènes éoliens

Modelé fluvial

Dans un contexte où les phénomènes éoliens sont de plus en plus prépondérants, les écoulements diminuent mais persistent, dans les sections intermédiaires et aval (*cf. supra*). Le style fluvial parfois conservé dans la micro-topographie des plaines est dominé par de petits chenaux peu profonds (*cf. partie I.15-*, parties I.12- et I.13-, figures 116, 153 et 271). Le LiDAR de la plaine de la Scarpe offre un exemple flagrant d'un déploiement de nombreux méandres, parfois de grande dimension, sans que nous connaissions leur âge exact (*cf. discussion partie II.2-2.3.5E*).

Dérive vers l'est de la bande active

L'apport de loess entraîne dans certaines sections de vallées le déplacement des écoulements contre le versant au vent (versant est des vallées, exposé aux vents d'ouest) : exemple des vallées de la Marque à Bouvines, partie I.12-, figure 107, de la Rhonelle à Famars, partie I.22-, figure 195). De nombreuses petites vallées de la zone loessique sont probablement concernées, en particulier si l'axe de la vallée est méridien. Le fait est flagrant dans la vallée de la Deûle. Le même phénomène s'y est déjà produit au cours du Saalien (*cf. partie II.1-1. et figure 210*).

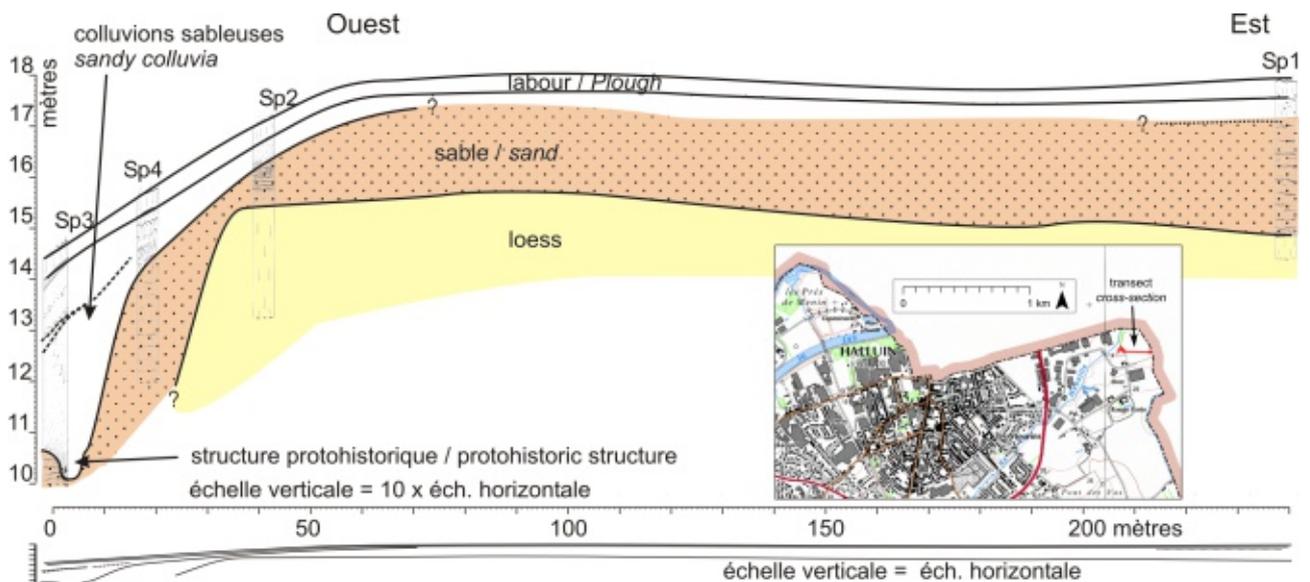


Figure 327 - Dépôt sableux d'Halluin

Figure 327 - Sandy deposit in Halluin

Plaine de la Scarpe : jeu de l'eau, du sable et du vent

Dans la plaine de la Scarpe, la micro-topographie met en lumière les interactions entre modelé fluvial et éolien. Les dunes linéaires ont été nourries par le remaniement fluvial du sable issu de la Pévèle. Elles se sont déployées dans la plaine où elles ont été retaillées par l'activité fluviale. L'interaction a créé de petits dénivelés abrupts, parfois curvilignes. À l'inverse, l'effacement de traces de chenaux est peut-être dû à des dépôts éoliens.

F. Héritages morphologiques de la fin du Pléniglaciaire supérieur

L'activité fluvio-éolienne de la fin du Pléniglaciaire a laissé une couverture continue et une empreinte morphologique dans le bas-pays. Tout travail de géomorphologie nécessite la prise en compte de cet héritage.

Le dernier état des chenaux du Pléniglaciaire supérieur constitue fréquemment le lit majeur des cours d'eau ultérieurs et contraint le tracé des écoulements du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Des dépôts éoliens ou fluvio-éoliens dans des zones à faible pente de fond de vallée ont créé une morphologie confuse avec un mauvais drainage naturel. Sous un climat plus tempéré et humide, ces zones deviennent aisément humides ou marécageuses, voire même dans des cas extrêmes lacustres (exemple de Dourges, parie I.9-). La texture (limon sur sable) compense quelque peu le mauvais drainage par une relative perméabilité. À l'exception des points les plus bas qui peuvent être affectés par une nappe permanente, l'engorgement est généralement saisonnier et favorise une pédogenèse de type pseudogley. Cependant, les formations fluvio-éoliennes associées à un paléochenal pléniglaciaire peuvent se caractériser par une alternance de lits sableux et de lits de texture fine limoneuse ou argileuse issus d'une décantation. Dans ce cas, les lits peuvent se comporter comme autant de petites nappes perchées.

Les rives des anciens chenaux pléniglaciaires peuvent localement rester inscrites dans la topographie. Le phénomène prend toute son ampleur dans la plaine de la Scarpe où de larges chenaux méandriformes interagissent avec de petites dunes linéaires, sans qu'une datation puisse encore être avancée. Dans tous les cas, l'héritage microtopographique constitue un facteur prépondérant de la structuration des larges plaines du bas-pays. Sa prise en compte est essentielle pour comprendre leur évolution morpho-sédimentaire ultérieure (contrainte sur le réseau hydrographique, logique de développement des zones humides...) où leur peuplement (axes de circulation, noyaux de peuplement, ressources...).

4.3.3 Du fluvial à l'éolien : chronologie

A. Difficultés et limites

Par nature, l'enregistrement fluvial est éminemment lacunaire et nous devons nous poser la question de sa représentativité. Surtout, la similitude des textures conjuguée à la parcimonie des datations limitent les possibilités d'établir une chrono-stratigraphie précise et bien étayée. Nos connaissances s'améliorent quelque peu pour la fin du Pléniglaciaire qui conjugue une forte représentation des dépôts, une plus grande facilité d'accès et un changement majeur d'environnement (passage d'un environnement fluvial à dominante sableuse à un environnement fluvio-éolien et éolien à dominante limoneuse).

En litho-stratigraphie, trois grandes formations sont définies essentiellement sur des caractères texturaux (partie II.2-4.1.2B). Une lecture chronologique directe de la litho-stratigraphie est délicate. Comme évoqués dans la réflexion sur les modelés fluviaux de la fin du Pléniglaciaire (partie II.2-2.2.3D), des écoulements ont persisté alors que des dépôts loessiques se développaient en fond de vallée, créant des variations importantes de faciès entre dépôts contemporains (*cf.* en particulier la figure 271). Dans le détail, les limites d'unités lithologiques ne sont pas isochrones. En outre les formations sous-jacentes, essentiellement fluviales et à texture plus grossière peuvent correspondre à différentes phases d'activités fluviales séparées par de longs hiatus. Enfin, les datations numériques en fond de vallée, par radiocarbone ou OSL, sont rares. Les quelques datations numériques disponibles concernent le Pléniglaciaire supérieur, à l'exception d'une date rejetée (partie II.2-2.3.2B).

En l'absence d'un nombre suffisant de datations, la chronologie reste tributaire de la litho-stratigraphie, toute lacunaire et peu précise soit-elle. La chrono-stratigraphie proposée doit donc être considérée comme une ébauche susceptible d'être précisée par de futures recherches. Les premiers jalons chronologiques posés pour la plaine de la Lys (figure 258), la vallée de la Deûle (figure 274) et la plaine de la Scarpe (figure 278) sont synthétisés sur la figure 321. Ils permettent de distinguer 4 périodes correspondant au Pléniglaciaire inférieur, au Pléniglaciaire moyen et à deux phases distinctes au sein du Pléniglaciaire supérieur (figure 322), l'une dominée par un système fluvial extensif et l'autre par la prédominance des phénomènes éoliens et les apports loessiques (II.2-4.3).

B. Un basculement vers 21,7 ka ?

Datations de « S »

La formation « S » a été datée à plusieurs reprises dans la plaine de la Scarpe, entre environ 28 et 22 ka (date OSL et C14) (table 42). Le sommet de la formation sableuse de Lille « rue Hegel » a été daté d'environ 21,6 ka Cal BP (table 40). Ces datations sont cohérentes avec la position stratigraphique sous la formation « L » corrélée à la couverture loessique de versant.

La nécessité de la présence d'un pergélisol conforte l'attribution chronologique. Les dates évoquées sont compatibles avec la chronologie des occurrences d'un pergélisol continu lors du dernier maximum de froid. Et ce même si la position de la limite du pergélisol continu varie selon les synthèses, la zone étant a minima en limite sud du pergélisol continu (Van Vliet et Langohr, 1981 ; Van Vliet-Lanoë, 1989, 1996 ; Vandenberghe, 1992, 1993 ; Huijzer et Vandenberghe, 1998 ; Bertran *et al.*, 2013)

Datations de « L »

Les formations limoneuses (unité « L » de la litho-stratigraphie, figure 314) ont été datées à plusieurs reprises dans la vallée de la Deûle et, dans sa variation de faciès sableux (unité « L varia ») dans la plaine de la Scarpe. Pour celle-ci, les dates se situent aux environs de 20 à 17 ka (table 42). Dans la vallée de la Deûle, les datations OSL de Lille « rue Hegel » donnent des résultats plus anciens mais avec une large marge de probabilité qui les rend compatibles avec la date radiocarbone effectuée sur l'unité sableuse « S » (table 40). À cet endroit, la comparaison des dates permet d'avancer un passage de l'une à l'autre des formations à environ 21,7 ka (figure 273). Le passage de la formation S à L n'est probablement pas isochrone dans le détail en tout point du fond de vallée (figure 271). Toutefois il est probablement très rapide, associé à la dégradation du pergélisol et à un apport loessique abondant.

L'unité « L » se développe en continuité avec les loess sur versant, confortant par corrélation longue distance une datation aux environs de 22 ka.

4.3.4. Comparaisons et discussions

A. Comparaison avec la vallée de la Haine

Les travaux de Paul Haesaerts (1984c, 2004) à Maisières-Canal dans la vallée de la Haine offrent un point de comparaison à proximité immédiate de la zone d'étude.

Au contact entre le fond de la plaine de la Haine dans sa partie amont et le versant, les alluvions sableuses sont interpénétrées par deux séries de colluvions provenant du versant. Elles sont pédogénisées et datées respectivement de $30\,780 \pm 400$ BP (GrN-5690) et $27\,965 \pm 265$ BP (GrN-5523). Un dépôt fluviatile à forte composante limoneuse se dépose ensuite en fond de vallée. Il inclut un petit sol humifère. Il est synchrone d'un dépôt de loess en position de versant. La fin de la sédimentation loessique correspond, dans le fond de la vallée, à un dépôt sablo-limoneux à stratification oblique entrecroisée en chenal.

La stratigraphie observée à Maisières-Canal, à proximité de la zone d'étude, est cohérente avec nos conclusions. La colluvion sableuse semble pouvoir être attribuée à la fin du Pléniglaciaire moyen et marque une prédominance, à cet endroit d'un processus de versant. Les formations ultérieures sont fluviales et marquées par des apports loessiques (Pléniglaciaire supérieur). La pédogenèse enregistrée à Maisières-Canal n'a pas été observée dans la zone d'étude.

B. Comparaison avec la vallée de l'Escaut, de Tournai à Oudenaarde

Les travaux sur la section loessique du fond de vallée de l'Escaut en Belgique sont à notre connaissance peu nombreux. Vanmaercke-Gottigny (1964) a développé une approche morpho-stratigraphique du fond de vallée de l'Escaut, en Belgique, entre Tournai et Oudenaarde. Ces conclusions rejoignent exactement les nôtres quand aux faciès, à la litho-stratigraphie, aux processus et à l'héritage morphologique du dernier Glaciaire :

- base érosive,
- faciès fluviatile sableux extensif en contexte humide comportant un peu de loess,
- passage à un remblaiement loessique en contexte plus sec (avec proposition de corrélation entre Hesbayen et Brabantien),
- faciès de limon stratifié avec apparemment un passage progressif au sable de couverture en aval (observations à Zingem),

- conservation d'un relief à la surface de la plaine présentant « une analogie frappante avec un système fluvial élaboré par une rivière anastomosée » (Vanmaercke-Gottigny, 1964, p. 160),
- présence de dunes en position de basse terrasse,
- système méandrique ultérieure incisé,
- ennoisement des zones basses par les dépôts Holocène.

Le système proposé dans le cadre d'une petite vallée telle la Deûle semble donc pouvoir être en tout point extrapolable à des vallées de rang supérieur en zone loessique, telle la vallée de l'Escaut entre Tournai et Oudenaarde.

C. Comparaisons avec les vallées du Bassin parisien et de la Moselle

Les formations fluviatiles sablo-limoneuses

Les alluvions du Pléniglaciaire supérieur du bas-pays sont principalement constituées de sable et de limon lités, comme déjà évoqué dans la partie II.2-1.2. Des faciès comparables sont rares dans le Bassin parisien mais existent ponctuellement au-dessus de la nappe graveleuse. Un tel cas a été évoqué dans la zone d'étude (Famars, partie I.22- et II.2-2.5.2). Plus éloignés, des lits de limon et sable ont été observés sur 2 à 3 mètres dans la moyenne vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2002b ; Pastre *et al.*, 2003a). Ils sont interprétés comme dépôt régulier d'une rivière en tresses à la fin du Pléniglaciaire (contemporain ou postérieur au dépôt de loess) et leur présence ou conservation sont supposées être liées à des conditions locales (élargissement de la vallée, apport local de sable). Un dépôt proche (litages réguliers centimétriques de limon et sable, avec limon de plus en plus épais vers le haut, observé sur 0,5 à 2 mètres) a également été observé dans la vallée de la Moselle dans le bassin de Wintrange (Naton *et al.*, 2009). Il est daté à $17,0 \pm 1,4$ ka et $20,3 \pm 1,5$ ka par IRSL. Il est interprété comme dépôt d'inondation. Dans la vallée de la Somme, les formations graveleuses sont parfois surmontées d'un dépôt peu épais de sable et limon lité qui précède une couverture loessique (Antoine, 1997b). Dans tous ces cas, les formations fines litées témoignent d'une baisse d'énergie des rivières.

Le loess en fond de vallée

Les loess envahissent parfois les fonds de vallées, recouvrant les formations grossières pléniglaciaires (et les formations sablo-limoneuses précédemment citées). C'est le cas dans la vallée de la Somme et ses affluents (Antoine, 1997b ; Antoine *et al.*, 2002, 2003) et plus à l'est, dans la vallée de la Moselle dans le bassin de Wintrange (Naton *et al.*, 2009).

D. Comparaisons avec les plaines du nord-ouest européen : des similitudes

Les faciès, la stratigraphie et les hypothèses émises trouvent d'évidentes comparaisons avec les vastes dépôts fluviaux et fluvio-éoliens des plaines du nord-ouest de l'Europe (Kasse, 2002), que ce soit aux Pays-Bas (Vandenberghe, 1985 ; Schwan, 1986 ; Van Huissteden *et al.*, 1986 ; Van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2000 ; Van Huissteden et Kasse, 2001 ; Schokker et Koster, 2004 ; Kasse *et al.*, 2007 ; Busschers *et al.*, 2007) ou en Allemagne (Mol, 1997b ; Kasse *et al.*, 2003).

Des formations fluviatiles extensives, corrélation possible avec l'Older Coversand 1

La dégradation du pergélisol à la fin du Pléniglaciaire supérieur induit une diminution drastique de l'activité fluviatile avec parfois un arrêt des écoulements dans les plus petites vallées (Kasse, 1997 ; Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe et Woo, 2002) et l'augmentation des phénomènes éoliens.

La formation « S » est corrélable avec les « sables de couverture anciens 1 » (*Older Coversand 1*) du nord de l'Europe. Les dépôts sont sableux, fluviatiles, avec une tendance au fluvio-éolien dans la partie supérieure. La mise en place de l'OCI est datée dans la localité type de Twente (est des Pays-Bas) entre $25,2 \pm 1,9$ et $19,9 \pm 1,6$ ka par une longue série de dates OSL (Vandenberghe *et al.*, 2013). La même unité est datée aux environs de 25-17 ka à Grubbenvorst dans le sud des Pays-Bas (Kasse *et al.*, 2003, 2007). Dans le système Rhin-Meuse, des formations datées par OSL entre 24 ± 3 et $14,2 \pm 0,8$ ka présentent des faciès proches des faciès lités observés dans le bas-pays. Elles sont interprétées comme dépôts fluviaux locaux dans des fonds de vallées abandonnés par le réseau hydrographique principal (Busschers *et al.*, 2007).

Baisse de compétence et prédominance croissante des phénomènes éoliens

En Grande-Bretagne, l'activité fluviale diminue, parfois dès le maximum glaciaire dans certaines parties du Lincolnshire, à proximité de l'inlandsis (Briant *et al.*, 2004a). Des dépôts sableux sont enregistrés à partir de 24 ka dans le Kent (Murton *et al.*, 2003) et à partir de 18 ka dans le Lincolnshire (Bateman *et al.*, 2000).

Dans la zone sableuse du nord-ouest européen (une partie de la Belgique, Pays-Bas, nord de l'Allemagne), le dépôt éolien a bénéficié de nombreuses observations et études (Paepe et Vanhoorne, 1967 ; Vandenberghe, 1985 ; Van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Mol, 1997b ; Bateman et Huissteden, 1999 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2000 ; Van Huissteden et Kasse, 2001 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Kasse, 2002 ; Kasse *et al.*, 2003, 2007 ; Busschers *et al.*, 2007). Un niveau de déflation repère, le *Beuningen gravel bed*, érode les formations fluvi-éoliennes sous-jacentes, avant le dépôt de l'Older Coversand II qui débute à la toute fin du Pléniglaciaire et perdure au début du Tardiglaciaire. Différentes datations par OSL encadre le hiatus constitué par le *Beuningen gravel bed* : entre environ 22 et 17 ka à Lutterzand (Pays-Bas) (Bateman et Huissteden, 1999), entre environ 17 et 15 ka à Grubbenvorst (Pays-Bas) (Kasse, 1997), entre environ 16 et 18 ka à Rotem (Belgique) (Vandenberghe *et al.*, 2009). Une analyse fine et de nombreuses nouvelles dates OSL effectuées à Lutterzand soulignent la présence d'une activité fluviale sporadique associée, surtout en début de période (entre environ 20 et 23 ka) alors que le niveau de déflation lui-même semble être encadré entre environ 16 et 14 ka (Vandenberghe *et al.*, 2013).

La zone des sables de couvertures se caractérise donc, comme dans la zone d'étude, par la disparition des écoulements extensifs au profit de phénomènes éoliens.

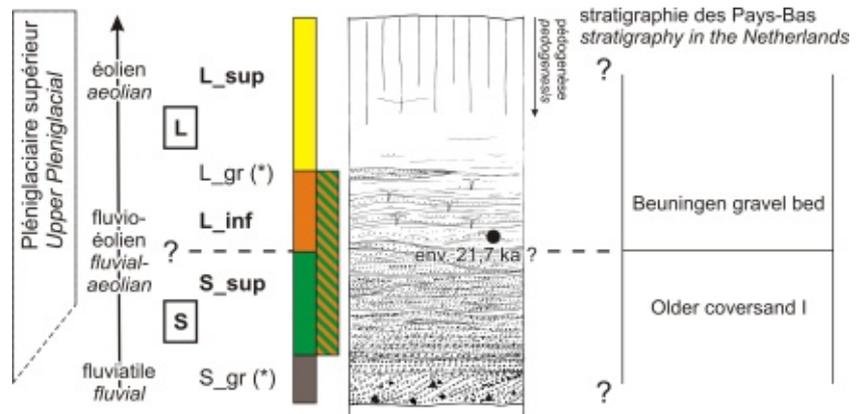
E. Comparaisons avec les plaines du nord-ouest européen : des singularités

L'évolution d'un système fluviale extensif vers un système dominé par l'éolien, trouve des correspondances évidentes avec les plaines qui s'ouvrent sur la mer du Nord. La formation « S » est corrélable avec l'« Older Coversand 1 ». Toutefois, le « *Beuningen gravel bed* » qui constitue un horizon repère majeur de la zone sableuse (*cf. supra*) est absent de la zone d'étude. Les formations fluviales litées passent progressivement aux formations loessiques. La partie supérieure de la formation « S », tout comme l'OC1 semble déjà enregistrer une tendance au phénomène éolien où la transition entre les formations fluviales à éoliennes semble être progressive. Le caractère progressif n'exclut pas un passage rapide d'un système à l'autre à l'échelle locale, si ce n'est même à toute la vallée (*cf. discussion II.2-2.2.3*).

Le faible nombre de datations oblige à manipuler le repère chronologique 21,7 ka (*cf. partie II.2-2.2.4*) avec prudence. Toutefois, sa proximité avec la date de 22 ka retenue dans la chronostratigraphie sur versant pour la dégradation d'un pergélisol et le début de l'épisode majeur du dépôt de loess de la fin du Pléniglaciaire lui apporte du crédit. En effet, une différence majeure entre la zone d'étude et la zone sableuse est le caractère essentiellement loessique des phénomènes éoliens, conforme à son intégration dans la ceinture de loess du nord-ouest européen. Le loess se dépose en grande partie pendant le hiatus sédimentaire observé plus au nord matérialisé par le *Beuningen gravel bed* (figure 328). Le fait témoigne d'une paléozonation géographique et peut-être climatique. Toutefois un faciès éolien sableux se développe aussi dans la zone d'étude. Il est synchrone du dépôt de loess (observations stratigraphiques + dates OSL de 18,7 et 14,7 ka dans la plaine de la Scarpe). Son occurrence semble liée à la présence de sable

Figure 328 - Proposition de corrélation entre le système stratigraphique du bas-pays du Nord de la France et celui des Pays-Bas

Figure 328 - A proposed correlation between the the stratigraphic system in the lowlands of northern France and in the the Netherlands



disponible pour la déflation (figure 326). Les conditions sont réunies en particulier dans la plaine de la Scarpe où se développent des dunes linéaires (figures 288). La formation de dunes peut donc présenter un caractère azonale et n'est pas strictement limitée à la « sand belt », comme l'indique par ailleurs la mise en place de dunes et de vastes nappes de sable en Aquitaine entre environ 23 et 15 ka (Bertran *et al.*, 2011).

La zone d'étude présente donc un caractère intermédiaire entre le Bassin parisien et les plaines du nord. Elle conjugue un système fluvio-éolien avec une couverture loessique continue. L'absence de grands cours d'eau et le sur-dimensionnement des plaines ont facilité l'expression et la conservation d'un système morpho-sédimentaire original qui présente nombres d'étapes et de nuances depuis un dépôt loessique typique jusqu'aux écoulements périglaciaires concentrés dans les lits aval.

Conclusion partielle (les dépôts du Pléniglaciaire weichselien)

1/ L'enregistrement pléniglaciaire du haut-pays ne diffère guère de celui du reste du bassin parisien : il est principalement représenté par une nappe grossière. Cette formation scellée par les dépôts fluviatiles ultérieures est connue en sondages.

2/ Nous traitons principalement dans la présente synthèse de l'enregistrement pléniglaciaire du bas-pays. Il est continu, souvent à l'affleurement, et couvre de très grandes surfaces sur quelques mètres d'épaisseur. Il est localement épais (de l'ordre de 10 m ou plus) sur les axes de creusements maximum (plaine de la Lys, Deûle aval).

3/ Le Pléniglaciaire inférieur est inconnu. La période est vraisemblablement marquée par une activité fluviatile de haute énergie.

4/ Le Pléniglaciaire moyen est relativement peu étudié. Nous lui rapportons des dépôts fluviatiles à dominantes limoneuses (formation « F »), dans un contexte d'écoulements d'énergie modérée. Rares dans la vallée de la Deûle, ces formations semblent être fréquentes et étendues dans les plaines de la Lys et de la Scarpe. Elles apparaissent à plusieurs mètres de profondeur.

5/ La fin du Pléniglaciaire supérieur est la période la mieux représentée et la mieux étudiée. Cependant le début du Pléniglaciaire supérieur est représenté par un hiatus, d'autant plus important stratigraphiquement qu'il se prolonge sur versant.

6/ Les premiers dépôts du Pléniglaciaire supérieur conservés sont constitués d'une formation fluviatile sableuse « S » qui occupe tout le fond de vallée. La formation est corrélable à celle de l'Older Coversand I, plus septentrionale. Quelques observations mettent en évidence la continuité de l'activité fluviatile sur versant.

7/ Hiatus de la base des sédiments du Pléniglaciaire supérieur et formation « S » sont associés à des conditions périglaciaires humides et à la présence d'un pergélisol.

8/ Vers 22 ka (date à conforter), les conditions environnementales changent rapidement, le réseau hydrographique se rétracte, une formation fluvio-éolienne se développe avec une prépondérance éolienne de plus en plus forte (formation « L »). En nombre d'endroits dans les fonds de vallée, la sédimentation est purement loessique et en continuité stratigraphique avec la formation loess sur versant.

9/ Par endroit, la persistance d'alluvions sableuses permet une déflation locale et la formation de dunes éventuellement associées à des dépôts de loess. Le phénomène dunaire est particulièrement bien représenté dans une large partie orientale de la plaine de la Scarpe.

10/ La persistance d'écoulements (pic de crue), la largeur des fonds de vallées et le dépôt massif de loess concourent au développement de faciès sédimentaire, d'une morphologie et d'un fonctionnement fluviatile originaux. Nous distinguons en particulier trois sections d'amont en aval caractérisées respectivement par du ruissellement diffus, une morphologie fluviatile liée à un « transit » sédimentaire dans une étroite bande active, et, plus en aval, une morphologie fluviatile affirmée encaissée dans une plaine en remblaiement par les dépôts fluvio-éoliens.

11/ Le style fluvial méandriforme est fréquent, voire dominant, et ce même dans le contexte du dernier maximum glaciaire en raison d'une pente faible et d'une charge presque exclusivement fine induite par la lithologie locale (sable) et l'apport massif de loess allochtone (limon).

12/ Aucun site archéologique associé à la fin du Pléniglaciaire weichselien n'est identifié dans la zone d'étude. Les restes paléontologiques faunistiques ou floristiques sont très peu abondants malgré un bilan sédimentaire positif.

13/ L'héritage morphologique de la fin du Pléniglaciaire est prépondérant dans l'histoire ultérieure des fonds de vallée.

Partial conclusion (the deposits of the Weichselian Pleniglacial)

1/ *the highlands the Pleniglacial record is not much different from that of the Paris basin : it consists mainly of layer of coarse sediment. This formation is overlain by subsequent fluvial deposits, known from cores.*

2/ *In this synthesis we deal with the Pleniglacial record from the lowlands. It is continuous, often outcrops and is several meters thick over large areas. In places it may be as thick as 10 meters or more, in the maximum incision axes (Leie river plain, lower Deûle river).*

3/ *The Lower Pleniglacial is unknown. The period is likely marked by high energy fluvial activity.*

4/ *The Middle Pleniglacial is relatively little studied. We allocated some silt dominant fluvial deposits (formation "F") in moderate energy flow contexts to it. These formations are rare in the Deûle river valley but appear to be common and widespread in the Leie river and the Scarpe river plains at depths of several meters.*

5/ *The end of the Pleniglacial is the best represented and well studied. However, the beginning of the Upper Pleniglacial is marked by a hiatus, all the more important stratigraphically as it extends over the slopes.*

6/ *The first preserved Pleniglacial deposits are sandy fluvial formation « S » extending over the entire valley bottom. This formation is correlated to the northern 'Older Coversand I. Several observations indicate continuous fluvial activity on the slopes.*

7/ *A gap at the base of the Upper Pleniglacial sediment and formation « S » are associated with wet periglacial conditions and permafrost.*

8/ *About 22 ky (date needs confirmation), environmental conditions changed rapidly, the hydrographic network retracts, a fluvio-aolian formation develops with a more important aolian component (formation "L"). In many places in the valley bottoms, sedimentation is purely loess in stratigraphic continuity with loess on the slopes.*

9/ *In some places, the persistence of sandy alluvia allows localised deflation and formation of dunes eventually associated with loess deposits. Dune development is particularly well represented in the eastern half of the Scarpe river plain.*

10/ *The persistence of flows (flood peaks), the width of the valley bottoms and the massive loess input contribute to the development of unusual sedimentary facies, morphology and fluvial processes. In particular, we distinguish three distinct reaches from upstream to downstream characterized respectively by diffuse runoff followed by a fluvial morphology linked to a sedimentary "transit" in a narrow mobile bed and, further downstream, an affirmed fluvial morphology downcut into a plain filling in with aeolian deposits.*

11/ *The meandering fluvial type is common if not prevalent, even in the context of the Last Glacial Maximum, due to the very gentle longitudinal slope and the almost exclusively fine sediment load caused by the local lithology (sand) and the massive input of allochthonous loess (silt).*

12/ *No archaeological sites associated with the final Weichselian Pleniglacial have been identified in the study area. Faunal or floral palaeontological remains are very scarce despite a positive sediment budget.*

13/ *The morphological heritage of the end of the Weichselian Pleniglacial dominates the subsequent history of the valley bottoms.*

II.3 - Les dépôts postérieurs au Pléniglaciaire weichselien

Résumé (les dépôts postérieurs au Pléniglaciaire weichselien)

Les enregistrements les mieux documentés pour le Tardiglaciaire sont ceux d'Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » et du « Marais de Dourges » (Dourges « Delta 3 », sur la commune d'Hénin-Beaumont). Ils concernent pour le premier un remplissage de chenal et, pour le second, une zone lacustre et palustre. Nous les proposons comme stratotypes pour le Tardiglaciaire dans le bas-pays du Nord de la France. Nous les comparons à d'autres gisements peu étudiés ou moins complets. Nous recensons une quinzaine de sites qui bénéficient, au total, d'une trentaine de dates radiocarbone. Ils sont comparés au Tardiglaciaire du Bassin parisien et des plaines belgo-néerlandaises. La présence de zones lacustres et palustres (dans des dépressions distinctes des réseaux fluviaux) ainsi qu'une reprise locale de l'activité éolienne au Dryas récent apparentent la zone d'étude aux plaines du nord de l'Europe. Cependant, nous sommes plus proches des conditions limites pour le développement des plans d'eau au Tardiglaciaire. Une divergence dans l'évolution des paléo-niveaux lacustres entre zone d'étude et régions plus septentrionales permet de souligner une différence probable au cours du temps entre des moments de hauts niveaux alimentés par la nappe (première partie du Bølling) et de hauts niveaux alimentés par les crues (fin Bølling, Allerød). Le fait relève peut-être d'une répartition annuelle différente des précipitations sur l'année. Des précisions chronostratigraphiques sont apportées quant à l'entrée dans le Dryas récent. Une première courte phase (vers 11,0 ka BP) se révèle être sèche et similaire aux conditions de l'*Intra-Allerød cold period*. Elle est suivie d'une péjoration froide très marquée avec développement d'un pergélisol discontinu (une occurrence isolée à Dourges) puis d'une érosion fluviale importante sur versant (ravines). Une activité fluviale régulière se développe vers 10,7-10,4 ka BP (fonte saisonnière de neige ?) avant une sécheresse importante à la fin du Dryas récent.

Les données sur l'Holocène sont multiples mais fragmentaires. Le caractère partiel des observations, la complexité de l'objet même (diversité des dépôts, une commande climatique moins nette que pour le Pléistocène croisée à une influence anthropique croissante depuis le Néolithique) et la nécessité de résolution chronostratigraphique plus précise pour la période limitent les possibilités d'une réelle synthèse. Toutefois, nous tentons de développer quelques thèmes. D'après les enregistrements en fond de vallée, l'Holocène peut être subdivisé en deux grandes périodes. La première partie, jusqu'environ la fin de l'Atlantique, est caractérisée par un système tourbeux voire travertineux en aggradation, avec une tendance à l'envahissement des fonds de vallées. À la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal, un nouveau système chenalisé se met en place probablement sous une commande à dominante climatique (plus humide). Un diachronisme important semble exister avec le bas Escaut où un système similaire se mettrait en place, selon les auteurs belges, au début du Subatlantique. D'autres phases de fortes activités sont recensées par la suite : 3 ka BP ? 2^e siècle apr. J.-C. ? Étonnamment, certaines de ces « crises », à la fin de l'Atlantique ou au Subboréal sont particulièrement fortes sur de petits cours d'eau et conduisent à l'érosion totale des dépôts holocènes antérieurs. Un dépôt d'inondation limoneux ou argileux tend à se développer par la suite. Il est particulièrement important dans les petites vallées du haut-pays. Quelques indices indiquent que les apports détritiques massifs sont récents, depuis la période médiévale. Ils sont probablement en lien avec les pratiques culturelles des versants loessiques.

Abstract (the deposits posterior to the Weichselian Pleniglacial)

The two best-known Lateglacial records are Houplin -Ancoisne "Station d'épuration" and Dourges "Delta 3". The former relates to the infilling of a channel and the latter to that of a lake and marsh. We propose them as stratotypes for the Lateglacial period in the lowland country of northern France. We use them as such, in comparison with other less known or less complete deposits. Fifteen sites with a total of thirty radiocarbon dates are identified in the study area. They are compared to the Lateglacial in the Paris basin and the Belgian-Dutch plains. The presence of lakes and wetlands in depressions distinct from the fluvial network during the Bølling and Allerød, as well as local renewal of aeolian activity during the Younger Dryas, link the study area with the plains of northern Europe. However, conditions appear to have been near the limits for formation of wetlands in these closed depressions. A divergence in the evolution of the palaeo-lake levels highlights a probable difference between periods of high water level fed by the water table (early Bølling) and high water levels due to flood events (late Bølling, Allerød). This may be caused by differences in the annual distribution of precipitations. Chronostratigraphic details are given for the onset of the Younger Dryas cold phase. An initial short dry phase (about 11.0 kya BP) appears to be similar to conditions during the Intra-Allerød cold period. It is followed by a very marked cold peioration with development of discontinuous permafrost (one isolated occurrence in Dourges) and then by significant fluvial erosion of the slopes (gullies). Regular fluvial activity develops from about 10.7 to 10.4 ka BP (seasonal snowmelt?), before shifting to a particularly dry phase.

There is numerous but fragmentary data for the Holocene. The incomplete nature of the observations, the complexity of the subject (diversity of deposits, less clear climatic command than for the Pleistocene along with increasing anthropogenic influence from the Neolithic) and the need for more precise chronostratigraphic resolution limits the opportunity for a real synthesis. However, we try to develop certain themes. According the sedimentary records from the valley bottoms, the Holocene can be divided into two main periods. The first part, up to about the end of the Atlantic, is characterized by aggradation of a peat or calcareous tufa system, with a tendency toward incursion in the valley bottoms. At the end of the Atlantic or in the Early Subboreal, a new channelized system develops probably predominantly controlled by (wetter) climatic conditions. An important diachronism seems to exist with the lower Scheldt where a similar system is in place by the Early Subatlantic according to the Belgian authors. Other phases of high activity are identified: 3 kya BP? 2nd century AD? Surprisingly some of these "crises" at the end of the Atlantic or during the Subboreal are particularly strong in smaller streams and led to total erosion of earlier Holocene deposits. A flood deposit of silt or clay tends to develop later. It is particularly important in small valleys in the highlands. Some evidence indicates this is a recent phenomenon since the medieval period, probably linked to agricultural methods on loessic slopes.

Introduction

Après les témoins antérieurs au Pléniglaciaire weichsélien, traités dans la partie II.1-, et les dépôts du Pléniglaciaire weichselien, traités dans la partie II.2-, les dépôts postérieurs, du Tardiglaciaire weichselien et de l'Holocène, forment un troisième groupe stratigraphique que nous traitons dans la présente partie. De fait, il

peut être difficile parfois d'établir une distinction claire entre les dépôts du Tardiglaciaire et de l'Holocène : leur lithologie peut être proche (dépôts organiques ou alluvions détritiques) et ils se surimposent fréquemment dans le même cadre morphostratigraphique hérité du Pléniglaciaire weichselien.

1. Le Tardiglaciaire

1.1 Les données disponibles

1.1.1 Recensement

Dans la zone d'étude, nous recensons treize sites où des sédiments ont été formellement datés du Tardiglaciaire (table 47, figures 329 et 330). L'attribution chronologique se fonde sur des datations radiocarbone (pour douze d'entre eux, tables 48, 49 et figures 331 à 335) ou sur leur contenu malacologique (Bruay-sur-Escaut) ou encore, éventuellement, sur le contenu archéologique (Bruay-sur-Escaut, Dourges et Proville). À ces treize sites, nous associons à la réflexion les observations des sites de Douvrin « Les Pâtures » et Saint-Saulve « rue des Fostiaux » qui, bien que non formellement datés, sont probablement les témoins d'une activité fluviale sur versant au Dryas récent. Enfin, nous ajoutons l'observation de Fresnes-sur-Escaut « confluence » où une date du Préboréal initial participe à la problématique de la transition du Tardiglaciaire à l'Holocène. Malgré une forte suspicion de Tardiglaciaire, certains sites ont été écartés faute de preuves chronologiques (par exemple Trith-Saint-Léger, figure 187).

1.1.2 Contexte d'acquisition et valeur des données

La plupart des données ont été acquises sur des sondages archéologiques dans un contexte d'intervention rapide où la datation archéologique a été confirmée *a posteriori* par une datation. Seuls Dourges et Proville font exception. Ces deux cas correspondent à la fouille d'un gisement archéologique du Paléolithique supérieur, Dourges en contextes d'archéologie préventive et Proville en contexte d'archéologie programmée. Toutefois, dans le cas de Proville, l'occupation archéologique se situe en bordure de la vallée et ni la nature ni l'âge des niveaux sédimentaires n'ont pu être clairement déterminés. À Houplin-Ancoisne et à Bouvines, l'attribution au Tardiglaciaire a également été faite *a posteriori* sur un chenal repéré en sondage manuel hors opération archéologique. Les sites de Douai (Munaut *et al.*, 1995), Houplin-Ancoisne (Deschodt *et al.*, 2004), Dourges (Deschodt *et al.*, 2005, 2009 ; Deschodt, 2012) et Proville (Leroy, 2013) ont fait l'objet d'une publication.

Notre réflexion associe les deux enregistrements les mieux connus (Dourges et Houplin-Ancoisne) à un modeste nuage de données ponctuelles donnant des informations sur des sédiments, des périodes et des contextes variés au cours du Tardiglaciaire.

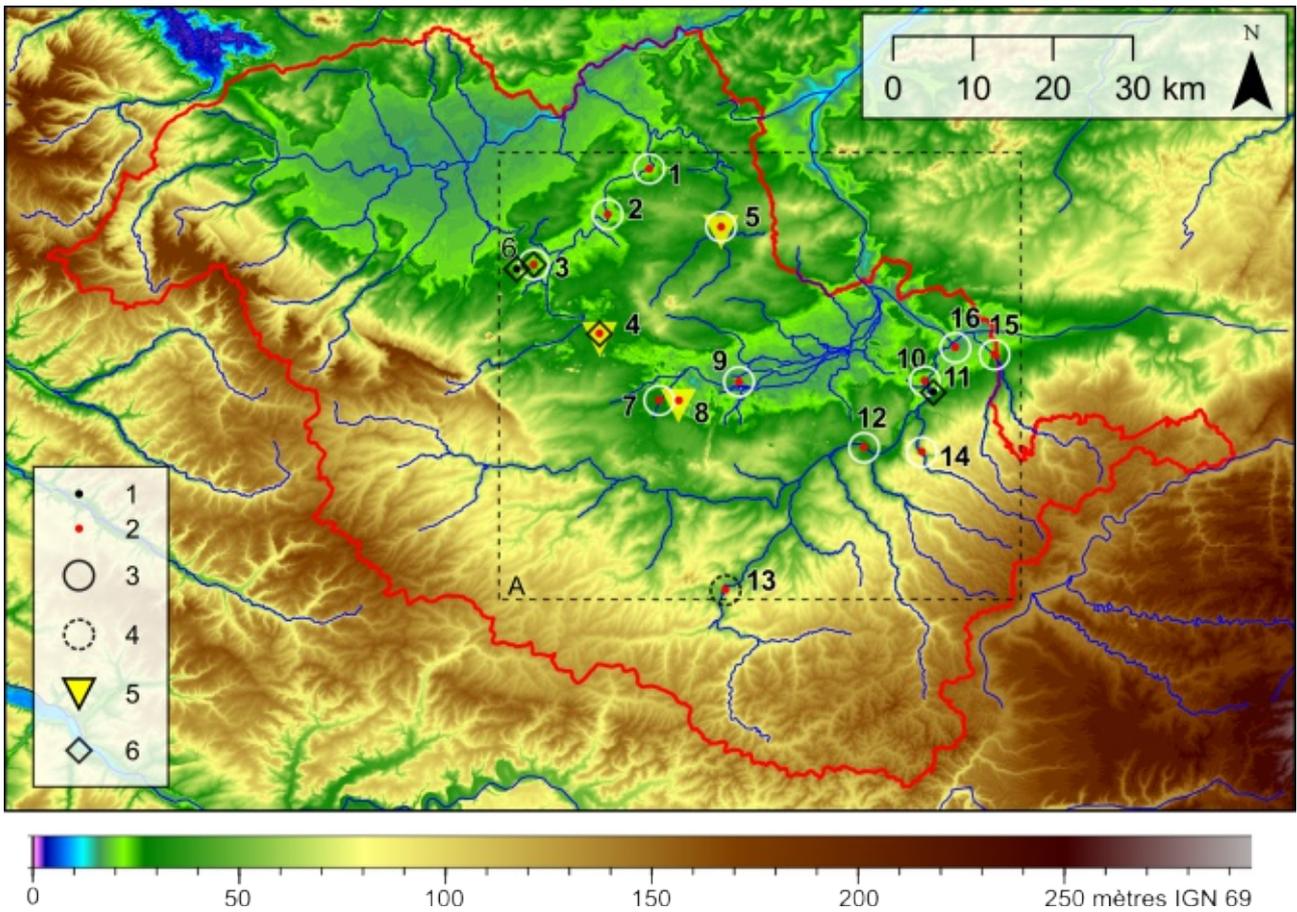


Figure 329 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial

- noms des sites : voir table 47
 A – localisation de la figure 330
 1 – dépôt non formellement daté
 2 – dépôt daté formellement (radiocarbone, archéologie ou malacologie)
 3 – dépôt en chenal
 4 – condition de dépôt indéterminée, en chenal ou en plaine d'inondation
 5 – dépôt dans une dépression en fond de vallée
 6 – présence d'un dépôt associé à une érosion linéaire sur versant

Figure 329 - Inventory of Lateglacial or Early Preboreal dated deposits

- sites names : see table 47
 A – location of figure 330
 1 – deposit not formally dated
 2 – dated deposit (radiocarbon, archaeology or malacology)
 3 – deposit in channel
 4 – undetermined depositional context, in a channel or in a flood plain
 5 – deposit in a depression in the valley bottom
 6 – presence of a deposit associated with linear slope erosion

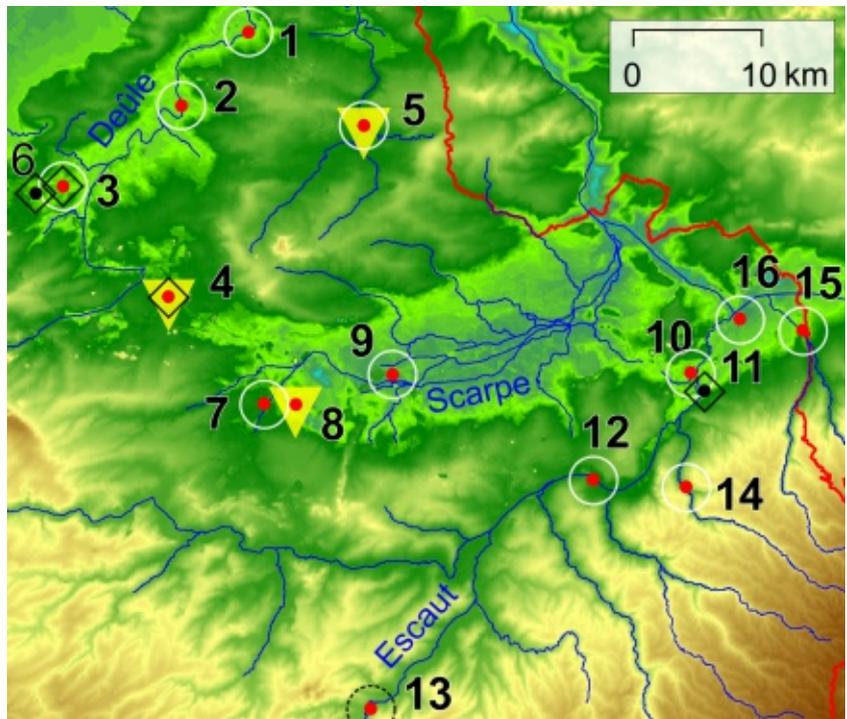


Figure 330 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial : zoom

- noms des sites : voir table 47
 légende : voir figure 329

Figure 330 - Inventory of Lateglacial or Early Preboreal dated deposits : close-up
 sites names: see table 47
 key: see figure 329

#	Lieu	contexte	B	BA	A	DR	PB	1	2	3	4	5	sources
1	Lille « rue du Palais Rihour », cf. partie I.3-	CH – bord chenal (Deûle)			1R (!)	1R		X	X				Cercy <i>et al.</i> , 2012
2	Houplin-Ancoisne « station d'épuration », cf. partie I.5-	CH – Chenal (Deûle)	1R			5R	1	X					Deschodt <i>et al.</i> , 2004
3	Billy-Berclau « Marécaux », cf. partie I.8-	CH – Chenal (amont Deûle)			1R (!)	2R		X					Deschodt <i>et al.</i> , 2005
4	Dourges « Delta 3, cf. partie I.9-	FVD – dépression	5R		6R A.	X?	-	X	X	X	X		Lefèvre, 2006
5	Bouvines « Grand Marais », cf. partie I.12	FVD-CH – chenal hérité (Marque) / dépression		1R		1R		X					Deschodt et Salvador, 2009
6	Douvrin « Pâtures », cf. partie I.8-	V – versant				X?							Lefèvre, 2006
7	Douai « Hôtel-Dieu »	CH – chenal (Scarpe)			1R			X	X				Munaut 1995
8	Sin-le-Noble « rue de la Houlette »	FVD – dépression	2R			1R	-	X	X				Maniez, 2007 ; Robise, 2010 ; Save et Beta Analytic, 2009
9	Vred « Gazoduc Scarpe », cf. partie I.9-	CH – chenal (ruisseau de Coutiches)	1R			X?	-						Deschodt <i>et al.</i> , 2012
10	Bruay-sur-Escaut, BDL 457 à 475	CH – chenal (Escaut, lit secondaire)			A	M		X	X				Locht <i>et al.</i> , 2005
11	Saint-Saulve « rue des Fostiaux », cf. partie I.13-	V - versant				X?							Oudry, 2007 ; Sellier et Deschodt, 2007
12	Haulchin « rue du 19 mars 1962 », cf. partie I.20-	CH – chenal (Escaut)			1R	X?		X					Henton et Deschodt, 2010
13	Proville, « Le Bois Chenu »	IND – fond de vallée indéterminé				A	A	X	X			X	Leroy, 2010, 2013
14	Famars « zone d'expansion des crues », cf. partie I.22-	CH – chenal (Rhonelle)			1R			X					Clotuche et Deschodt, 2008
15	Crespin « zone d'expansion des crues », cf. partie I.17	CH – chenal (Hogneau)		2R				X					Kiefer et Deschodt, 2008
16	Fresnes-sur-Escaut « Confluence », cf. partie I.16-	CH – chenal (Escaut)					1R	X					Deschodt 2002

Table 47 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial

numéro de site, localisation sur les figures 329 et 330
noms en italique : observations de tierces personnes
B – Bølling, avec méthode de datations (xR = x dates radiocarbones)
BA – fin du Bølling ou début de l'Allerød, indifférencié (xR = x dates radiocarbones)
A – l'Allerød, avec méthode de datations (xR = x dates radiocarbones ; R(!)=datation sur élément en position secondaire, c.à.d. tourbe Allerød reprise dans une formation du Dryas récent ; A=datation archéologique)
DR – Dryas récent, avec méthode de datations (xR = x dates radiocarbones ; A = datation archéologique) indication « X? » quand un dépôt Dryas est probable mais sans datation
1 à 5 – données associées (1 = radiocarbones, 2 = données archéologiques, 3 = palynologie, 4 = malacologie, 5 = thermoluminescence sur silex chauffé)
CH – dépôt en chenal
DFV – dépôt dans une dépression en fond de vallée
DFV-CH – situation intermédiaire (cas de Bouvines)
V – dépôt sur versant

Table 47 - Inventory of deposits dated to the Lateglacial or Early Preboreal

#, site number, location on figures 1 and 2
names italics: third party observations
B – Bølling, with dating method (xR = x radioarbon dates)
BA – undifferentiated late Bølling or early Allerød, (xR = x radioarbon dates)
A – Allerød, with dating method (xR = x radioarbon dates;
R(!)=dating on an element in secondary position, i.e. Allerød peat recovered in a Younger Dryas formation; A= archaeological date)
DR – Younger Dryas, with dating method (xR = x radioarbon dates; A= archaeological date) « X? » indicates an (undated) probable Dryas deposit
1 to 5 – associated data (1 = radiocarbon, 2 = archaeological site, 3 = palynology, 4 = malacology, 5 = T-L dates on burnt flint)
CH – deposit in channel
DFV – deposit in a depression in the valley bottom
DFV-CH – intermediate case between CH and DFV (Bouvines)
V – slope deposit

1.1.3 Dourges et Houplin-Ancoisne : deux stratotypes potentiels ?

Dourges nous renseigne principalement sur les interstades et le début du Dryas récent dans un contexte de dépressions en fond de vallée. Houplin-Ancoisne offre un bon témoin du Dryas récent dans un chenal. De fait, ces deux observations ont pris dans notre travail valeur de stratotypes puisque tout dépôt du Tardiglaciaire est comparé à l'une ou à l'autre de ces stratigraphies. Nous proposons donc (jusqu'à étude d'un gisement de qualité supérieure ou de nouvelles données susceptibles de remettre en cause les études précédentes) que Dourges et Houplin-Ancoisne soient considérés comme stratotypes pour le Tardiglaciaire du bas-pays. Dans les lignes qui suivent, nous revenons sur l'un et l'autre.

A. Le « Marais de Dourges » : une dépression de fond de vallée

Élément de linguistique socio-culturelle

Le toponyme Dourges se prononce localement de la manière suivante : attaque du mot par une consonne entre le « d » et le « t », puis accent tonique sur le « ou » suivi d'un « r » marqué et, enfin, la finale est une élision longue chuintante. Transcrite en français, cette prononciation donnerait quelque chose comme « D'ou^rrrch' ». Le toponyme est célèbre à travers l'expression « T'es eud' Dourrch' ti !? » qui, verbalisé à la forme exclamative ou interrogative, exprime un doute en les capacités cognitives de l'interlocuteur.

Enregistrement des interstades

Le gisement de Dourges est présenté dans la partie I.9-. Une caractéristique principale du gisement est son développement dans une dépression fermée (une exploration exhaustive à la pelle mécanique l'a vérifié) inscrite sur les formations loessiques du Pléniglaciaire. Dans cette dépression une succession de dépôts tourbeux, travertineux et détritiques déposée depuis le début du Bølling jusqu'à la fin de l'Allerød. La surreprésentation de dépôts interstadias est la seconde caractéristique majeure du site. La péjoration froide du Dryas récent est marquée localement par de la solifluxion, un développement (sur une surface restreinte) d'un pergélisol, une érosion fluviale linéaire provenant du versant. Le colmatage limoneux final de la dépression n'est pas daté. Il est attribuable au moins en partie au Dryas récent et peut-être aussi à l'Holocène.

Une sédimentation dépendante des conditions d'humidité et du régime hydrologique

Les événements froids (à l'exception du Dryas récent) sont marqués par des hiatus de sédimentation. Le croisement des données sédimentologiques et paléontologiques (table 50) a permis d'étudier l'évolution de l'humidité dans la dépression (figure 91 et 336). Les datations radiocarbone (tables 16 et 330, figure 89) ont permis une première attribution chronologique des différentes phases. Elle a été largement diffusée (Deschodt *et al.*, 2005, 2009 ; Deschodt, 2012). Nous nuancions ici nos conclusions antérieures.

Les périodes froides (Dryas moyen ou GI-1d d'une part, *Intra-Allerød Cold Period* ou GI-1b d'autre part) paraissent donc aussi sèches. Le début du Bølling (phase 2, lacustre) semble particulièrement humide. L'Allerød et, surtout, la fin de l'Allerød apparaissent plus secs. Entre les deux, nous observons une série de contextes intermédiaires avec tantôt une dépression alimentée par la nappe phréatique et la formation de tourbe (phases 3 et 8), tantôt un environnement de plaine d'inondation et le dépôt de limons alluviaux (phases 4 et 6) (*cf.* partie I.9-6. pour le développement de l'argumentaire). La durée des inondations augmente au cours de l'Allerød jusqu'à rendre possible le développement d'un plan d'eau (phase 7). Les fluctuations tardiglaciaires observées dans le Marais de Dourges sont proches de celles déduites d'autres études d'environnements continentaux du Nord-Ouest européen, notamment en Belgique et aux Pays-Bas : *cf.* éléments de comparaisons *infra*.

Révision chronologique de l'évolution du « Marais de Dourges » : l'enregistrement d'une phase froide et sèche au début du Dryas récent

La dernière courbe de calibration radiocarbone disponible (Reimer *et al.*, 2013), plus précise, autorise une révision du calage chronologique des unités et des différentes phases perçues dans l'enregistrement de Dourges (figures 333 et 337). La succession des phases elles-mêmes et leur interprétation environnementale (telles que présentées sur la figure 336) ne sont pas remises en cause (à l'exception de l'annulation de la phase 9, *cf. infra*). Par contre, la plus forte probabilité chronologique de chaque unité et phase peut être précisée, ce qui conduit, éventuellement, à en modifier l'attribution (figures 337 et 338).

Le hiatus entre les unités 6 et 7 (phase 5, assèchement) est toujours attribué au Dryas moyen. Par contre, la phase lacustre (phase 2) du Bølling n'est peut-être pas forcément aussi

#	Ville / town	REF A	REF C	NAT	num labo	BP	±
1	Lille	1(2)	pr2	B	Erl-15396	10691	71
	Lille	1(1)	pr1	T	Erl-15395	11526	94
2	Houplin-Ancoisne	2(12)	(a) Pr12, S11-304 cm	CB	GrA-23294	12560	100
	Houplin-Ancoisne	2(11)	(b) Pr11, S11-257 cm	B	GrA-23291	10080	60
	Houplin-Ancoisne	2(10)	(c) Pr10, S11-235 cm	B	GrA-23290	10410	60
	Houplin-Ancoisne	2(9)	(d) Pr9, S11-200 à 216 cm	B	GrA-23289	10530	60
	Houplin-Ancoisne	2(8)	(e) Pr8, S11-196 cm	B	GrA-23287	10570	60
	Houplin-Ancoisne	2(1)	(f) Pr1, S2-181 à 190 cm	B	GrA-23284	10190	60
3	Billy-Berclau	3(2)	pr2	T	Erl-15403	11115	81
	Billy-Berclau	3(3)	pr3	B	Erl-15402	10590	72
	Billy-Berclau	3(4)	pr4	V	Erl-15401	10364	107
4	Dourges	4(ev)	évaluation, partie supérieure HTSb, gisement Federmesser	CB	GrA-17427	11680	60
	Dourges	4(po)	évaluation, pointe barbelée	os/bone	GrA-28820	11920	50
	Dourges	4(6)	colonne ech. 6, de 22,41 à 22,43 m IGN69	V	GrA-23899	11030	70
	Dourges	4(7)	colonne ech. 7, de 22,37 à 22,41	V	GrA-28208	11250	70
	Dourges	4(8)	colonne ech. 8, de 22,33 à 22,37	V	GrA-23824	11640	60
	Dourges	4(10)	colonne ech. 10, de 22,23 à 22,28	V	GrA-23901	11720	60
	Dourges	4(12)	colonne ech. 12, de 22,13 à 22,18	V	GrA-23903	12240	80
	Dourges	4(17)	colonne ech. 17, de 21,91 à 21,94	V	GrA-23821	12310	70
	Dourges	4(18)	colonne ech. 18, de 21,86 à 21,91	V	GrA-23822	12230	70
	Dourges	4(20)	colonne ech. 20, de 21,76 à 21,81	V	GrA-23905	12430	90
	Dourges	4(21)	colonne ech. 21, de 21,73 à 21,76	V	GrN-28210	12590	150
5	Bouvines	5(t3)	sondage ST1, prélèvement t3	V	Ly-14091	10685	60
	Bouvines	5(t5)	sondage ST1, prélèvement t5	V	Ly-14092	12115	90
7	Douai	7(1)		passée tourbeuse / peaty bed	Gif-5744	11700	200
8	Sin-le-Noble	8(1)	PR1	T	Beta-267063	12560	60
	Sin-le-Noble	8(2)	PR2	argile organique / organic clay	Beta-267064	12330	60
	Sin-le-Noble	8(3)	PR3	T	Beta-267065	10050	50
9	Vred	9(1)	S100, 3,55-3,62 m	limon organique / organic silt	Lyon-4933 (SacA-10418)	12345	50
12	Haulchin	12(1)	SP4 6-6,5 m	V	Erl-15404	11547	77
14	Famars	14(1)	SP14/5,2 m	V	Erl-13545	11644	82
15	Crespin	15(1)	SP9-3,7 à 4 m	T	Erl-13548	12213	88
	Crespin	15(2)	SP8-5,1 à 5,5 m	V	Erl-13547	12067	96
16	Fresnes	16(1)	S26	V	Beta-158474	10040	50

Table 48 - Liste des datations radiocarbone du Tardiglaciaire et du Préboréal Initial

= numéro de site, voir table 47 et figures 329 et 330
 REF A, référence abrégée du prélèvement
 REF C, référence complète du prélèvement
 NAT, nature de l'échantillon (B=bois, T=tourbe, CB=charbon de bois, V=débris végétal)

Table 48 - Liste of the Lateglacial and Early Preboreal radiocarbon dates

= site number, see table 47 and figures 329, 330
 REF A, summarized sample reference
 REF C, complete sample reference
 NAT, sample nature (B=wood, T=peat, CB=charcoal, V=vegetal remains)

#	Ville / town	REF A	REF C	NAT	num labo	BP	±
1	Lille	1(2)	pr2	B	Erl-15396	10691	71
	Lille	1(1)	pr1	T	Erl-15395	11526	94
2	Houplin-Ancoisne	2(12)	(a) Pr12, S11-304 cm	CB	GrA-23294	12560	100
	Houplin-Ancoisne	2(11)	(b) Pr11, S11-257 cm	B	GrA-23291	10080	60
	Houplin-Ancoisne	2(10)	(c) Pr10, S11-235 cm	B	GrA-23290	10410	60
	Houplin-Ancoisne	2(9)	(d) Pr9, S11-200 à 216 cm	B	GrA-23289	10530	60
	Houplin-Ancoisne	2(8)	(e) Pr8, S11-196 cm	B	GrA-23287	10570	60
	Houplin-Ancoisne	2(1)	(f) Pr1, S2-181 à 190 cm	B	GrA-23284	10190	60
3	Billy-Berclau	3(2)	pr2	T	Erl-15403	11115	81
	Billy-Berclau	3(3)	pr3	B	Erl-15402	10590	72
	Billy-Berclau	3(4)	pr4	V	Erl-15401	10364	107
4	Dourges	4(ev)	évaluation, partie supérieure HTSb, gisement Federmesser	CB	GrA-17427	11680	60
	Dourges	4(po)	évaluation, pointe barbelée	os/bone	GrA-28820	11920	50
	Dourges	4(6)	colonne ech. 6, de 22,41 à 22,43 m IGN69	V	GrA-23899	11030	70
	Dourges	4(7)	colonne ech. 7, de 22,37 à 22,41	V	GrA-28208	11250	70
	Dourges	4(8)	colonne ech. 8, de 22,33 à 22,37	V	GrA-23824	11640	60
	Dourges	4(10)	colonne ech. 10, de 22,23 à 22,28	V	GrA-23901	11720	60
	Dourges	4(12)	colonne ech. 12, de 22,13 à 22,18	V	GrA-23903	12240	80
	Dourges	4(17)	colonne ech. 17, de 21,91 à 21,94	V	GrA-23821	12310	70
	Dourges	4(18)	colonne ech. 18, de 21,86 à 21,91	V	GrA-23822	12230	70
	Dourges	4(20)	colonne ech. 20, de 21,76 à 21,81	V	GrA-23905	12430	90
	Dourges	4(21)	colonne ech. 21, de 21,73 à 21,76	V	GrN-28210	12590	150
5	Bouvines	5(t3)	sondage ST1, prélèvement t3	V	Ly-14091	10685	60
	Bouvines	5(t5)	sondage ST1, prélèvement t5	V	Ly-14092	12115	90
7	Douai	7(1)		passée tourbeuse / peaty bed	Gif-5744	11700	200
8	Sin-le-Noble	8(1)	PR1	T	Beta-267063	12560	60
	Sin-le-Noble	8(2)	PR2	argile organique / organic clay	Beta-267064	12330	60
	Sin-le-Noble	8(3)	PR3	T	Beta-267065	10050	50
9	Vred	9(1)	S100, 3,55-3,62 m	limon organique / organic silt	Lyon-4933 (SacA-10418)	12345	50
12	Haulchin	12(1)	SP4 6-6,5 m	V	Erl-15404	11547	77
14	Famars	14(1)	SP14/5,2 m	V	Erl-13545	11644	82
15	Crespin	15(1)	SP9-3,7 à 4 m	T	Erl-13548	12213	88
	Crespin	15(2)	SP8-5,1 à 5,5 m	V	Erl-13547	12067	96
16	Fresnes	16(1)	S26	V	Beta-158474	10040	50

Table 49 - Liste des datations radiocarbone calibrées du Tardiglaciaire et du Préboréal Initial

radiocarbone : calibration 1 sigma, effectuée avec OxCAL V4.2.4. Bronk Ramsey (2013) ; r:5 ; IntCal13 atmospheric curve (Reimer et al. 2013)

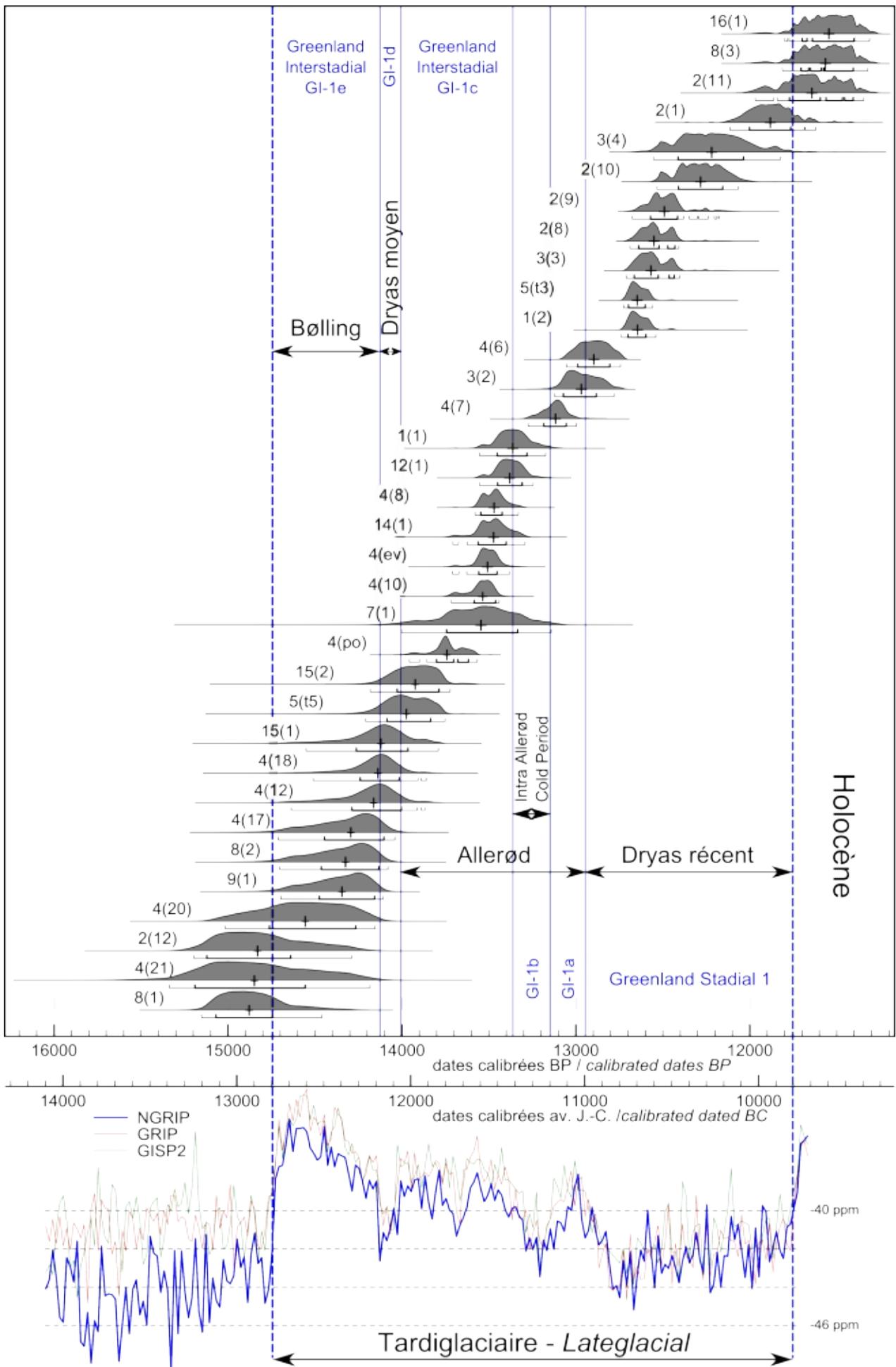
Table 49 - List of calibrated Lateglacial and Early Preboreal radiocarbon dates

Figure 331 - Calibrated radiocarbon dates, comparison with Greenland Interstadial 1 (NGRIP) chronozones and NGRIP, GRIP and GISP2 O18 isotopic curves

dates: see tables 48 and 49
GI1 et GS1 (NGRIP) after Lowe et al. (2008)
curves after Rasmussen et al. (2006) (mean reference) and: Rasmussen et al. (2006, 2008), Andersen et al. (2006), Svensson et al. (2006), Andersen et al. (2004), Johnsen et al. (1997), Stuiver and Grootes (2000), Grootes and Stuiver (1997)

Figure 331 - Dates radiocarbone calibrées, comparaison avec les chronozones Greenland Intertadial 1 (NGRIP) et les courbes isotopiques O18 NGRIP, GRIP et GISP2

datations : voir tables 48 et 49
GI1 et GS1 (NGRIP) after Lowe et al. (2008)
courbes d'après Rasmussen et al. (2006) (référence principale) et Rasmussen et al. (2006, 2008), Andersen et al., (2006), Svensson et al. (2006), Andersen et al. (2004), Johnsen et al. (1997), Stuiver et Grootes (2000), Grootes et Stuiver (1997)



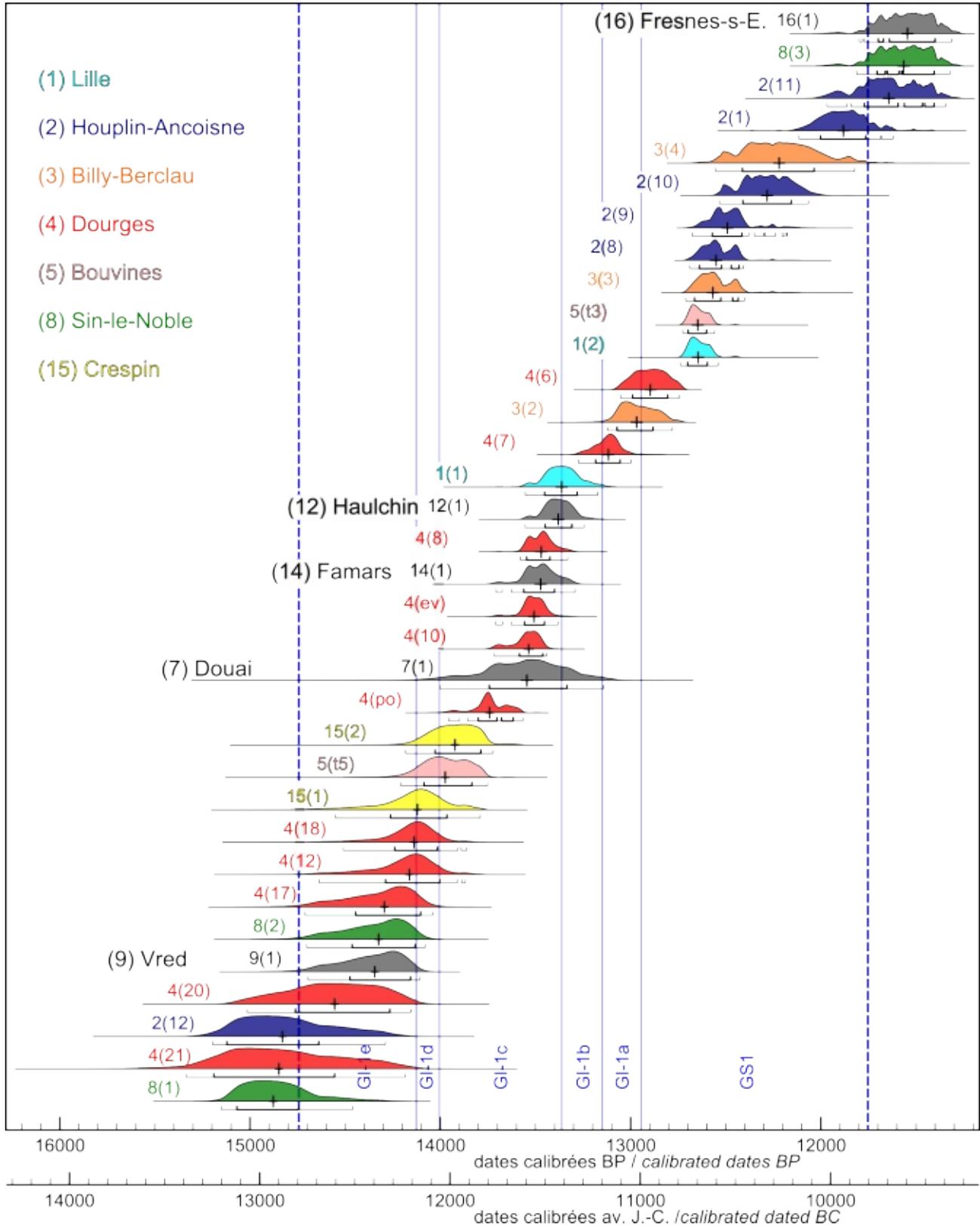


Figure 332 - Dates radiocarbone calibrées classées et mise en exergue du site d'origine
 datations : voir tables 48 et 49

Figure 332 - Ranked calibrated radiocarbone dates highlighting the source sites
 dates: see tables 48 and 49

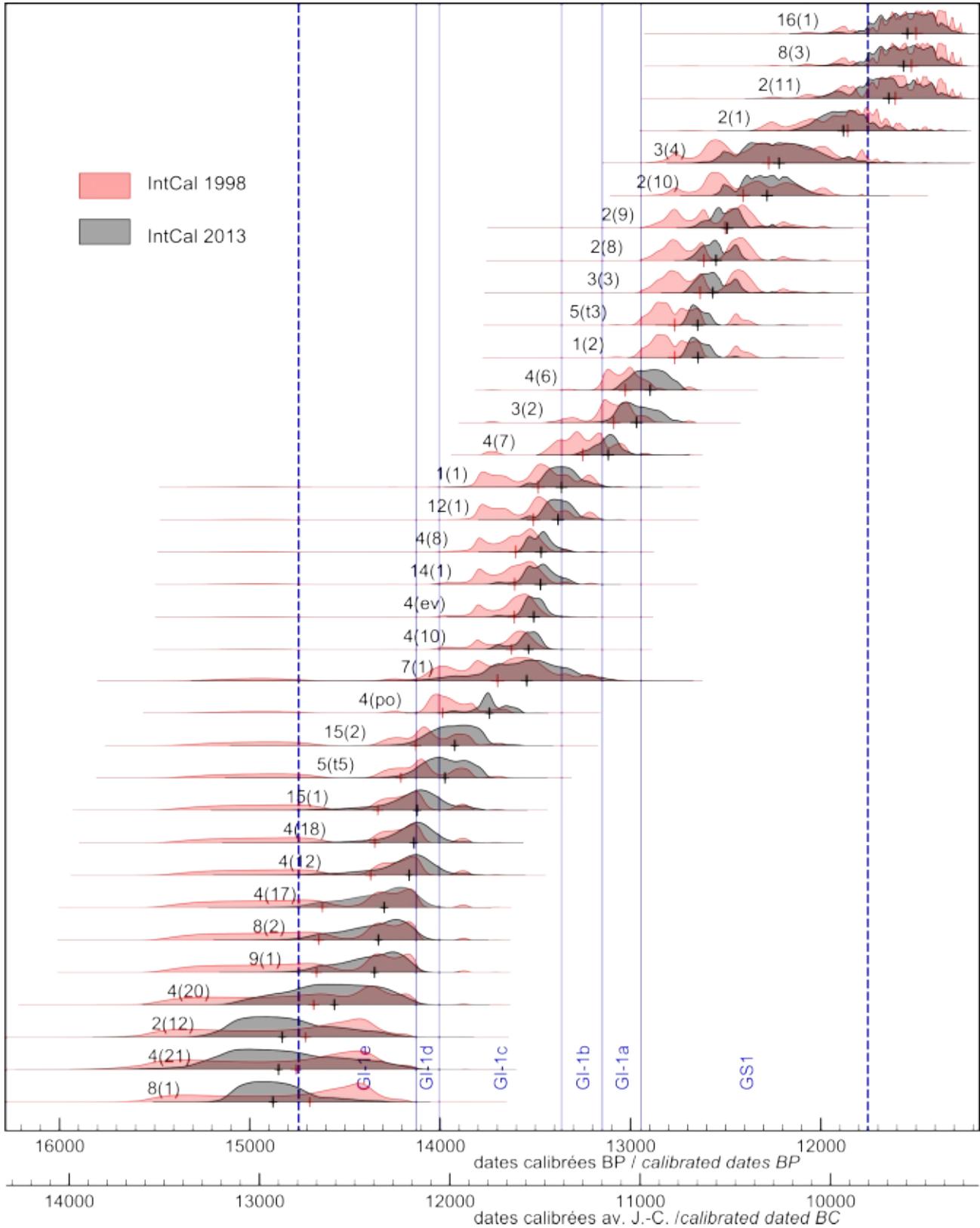


Figure 333 - Variation de la calibration en fonction de la courbe de référence

logiciel : OxCal V4.2.4 Bronk Ramsey (2013)
 IntCal 1998 : Stuiver et al., 1998
 IntCal 2013 : Reimer et al., 2013

Figure 333 - Calibration variation according to the reference curve

software : OxCal V4.2.4 Bronk Ramsey (2013)
 IntCal 1998: Stuiver et al., 1998
 IntCal 2013: Reimer et al., 2013

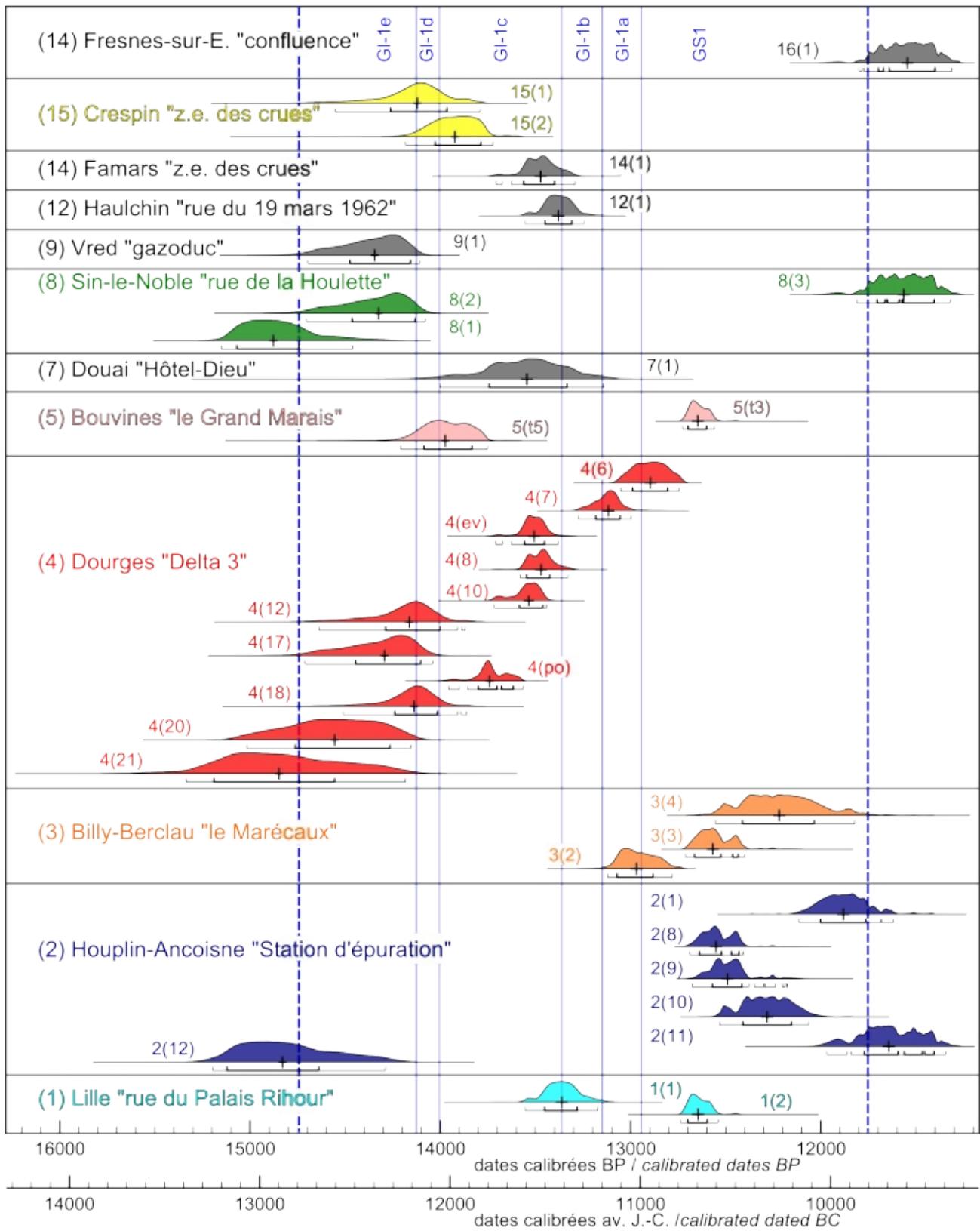


Figure 334 - Dates radiocarbones calibrées et classées par site

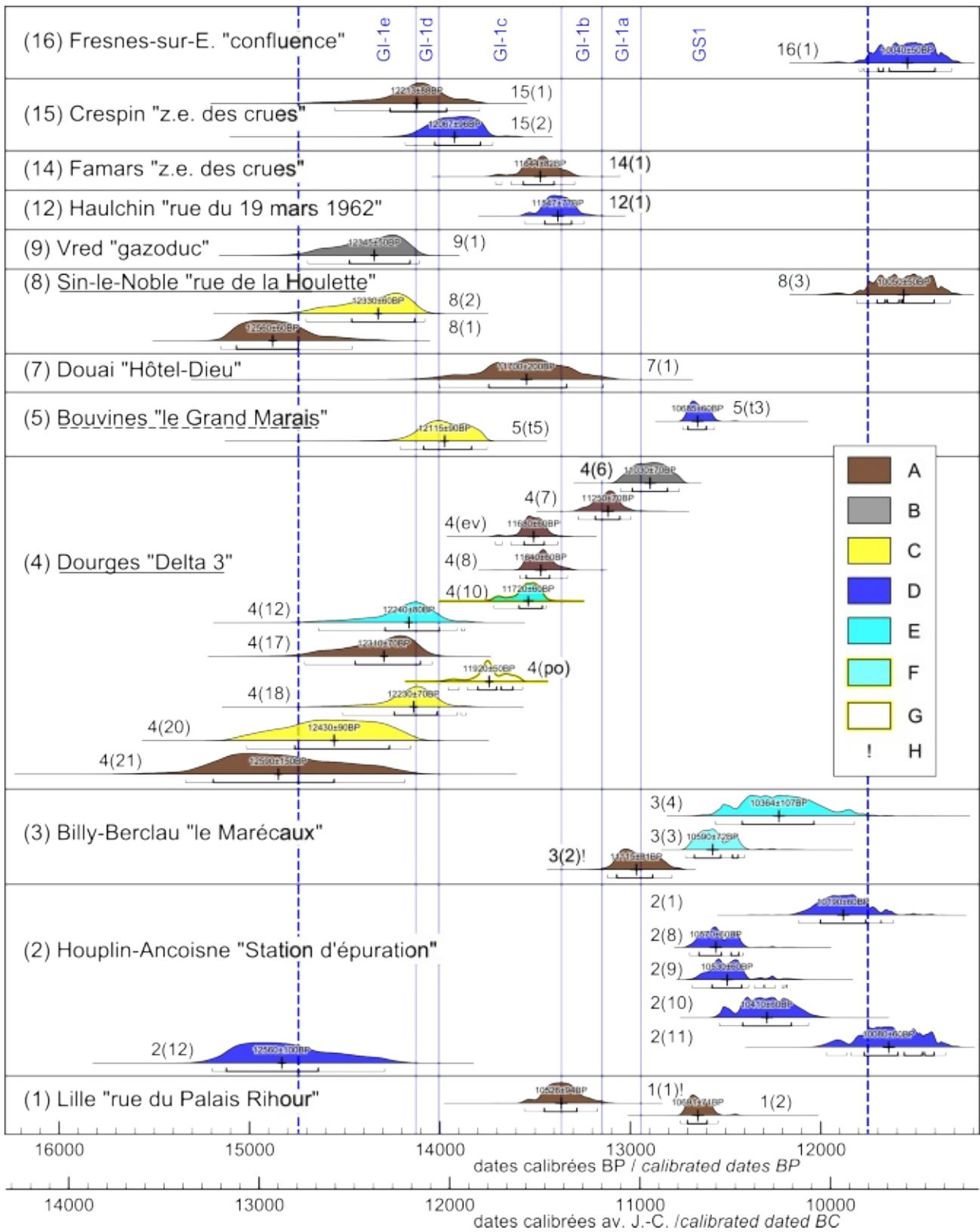
datations : voir tables 48 et 49
la superposition stratigraphique interne à chaque site est respectée

Figure 334 - Calibrated and ranked radiocarbon dates classified by site

dates: see tables 48 and 49
in each site the internal stratigraphy has been respected

Figure 335 - Dates radiocarbones calibrées et classées par site, mise en exergue de la nature du sédiment

datations : voir tables 48 et 49
A – tourbe ou limon tourbeux
B – limon ou argile organique
C – travertin ou sédiment travertineux
D – sédiment détritique avec débris végétaux fréquents
E – sédiment détritique avec rares débris végétaux



F – sédiment détritique évoluant vers un dépôt travertineux au sommet de l'unité : 4(10)
 G – date sur objet archéologique (os) dans un travertin : 4(po)
 ! = date sur élément clairement remanié (paquet de tourbe) :
 1(1) vers la base d'un dépôt détritique et 3(2) en limite érosive inférieure d'un dépôt détritique

B – silt or organic clay
 C – calcareous tufa
 D – detritic sediment with frequent vegetal remains
 E – detritic sediment with rare vegetal remains
 F – detritic sediment with a trend to calcareous tufa at the unit top: 4(10)
 G – date on an archaeological object (bone) in a calcareous tufa layer: 4(po)
 ! = date on a clearly redeposited element (peat lump): 1(1) toward the base of a detritic silt deposit and 3(2) at the erosive lower limit of a detritic silt deposit

Figure 335 - Calibrated radiocarbon dates ranked by site, highlighting the nature of the sediment nature
 dates: see tables 48 and 49
 A – peat or peaty silt

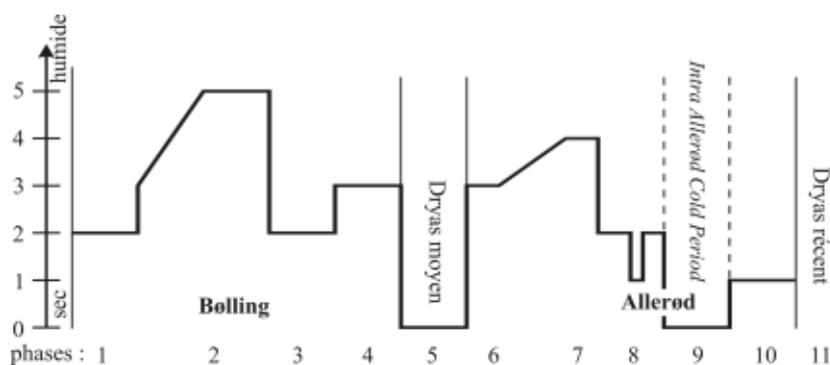


Figure 336 - Diagramme de l'évolution de l'humidité du marais de Dourges au Tardiglaciaire (première interprétation chronologique)

- 0 – sec, stabilité morphologique
 - 1 – sec, formation d'un horizon pédologique
 - 2 – formation d'une tourbe dans la partie basse
 - 3 – marais régulièrement inondé, zone de fraie, absence de mollusque d'eau douce
 - 4 – marais régulièrement inondé, zone de fraie, présence de mollusques d'eau douce, dépôt de travertin
 - 5 – phase lacustre, sédimentation essentiellement travertineuse.
- phases – voir figure 91 et table 50

précoce que suggérée dans les publications précédentes. Si nous prêtons foi en la fourchette de plus forte probabilité, elle pourrait intervenir aux environs de 14,3 ou 14,2 ka Cal BP, soit déjà relativement tard au cours du Bølling. Les considérations sur le déficit d'évapotranspiration dû à un retard de la reconquête végétale à l'entrée de l'interstade sont donc moins pertinentes. La phase lacustre pourrait bien correspondre à une phase climatique réellement plus humide. La succession des phases 2 à 4 (dépôt de l'unité 2 de travertin, puis 3 de tourbe, puis 4 détritique) se déroulerait donc sur un court laps de temps à la fin du Bølling.

La révision la plus importante concerne la fin de l'Allerød et le début du Dryas récent. En effet, les nouvelles fourchettes de probabilité incitent à attribuer l'horizon humifère d'environ 3 cm (retrouvé sur toute le site) au début du Dryas récent. Le Dryas récent initial se marquerait donc par le développement d'une prairie qui succéderait sans hiatus stratigraphique à la formation tourbeuse de la toute fin de l'Allerød. C'est cette unité qui est par la suite affectée par des phénomènes de solifluxion, d'amorce de coin de glace puis d'érosion fluviale (parties I.9-2.2.3). Cette nouvelle interprétation chronologique nous paraît d'autant plus plausible que les dates du sommet de la tourbe de la fin de l'Allerød (unité 8) encadrent un premier et fin (quelques millimètres) horizon humifère de même nature. Celui-ci peut être alors attribué à la péjoration froide GI-1b (intra-Allerød cold period). L'IACP (centrée vers 13,25 ka Cal BP) et l'amorce du Dryas récent (vers 12,9-12,8 ka Cal BP) auraient donc la même signature sédimentaire et correspondraient à des phases froides et relativement sèches. Dans cette interprétation, la phase 9 qui était censée représenter un hiatus sédimentaire de l'IACP entre tourbe Allerød et sol fin Allerød (celui là même attribué dans notre nouvelle interprétation au Dryas récent) n'a plus de raison d'être.

La chute des températures du début du Dryas récent s'accompagne de conditions sèches et d'une stabilité morphologique identique à l'IACP. C'est ensuite seulement qu'intervient l'avènement d'un froid intense.

Figure 336 - Lateglacial humidity evolution in Dourges marsh diagram (first chronological interpretation)

- 0 – dry, morphological stability
 - 1 – dry, soil horizon development
 - 2 – peat development in low area
 - 3 – marsh subject to flooding, spawning area, no fresh water molluscs
 - 4 – marsh subject to regular flooding, spawning area, fresh water molluscs, tufa deposition
 - 5 – lacustrine phase, primarily travertine deposition
- phases – see figure 91 and table 50

Éléments de comparaison dans la zone d'étude

a) Région de Carvin

La présence de systèmes morpho-sédimentaires similaires est fortement soupçonnée dans la région de Carvin sur des bases microtopographiques (Deschodt *et al.*, 2005). Elle n'a pu toutefois encore être démontrée.

b) Sin-le-Noble « rue de la Houlette » (plaine de la Scarpe)

Dans la zone d'étude, l'observation effectuée à Sin-le-Noble « rue de la Houlette » par Olivier Collette dans la plaine de la Scarpe trouve une comparaison directe avec le gisement de Dourges (Maniez, 2007 ; Collette, 2007), dont il n'est séparé d'ailleurs que d'une douzaine de kilomètres. Un sédiment travertineux et tourbeux peu épais s'est déposé dans une dépression. La base du dépôt est datée du Bølling par deux dates radiocarbone (Save et Beta Analytic Ltd, 2009). Un niveau tourbeux supérieur est daté du Préboréal initial. Les niveaux ont bénéficié d'une étude palynologique (Robise, 2010).

première interprétation chronologique <i>first chronological interpretation</i>	unité	phase	nature	eau / water	connexion réseau hydrologique <i>hydrologic network connexion</i>	M	I	nouvelle interprétation chronologique <i>new chronological inteerpretation</i>	
Bølling	2	1	tourbe <i>peat</i>	nappe / ground water	-			Bølling (GI-1e)	
	3 et 4	2	travertin <i>calcareous tufa</i>	lac	connecté <i>connected</i>	X	X		
	5	3	tourbe <i>peat</i>	nappe / ground water	-				
	6	4	détritique <i>detritic</i>	crues / floods	temporaire / <i>temporary</i>		X		
Dryas Moyen	hiatus	5	-	-	-			Dryas Moyen (GI-1d)	
Allerød	7 partie inf. <i>lower part</i>	6	détritique <i>detritic</i>	crues / floods	temporaire / <i>temporary</i>		X	Allerød (GI-1c)	
	7 partie sup <i>upper part</i>	7	détritique évoluant vers un travertin <i>detritic evolving towards calcareous tufa</i>	crues évolution vers plan d'eau permanent <i>floods evolving towards permanent waterbody</i>		X	X		
	8	8	tourbe <i>peat</i>	nappe <i>ground water</i>	-				
			très fin horizon humifère <i>very fine humic horizon</i>	-	-				[Intra Allerød Cold Period] (GI-1b)
			tourbe <i>peat</i>	nappe <i>ground water</i>	-				Allerød (GI-1a)
[Intra Allerød Cold Period]	hiatus	9	-	-	-			annulé <i>cancelled</i>	
	9	10	horizon humifère <i>humic horizon</i>	-	-			début Dryas récent (GS1) / Early Younger Dryas (GS1)	

Table 50 - Récapitulatif des principales observations (sédiments, hydrologie, paléontologie) effectuées sur les niveaux interstadias du Tardiglaciaire à Dourges « Delta 3 »

unités – voir figure 85
phases – voir figure 91
M – pic de malacofaune aquatique
I – présence de poissons

Table 50 - Summary of key observations (sediments, hydrology, palaeontology) on Lateglacial interstadial layers in Dourges « Delta 3 »

first chronologic interpretation
units – see figure 85
phases – see figure 91
M – peak in aquatic malacofauna
I – presence of fish

L'observation de Sin démontre l'existence d'autres dépôts travertineux du Bølling dans un autre bassin versant et dans un système morpho-sédimentaire similaire (dépression dans une vaste plaine).

c) Bouvines « Grand Marais »

Le transect sur la Marque près de Bouvines (partie I.12-) a rencontré un sédiment travertineux de même nature que celui de Dourges ou de Sin, directement au-dessus de formations limono-sableuses litées attribuées à la fin du Pléniglaciaire weichselien. Le sédiment comble un chenal peu profond et a été déposé dans un milieu peu dynamique. L'absence de trace d'érosion à la base du dépôt incite à penser que le chenal est un héritage du

fonctionnement Pléniglaciaire. L'environnement contemporain du dépôt travertineux devait donc être constitué de zones basses en eau héritées des anciens chenaux du Pléniglaciaire. La vallée de la Marque, en ce lieu et à cette époque, semble donc être une vallée dépourvue de véritable rivière. Il s'agissait probablement de zones humides qui se succédaient, plus ou moins connectées entre elles, avec, éventuellement, une tendance à une mise en réseau et à une ébauche de comportement fluviale lors des phases de plus forte hydrologie. Cette quasi-absence de drainage fluviale a dû être renforcée par, d'une part, le caractère drainant des dépôts antérieurs et, d'autre part, par l'élargissement amont de la vallée qui a probablement temporisé les écoulements. Un débris végétal dans le travertin permet une attribution chronologique fin Bølling ou début Allerød.

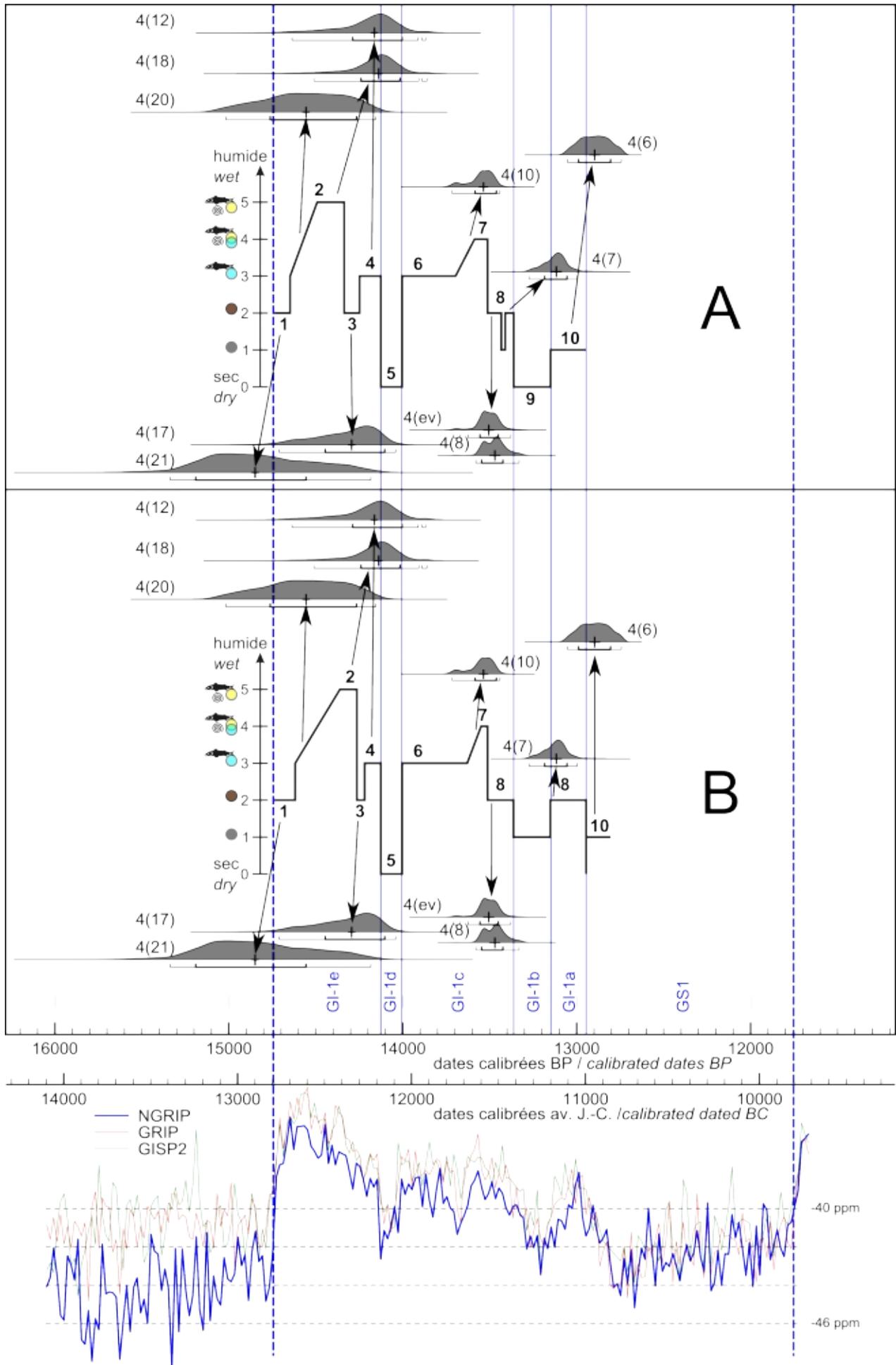


Figure 337 - Essai de calage chronologique des variations d'humidité à Dourges par rapport au référentiel INTIMATE et réinterprétation chronologique des phases 8 à 10

A – interprétation chronologique de la figure 336 (Deschodt et al., 2005, 2009 ; Deschodt, 2012), voir aussi figure 89
 B – nouvelle interprétation chronologique
 échelle d'humidité : voir figure 336
 phases : voir figure 91 et table 50
 calibration radiocarbone : voir figure 331
 courbe : voir figure 331

Figure 337 - An attempt at a chronology of humidity variation in Dourges compared to the INTIMATE reference and chronological reinterpretation of phases 8 to 10

A – chronologic interpretatin of the figure 336 (Deschodt et al., 2005, 2009 ; Deschodt, 2012), see too figure 89
 B – nouvelle interprétation chronologique
 humidity ; see figure 336
 phases: see figure 91 and table 50
 radiocarbon calibration: see figure 331
 curve: see figure 331

Éléments de comparaison en Belgique

a) La dépression de Moervaart (Belgique, nord de Gand)

La dépression de Moervaart au nord de Gand (figure 339) résulte de la fermeture de la partie aval de la vallée pléistocène de l'Escaut par le système dunaire « Maldegem-Stekene » actif à la fin du Pléniglaciaire et au Tardiglaciaire, avec encore une légère activité au cours de l'Holocène (Bats et al., 2010 ; Crombé et al., 2013). La barrière sableuse a provoqué le développement de dépressions fermées marécageuses, voire lacustres. Les rives du lac ont favorisé des implantations du Paléolithique supérieur (Crombé et al., 2013). L'ancien plan d'eau de Moervaart est bien plus vaste que celui de Dourges (environ 15 km de long sur 2 km de large). De nombreuses et récentes études ont été menées sur la dépression de Moervaart (Bats et al., 2009, 2010, 2011 ; Meylemans et al., 2011 ; Gobert, 2012 ; Crombé et al., 2013 ; Crombé, 2014). La synthèse reprise ici provient de Crombé et al., 2013.

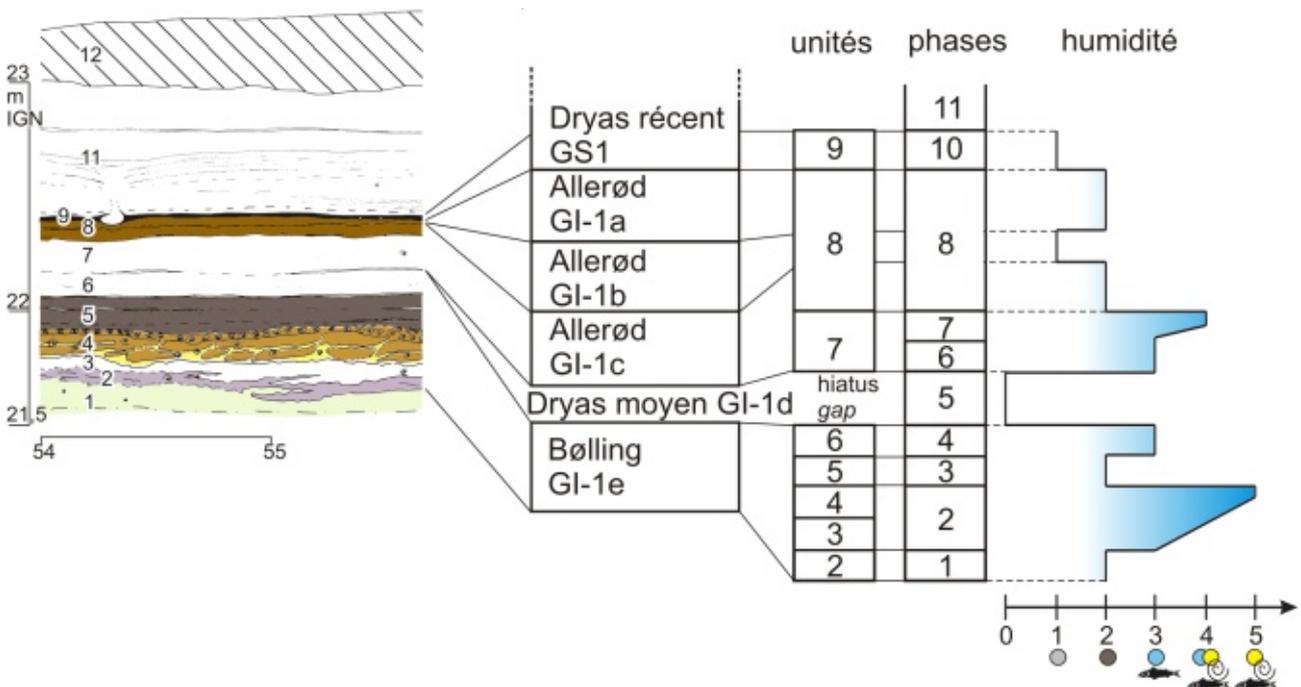


Figure 338 - Nouvelle interprétation chronologique des unités stratigraphiques et des variations d'humidités observées sur le « Marais de Dourges »

coupes et unités – voire partie 1.9- et figure 85
 phases – voire figure 91 et table 50

Figure 338 - New chronological interpretation of the stratigraphic units and variations in humidity observed in the "Dourges marsh"

cross-section and units: see part 1.9- and figure 85
 phases – see figure 91 and table 50

Dès le début du Bølling, la remontée de la nappe et la perturbation du drainage par les dépôts éoliens créent un réseau de marais et de lacs. Un sédiment tourbeux calcaire se dépose au fond de la dépression. Au Dryas moyen, le niveau du lac baisse et la zone subit des assèchements temporaires. À l'Allerød le niveau remonte et un chapelet de lacs et zones marécageuses au sud de la barrière sableuse alimente en eau calcaire la dépression principale par un réseau de petits chenaux anastomosés. La vidange définitive du lac est daté de l'*Intra Allerød Cold period*. Il s'accompagne à la fin de l'Allerød de l'ajustement du réseau de petits chenaux en un profond et large chenal. Celui-ci trouve un exutoire vers le sud et l'Escaut.

La tranche d'eau a atteint parfois près de 3 m. Les sédiments se déposent sur un maximum de 2 m et peuvent être comparés à la stratigraphie enregistrée à Dourges.

b) La dépression de Sint-Andries / Snellgem (Belgique, sud-ouest de Bruges)

Une dépression fermée avec dépôt lacustre est connue par l'analyse des sédiments et des diatomées d'un carottage (Denys *et al.*, 1990). La zone, dans les environs de Bruges, est en dehors du bassin versant de l'Escaut. Toutefois, elle participe au système engendré par la barrière sableuse pléistocène (figure 339). Plus de 2 m de sédiments ont été étudiés. L'attribution chronologique est principalement basée sur le contenu en diatomées et sur une date radiocarbone à la limite Allerød/Dryas récent. Une marne lacustre est présente à partir de 1,7 m de profondeur et est attribuée au Bølling (environ 20 cm) puis à l'Allerød (jusqu'à environ 1 m de profondeur). Les interstades sont séparés par une petite zone où la baisse d'effectif des diatomées est attribuée au Dryas moyen. La partie sommitale de l'Allerød est tourbeuse sur quelques centimètres et est interprétée comme baisse du niveau de la nappe. La tourbe passe à une argile organique présente jusqu'en surface et attribuée au Dryas récent. Ce dernier dépôt est associé par les auteurs à une remontée de la nappe et à une déstabilisation des sols.

Éléments de comparaison aux Pays-Bas

Aux Pays-Bas, des paléo-lacs se sont développés au cours du Tardiglaciaire. Ils sont généralement de dimension restreinte et de comblement plurimétrique marneux et tourbeux. Nous recensons au sud du pays : Gulickshof (Hoek *et al.*, 1999), plusieurs lacs dans la région de Weeterbos (Van Asch *et al.*, 2013), Milheeze (Bos *et al.*, 2006) et, plus au nord, Hijkermeer (Heiri *et al.*, 2007). Leur origine est thermokarstique, à l'exception de Milheeze créé, comme Moervaart, par un barrage sableux éolien.

B. Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » : un dépôt en chenal

Rappel des principaux résultats et commentaire

Au contraire de Dourges, Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » (partie I.5-) est un enregistrement tardiglaciaire en chenal. La Deûle a incisé au début du Bølling les formations fluvio-éoliennes jusqu'à la nappe graveleuse, formant le méandre à grand rayon de courbure perçu sur la carte IGN. Le chenal est ensuite comblé par les alluvions. La base tourbeuse du comblement est datée du Bølling tandis que le reste du comblement, sur près de 2 m est daté du Dryas récent. Nous ne savons pas si l'Allerød est présent (peu dilaté et en association avec le Bølling) ou s'il est érodé par la base du Dryas récent. Le comblement Dryas se subdivise en deux parties : un comblement lité à débris végétaux, daté par trois fois d'environ 10,5 à 10,4 ka BP et un comblement supérieur plus sableux puis limoneux, assez homogène et sans litages marqués si ce n'est des alignements de graviers anguleux (figure 51). Deux autres dates dans le comblement attribué au Dryas sont plus récentes (Préboréal), dont une sur un élément vers la base du comblement. Sauf à considérer (cas peu probable) que l'ensemble du dépôt ait pu être remanié au début de l'Holocène avec réintégration de débris du Dryas dans un comblement rapide et peu organique, nous considérons les deux dates Préboréal comme intrusives. Le mode d'exploration (à la gouge fine manuelle) a pu favoriser la confusion entre des petites racines et des débris en lits. La présence de racines en profondeur serait en outre compatible avec le développement d'un petit sol sur les dépôts du Dryas en fin de période ou au début de l'Holocène, pendant un bas niveau de la nappe. Nous attribuons à l'Holocène l'incision d'un second chenal contiguë au chenal du Tardiglaciaire (figure 50).

La caractéristique du comblement tardiglaciaire observé à Houplin-Ancoisne est donc la forte représentation d'un Dryas récent déposé en chenal, avec une première partie fluviale, riche en malacofaune, bien datée aux environs de 10,5-10,4 ka BP. Une partie, plus récente et non datée, ne présente plus le même caractère fluvial et semble azoïque. Elle contient des graviers de craie anguleux.

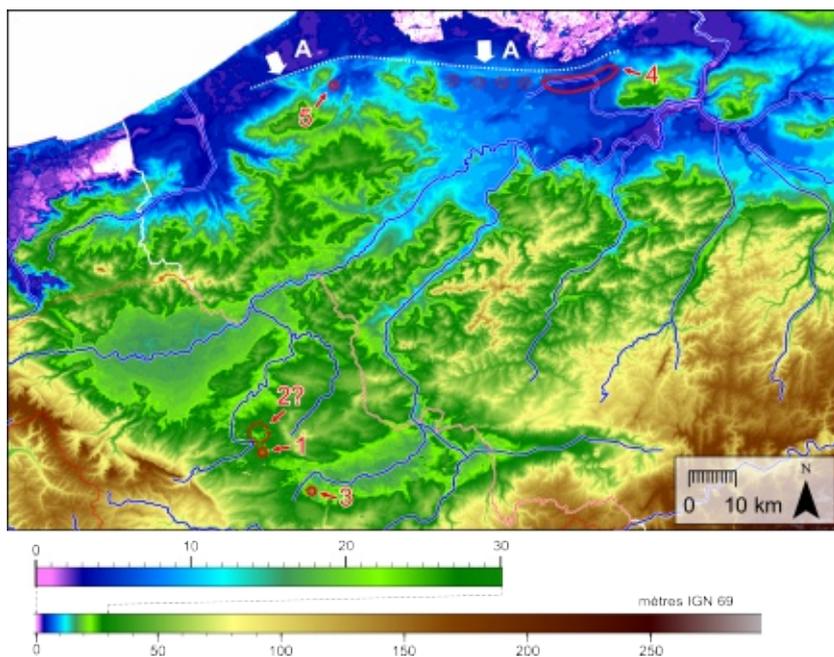


Figure 339 - Localisation des dépôts lacustres du Tardiglaciaire dans la zone d'étude et en Belgique

A – système dunaire « Maldegem-Stekene »
 1 – Dourges
 2 – région de Carvin ?
 3 – Sin-le-Noble
 4 – Moervaart
 5 – Sint-Andries / Snellgem

Figure 339 - Lateglacial lacustrine deposits in the study area and in Belgium

A – « Maldegem-Stekene » dune system
 1 – Dourges
 2 – Carvin area ?
 3 – Sin-le-Noble
 4 – Moervaart
 5 – Sint-Andries / Snellgem

Éléments de comparaison dans la zone d'étude

D'autres dépôts en chenal datés du Dryas récent sont connus dans la zone d'étude :

- À Lille « Rue du Palais Rihour » (partie I.3-), une tourbe, datée d'environ 10,7 ka BP nappe le bord d'un chenal de la Deûle. Elle est ensuite recouverte d'un dépôt limoneux en contexte dynamique (lits de graviers de craie) qui remanie des fragments de tourbe datée de l'Allerød.

- À Billy-Berclau « Le Marécaux » (partie I.8-2.), un chenal très amont dans le bassin de la Deûle présente une base érosive attribuable à une première partie du Dryas récent puisqu'elle remanie une tourbe datée de l'Allerød et qu'un dépôt lité extrêmement régulier se dépose ensuite, avec des débris végétaux datés d'environ 10,6 ka BP (base du comblement) et d'environ 10,35 ka BP.

- À Bouvines « Grand Marais » (partie I.12-), un dépôt lité à débris végétaux (faciès comparable à la première partie du comblement Dryas récent d'Houplin-Ancoisne) est daté d'environ 10,7 ka BP. Le faciès indique la présence d'un système fluvial dans la partie amont de la vallée de la Marque (contrairement à la phase précédente avec dépôt travertineux, cf. *supra*).

1.1.4 Vision synoptique du corpus de dates

Dourges et Houplin-Ancoisne appartiennent à un ensemble de quinze sites (attestés ou supposés) du Tardiglaciaire auxquels nous associons le niveau Préboréal de Fresnes-sur-Escaut (table 47). Nous pouvons tenter de classer ces données selon trois critères différents :

- l'environnement (chenal, dépression de fond de vallée...),
- l'âge du dépôt,
- la nature du dépôt.

Si nous considérons le contexte de dépôt, nous recensons (table 51) :

- 10 sites chenalisés (« CH ») ; encore devons nous souligner que dans cette catégorie peuvent se retrouver des chenaux très différents : depuis le large chenal Allerød de l'Escaut à Haulchin jusqu'au petit chenal très amont de Billy-Berclau, en passant par le chenal de la Deûle à Houplin-Ancoisne ;
- 2 sites dans des dépressions fermées (« DFV ») (Dourges et Sin-le-Noble)
- 1 site intermédiaire entre « CH » et « DFV » (Bouvines)
- 2 sites sur versant (« V ») (Douvrin et Saint-Saulve)
- 1 site indéterminé (« IND ») (Proville).

En nombre de sites pour chaque période, les niveaux de l'Allerød et du Dryas récent en système chenalisé sont les mieux représentés (figures 340 et 341).

	nb sites	détail des sites
CH	10	n°1-Lille n°2-Houplin-Ancoisne « station d'épuration » n°3-Billy-Berclau « Marécaux » n°7-Douai « Hôtel Dieu » n°9-Vred « Gazoduc » n°10-Bruay-sur-Escaut n°12-Haulchin « rue du 19 mars 1962 » n°14-Famars « z.e. des crues » n°15-Crespin « z.e. des crues » n°16-Fresnes-sur-Escaut « confluence »
DFV	2	n°4-Dourges « Delta 3 » n°8-Sin-le-Noble « rue de la Houlette »
DFV-CH	1	n°5-Bouvines « Grand Marais »
V	2	n°6-Douvrin « Pâtures » n°11-St-Saulve « rue des Fostiaux »
IND	1	n°13-Proville « Bois Chenu »

Table 51 - Catégorisation des sites du Tardiglaciaire et du Préboréal initial en fonction du contexte de dépôt

site – voir table 47

CH – dépôt en chenal

DFV – dépôt en dépression fermée en fond de vallée

DFV-CH – situation intermédiaire entre CH et DFV (cas de Bouvines, dépôts dans un système chenalisé hérité du Pléni-glaciaire)

V – dépôt sur versant

IND – environnement indéterminé (cas de Proville, chenal ou lit majeur)

Table 51 - Categorization of Lateglacial and Early Preboreal sites according to the depositional contexte

site – see table 47

CH – deposit in channel

DFV – deposit in closed depression on valley bottom

DFV-CH – situation intermediate between CH and DFV (the Bouvines case, deposit in a channelled system inherited from the Pleniglacial)

V – deposit on slope

IND – undetermined context (Proville case, channel or major bed)

Si nous considérons le nombre de dates effectuées, les dépôts interstadias en dépression de fond de vallée sont fortement représentés (figure 342). Le fait reflète surtout la colonne de datations réalisée sur le site de Dourges. La représentation du Dryas récent, et secondairement de l'Allerød, toujours en chenal, reste forte. Provenant de plusieurs sites, cette dernière représentation est plus fidèle à la réalité de la répartition spatio-temporelle des dépôts. De plus, il s'agit ici d'un nombre de dates qui sous-estiment l'abondance des dépôts attribués au Dryas. En effet, ceux-ci, souvent dépourvus de matière organique, ne peuvent toujours être datés. De plus, certaines dates de l'Allerød et classées comme telles proviennent de toute évidence de niveaux remaniés au cours du Dryas récent. Les niveaux Dryas n'apparaissent alors pas dans le diagramme.

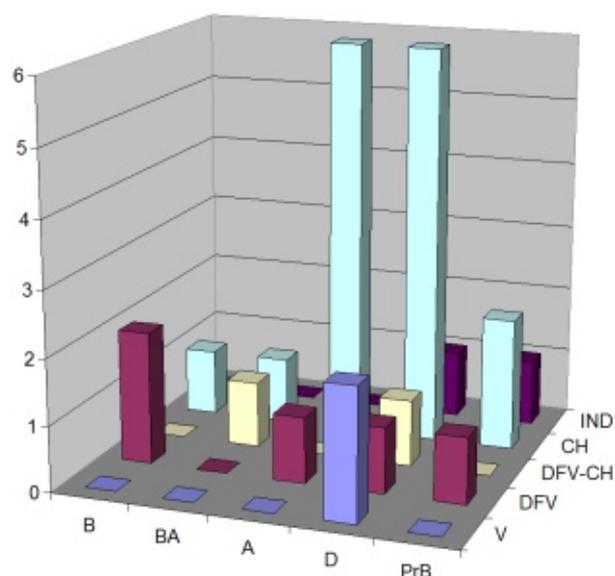


Figure 340 - Nombre de sites attribués aux chronozones du Tardiglaciaire et du Préboréal initial en fonction de l'environnement

attributions confirmées ou supposées

environnements – voir table 51

B – Bølling

BA – Bølling ou Allerød

A – Allerød

D – Dryas récent / Younger Dryas

PrB – Préboréal

Figure 340 - Number of sites allocated to Early Preboreal and Lateglacial chronozones according to the environment

environments: see table 51

Figure 343 - Number of radiocarbon dates in each Lateglacial chronozone according to the depositional context and to the sedimentology

environments: CH=in channel,

DFV=depression in valley bottom,

DFV-CH=intermediate (Bouvines)

A – peat or peaty silt

B – silt or organic clay

C – calcareous tufa

D – detritic sediment with frequent vegetal remains

E – detritic sediment with rare vegetal remains

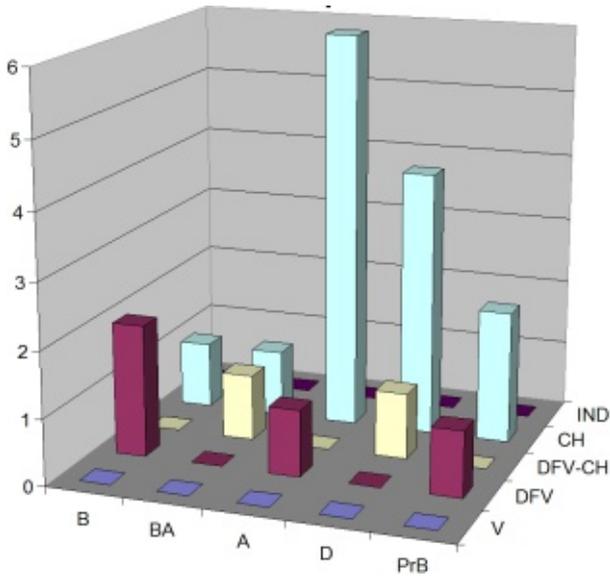


Figure 341 - Nombre de sites confirmés pour chaque chronozone du Tardiglaciaire et le Préboréal initial en fonction du contexte de dépôt

attributions confirmées par datation radiocarbone, les vestiges archéologiques ou la malacologie
contextes : voir table 51
B – Bølling
BA – Bølling ou Allerød
A – Allerød
D – Dryas récent / *Younger Dryas*
PrB – Préboréal

Figure 341 - Number of confirmed sites allocated to each Early Preboreal and Lateglacial chronozone according to the depositional context

confirmed allocation after radiocarbon dates, archeological remains or malacology
environments: see table 51

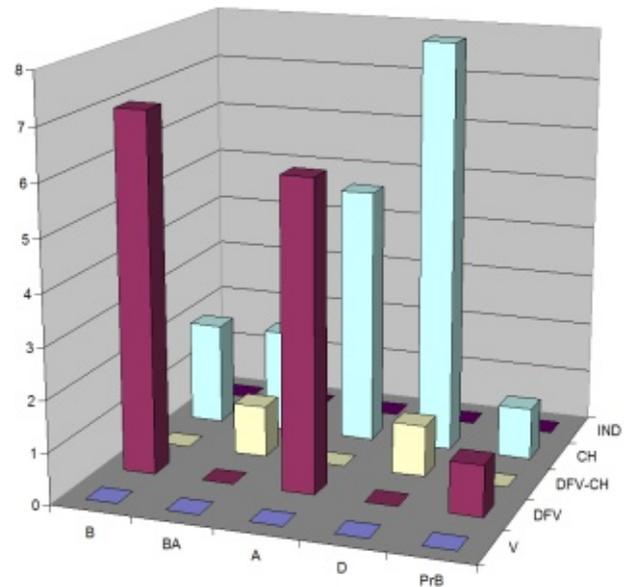


Figure 342 - Nombre de dates radiocarbone sur chaque chronozone du Tardiglaciaire et le Préboréal initial en fonction du contexte de dépôt

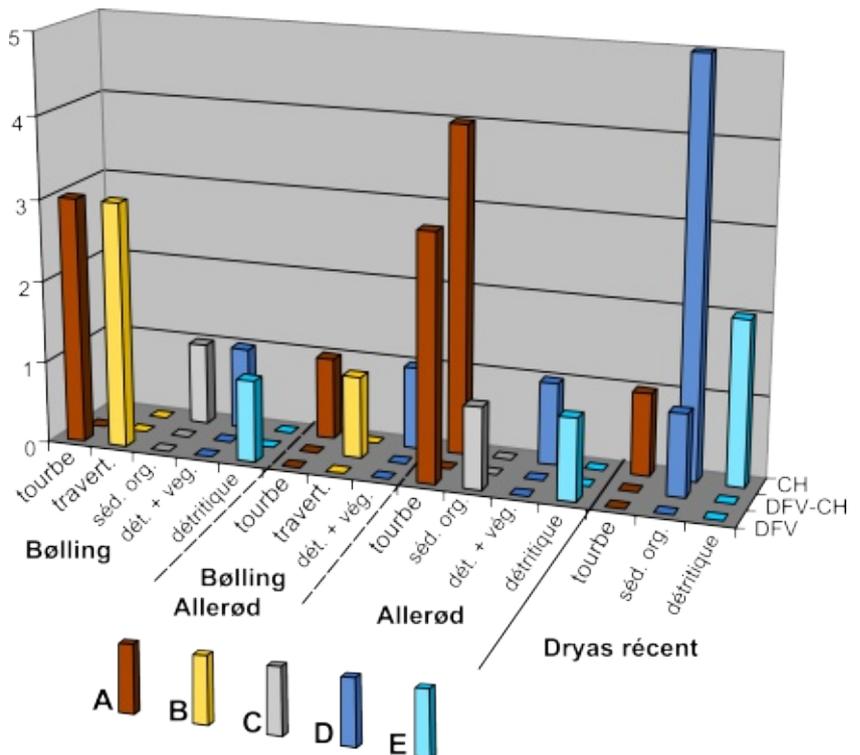
contextes : voir table 51
la date sur l'objet archéologique 4(po) (voir table 48) n'a pas été retenue
B – Bølling
BA – Bølling ou Allerød
A – Allerød
D – Dryas récent / *Younger Dryas*
PrB – Préboréal

Figure 342 - Number of radiocarbon dates in the Early Preboreal and each Lateglacial chronozone according to the depositional context

contexts: see table 51
the date for archaeological object 4(po) (see table 48) has been rejected

Figure 343 - Nombre de dates radiocarbone sur chaque chronozone du Tardiglaciaire en fonction du contexte et de la sédimentologie

environnements – CH=en chenaux, DFV=dépression en fond de vallée, DFV-CH=intermédiaire (Bouvines) classe sédimentologique – voir figure 335
A – tourbe ou limon tourbeux
B – limon ou argile organique
C – travertin ou sédiment travertineux
D – sédiment détritique avec débris végétaux fréquents
E – sédiment détritique avec rares débris végétaux



Si nous considérons en plus la nature sédimentologique des dépôts (figure 343), nous remarquons que les dépôts en chenaux sont dominés par les formations tourbeuses de l'Allerød et les formations détritiques au Dryas récent (sous représentées comme dit *supra*). Toutefois, une occurrence de tourbe est enregistrée au Dryas récent. Les dépressions de fond de vallée sont surtout représentées par les formations tourbeuses réparties sur le Bølling et l'Allerød et par les formations travertineuses, présentes au Bølling et dans la première partie de l'Allerød.

Sans prétention statistique, la trentaine de dates disponibles présentée sur les figures 340 à 343 illustre toutefois assez bien, à notre avis, une tendance perceptible sur le terrain, avec, par ordre décroissant d'abondance :

- un Dryas récent détritique en chenal,
 - un Allerød tourbeux en chenal,
- puis relativement loin derrière :
- un Bølling tourbeux ou travertineux en dépression de fond de vallée.

En deça, presque toutes les configurations sont rencontrées, à l'exception de formations travertineuses dans la seconde partie de l'Allerød ou le Dryas récent.

1.2 Synthèse

1.2.1 La transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire

Avant le Tardiglaciaire, les fonds de vallée sont envahis par les sédiments loessiques, les écoulements sont inexistantes ou indigents dans la partie amont des bassins, comme évoqué dans la partie II.2-4.3.2. Dans les dépressions en fond de vallée (Dourges, Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes »), le sommet du limon loessique a pu conserver des malacofaunes et des pollens. La présence d'un pic de malacofaune aquatique dans cette position, sous la première tourbe du Bølling, à Dourges, indique que les conditions sont déjà préalablement plus humides. Nous ne savons toutefois pas s'il s'agit des prémices des modifications climatiques du Bølling où s'il s'agit d'une évolution climatique antérieure fugacement enregistrée dans les points bas. Ces dépôts, non clairement différenciés des loess ou des faciès loessiques sous-jacents,

pourraient s'en distinguer par leur chronologie et leurs conditions de dépôts. Le fait est à rapprocher de la sédimentation limoneuse peu épaisse attribuée au début du Tardiglaciaire perçue localement dans les fonds de vallée du bassin de la Somme (Antoine, 1997 ; Antoine *et al.*, 2012b), avec éventuellement un contenu malacologique ou palynologique (Lambay, 1993, cité par Antoine *et al.*, 2012a). Dans les grandes vallées du Bassin parisien, les sites magdaléniens de fond de vallée sont insérés dans la partie supérieure de dépôts d'inondations lités cycliques (Taborin *dir.*, 1994 ; Pastre *et al.*, 2000, 2003a). Cette sédimentation est considérée comme antérieure à l'incision du Bølling. Dans un vallon affluent de la vallée de l'Aisne, un contenu palynologique a pu être attribué au Dryas ancien (Boulen, 2000).

Dans le paléo-lac de Snellegem-Sint Andries sont perçues à travers le cortège de diatomées des conditions humides, voire aquatiques, attribuées au Dryas ancien dans un sable limoneux à la base du remplissage. Il n'est pas fait mention d'un dépôt équivalent à Moervaart. Aux Pays-Bas, Van Geel *et al.* (1989), cités par Hoek et Bohncke (2002), signalent la présence sporadique de dépôts organiques dès environ 12,9 ka BP.

1.2.2 Le Bølling

A. Récapitulatif des dépôts connus dans la zone d'étude

Les premiers dépôts datés du Tardiglaciaire sont constitués par des formations organiques à la base d'un système chenalisé (12 560 ± 100 BP à Houplin-Ancoisne) ou des dépôts tourbeux en fond de vallée, dans des dépressions héritées des dépôts fluvio-éoliens de la fin du Pléniglaciaire (12 590 ± 150 BP à Dourges, 12 560 ± 60 BP à Sin-le-Noble) (figure 335). Nous notons la remarquable proximité de ces dates (toutefois moins évidentes en dates calibrées). A leur suite, une série de 4 dates supplémentaires couvrent tout le Bølling dans la dépression de Dourges, jusque 12 240 ± 80 BP. Trois autres dates isolées nous apportent quelques informations supplémentaires sur la dépression en fond de vallée, à Sin-le-Noble (12 330 ± 60 BP), ou en chenal, à Vred (12 345 ± 50 BP, ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe) et à Crespin (12 213 ± 88 BP, Hogneau, en toute fin de période et peut-être déjà Allerød).

B. Le réseau fluvial

Les dépôts en chenaux offrent un terminus *ante quem* à l'incision du nouveau réseau fluvial méandrique. Dans le cas de la Deûle, le transect d'Houplin-Ancoisne recoupe un chenal unique à grand rayon de courbure et peu profond. Ce méandre tardiglaciaire reprend probablement, au moins partiellement, le tracé des ultimes écoulements du Pléniglaciaire (*cf.* discussion partie II.2-2.2.3D). Le même phénomène a dû se produire dans la plupart des vallées de la région. L'incision a généré un système de basses terrasses à travers les formations fluvio-éoliennes de fond de vallée. Le tracé des incisions a dû fréquemment être guidé par les traces de chenaux pléniglaciaires. Dans la plaine de la Scarpe, l'incision du réseau hydrographique au début du Tardiglaciaire a rendu possible, par abaissement de la nappe, les pédogenèses interstadias à travers les formations fluvio-éoliennes. Le fait est particulièrement visible dans le sud de la plaine où les formations sont décarbonatées largement sous le niveau de la nappe actuelle. À Bruay-sur-l'Escaut, la présence d'un chenal abandonné (avec développement d'un sol Allerød, une occupation du Paléolithique supérieur et un comblement final du Dryas récent) suggère indirectement l'existence d'un système à chenaux multiples dans cette section de la vallée de l'Escaut.

À Bouvines, l'incision du début du Tardiglaciaire semble être absente. Il est donc possible que dans de petites vallées, la sédimentation du Tardiglaciaire-Holocène se surimpose à la morphologie antérieure sans phase érosive. Le fait est rendu possible grâce aux conditions morphologiques locales (élargissement amont considérable) et la couverture sédimentaire préexistante (plusieurs mètres de graviers, de sable, de limon sableux qui autorisent un drainage souterrain).

Les quelques éléments dont nous disposons semblent pointer un comblement dominant de type limono-tourbeux à débris organiques au tout début du Bølling (Houplin-Ancoisne, Deûle) ou en fin de Bølling (Crespin, Hogueau, date éventuellement Allerød). Entre les deux, la date de Vred (ruisseau de Coutiches) sur un sédiment fin organique peu épais semble correspondre à un chenal à faible activité. Toutefois, dans ce dernier cas, le fait peut s'expliquer par des défluviations probables en amont (partie nord de la plaine de la Scarpe) et ne doit pas être forcément pris comme indice d'évolution hydrologique régionale.

C. Les dépressions fermées en fond de vallée

Dans les dépressions de fond de vallée, l'enregistrement est plus détaillé et permet un discours plus développé. Nous y observons, après une première phase tourbeuse, le développement d'un système lacustre soutenu par une nappe phréatique élevée. La sédimentation associée est fortement carbonatée (jusqu'à plus de 70 % du poids à Dourges). Le même faciès est observé à Sin-le-Noble, dans la plaine de la Scarpe. Nous avons envisagé (Deschodt *et al.*, 2005) que la phase lacustre Bølling soit relativement précoce et ait été favorisée par le temps de latence de la reconquête arbustive après le retour des conditions tempérées. La nouvelle courbe de calibration radiocarbone disponible nous incite maintenant à tempérer cette idée : si effectivement le déficit d'évapotranspiration a favorisé un haut niveau de la nappe, celui-ci a perduré relativement longtemps au cours du Bølling et a donc nécessité un volume de précipitation élevé.

À Dourges, la sédimentation carbonatée cesse au profit du développement d'un nouveau niveau de tourbe, et ce, avant $12\,310 \pm 70$ BP. Peu de temps après (avant $12\,240 \pm 80$ BP), des apports détritiques sans développement de malacocénose aquatique suggèrent un régime de crues d'hiver ou de début de printemps. La conjugaison des fourchettes de probabilité à 1 sigma de la date la plus récente du sédiment travertineux ($12\,230 \pm 70$ BP) et de la tourbe ($12\,310$ BP qui précède de peu les apports détritiques) suggère une disparition du plan d'eau vers environ 14,25 Cal BP.

D. Comparaisons

L'incision et le passage à un style méandrique au début du Tardiglaciaire sont des faits établis et généralisés en Europe du Nord-Ouest (Kozarski, 1983 ; Haesaerts, 1984 ; Vandenberghe, 1987 ; Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Starkel, 1991 ; Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Mol *et al.*, 2000). Ils s'expliquent par la réponse des hydrosystèmes à la diminution des intrants sédimentaires conjugués à une augmentation des écoulements (retour à des conditions tempérées plus humides et non-compensation par l'évapotranspiration en raison du temps de latence de la reconquête végétale) (Vandenberghe, 1995, 2008 ; Bogaart *et al.*, 2003b). L'incision rapide est chronologiquement bien établie entre 13 et 12,5 ka BP. Dans la plupart des cas, l'incision correspond également au passage d'un style en tresses à un style méandrique (Starkel, 1983 ; Kiden, 1991 ; Kasse *et al.*, 2005), fréquemment à

chenaux multiples (Pastre *et al.*, 2003b ; Antoine *et al.*, 2012b). La multiplicité des chenaux qui perdure au cours du Bølling est parfois interprétée comme phase transitoire de la réponse fluviale qui trouve son aboutissement en un chenal unique au début de l'Allerød (Bohncke *et al.*, 1995 ; Kasse *et al.*, 2005 ; Huisink, 1997).

Dans le bas-pays, l'incision à travers les formations fluvio-éoliennes aboutit à la formation de basses terrasses, telles que fréquemment observées dans les plaines plus septentrionales, et ce sur des cours d'eau de tout gabarit (Vandenberghe *et al.*, 1984 ; Tebbens *et al.*, 1999 ; Bohncke *et al.*, 1993 ; Huisink, 1997).

L'ennoiement des paléo-lacs belges et néerlandais débute à la même époque, avec, comme à Dourges, un dépôt d'un sédiment fortement calcaire alimenté par la nappe, les carbonates sont issus de la dissolution des dépôts fluvio-éoliens environnants. À Moervaart, la marne lacustre titre près de 50 % de carbonates (Crombé *et al.*, 2013). À Gulickshof (Hoek *et al.*, 1999), les taux sont comparables à ceux de Dourges (environ 70 %). Toutefois, les lacs septentrionaux ne subissent pas le même déclin que le plan d'eau de Dourges au cours du Bølling. Au contraire, le niveau du lac continue d'augmenter à Milheeze (Bos *et al.*, 2006). Pourtant, les associations de malacofaunes semblent indiquer, au cours du Bølling, une tendance à un climat plus sec (Limondin-Lozouët *et al.*, 2002), ainsi qu'une tendance au refroidissement (Rousseau *et al.*, 1998, en Grande-Bretagne, à partir d'environ 14,5 ka cal BP). Le fait témoigne peut-être de la plus grande sensibilité de Dourges aux variations climatiques en raison de conditions proches de la limite de l'existence du plan d'eau.

De même, les apports détritiques de la fin du Bølling à Dourges ne trouvent pas d'équivalent direct dans les lacs septentrionaux. Par contre, le régime de crues est sensible dans certaines sections de vallées. À Pincevent, dans la vallée de la Seine, le matériel archéologique présent dans les limons de débordement est daté entre environ 12,6 ka à 12,2 ka BP (Valladas, 1994) (seule la fin de ces limons de débordements serait contemporaine des apports détritiques à Dourges). Plus au nord, à Bosscherheide (Pays-Bas) sur la basse terrasse de la Meuse, un limon d'inondation se dépose jusque vers 12,1 ka BP (Bohncke *et al.*, 1993). Dans la vallée de la Mark (à la frontière belgo-néerlandaise), une forte incision est signalée à partir de la moitié du Bølling (Vandenberghe *et al.*, 1984).

1.2.3 Le Dryas moyen

Aucun dépôt du Dryas moyen n'est connu dans la région d'étude. À Dourges, la chronozone correspond à un hiatus et donc un assèchement de la dépression.

Probablement en raison de sa brièveté, le Dryas moyen n'est pas perçu systématiquement sur le terrain. Certains indicateurs permettent toutefois de mettre en évidence une période plus froide et plus sèche (Bohncke et Vandenberghe, 1991 ; Limondin-Lozouët *et al.*, 2002 ; Antoine *et al.*, 2002a) Il se marque dans les zones lacustres par une tendance à la baisse du niveau, voire un assèchement. Le vaste lac de Moervaart est, alors, périodiquement asséché (Crombé *et al.*, 2013). Une chute du nombre de diatomées dans la marne du lac de Snellegem-Sint Andries marquerait le Dryas moyen (Denys *et al.*, 1990). Le lac de Hijkermeer enregistre une chute des températures à travers l'étude des chironomidés (Heiri *et al.*, 2007), de même que dans la région de Weerterbos où elle est accompagnée d'une régression de la végétation suggérant un climat plus sec (Van Asch *et al.*, 2013). D'une manière générale, les dépôts lacustres des Pays-Bas enregistrent une baisse du niveau d'eau (Hoek et Bohncke, 2002). Parallèlement, les apports de limon d'inondations cessent sur la basse terrasse de Bosscherheide sur la Meuse (Bohncke *et al.*, 1993).

À Conty, dans le bassin de la Somme et en contexte de chenal, le Dryas moyen est marqué par un arrêt de la sédimentation tourbeuse et un apport limono-calcaire. Bien que limité en volume, ce dernier est comparable en nature à celui qui se dépose ultérieurement (et en abondance) au Dryas récent (Antoine *et al.*, 2000b ; Antoine *et al.*, 2012). Les cortèges malacologiques enregistrent la baisse des températures (Limondin-Lozouët et Antoine, 2001 ; Limondin-Lozouët, 2012). Le recul de la végétation est aussi ponctuellement enregistré par la végétation dans la vallée de la Somme (Emontspohl et Vermeersch, 1991). Plus au sud dans le Bassin parisien, des apports détritiques (sporadiquement observés) sont datés du Dryas moyen (Pastre *et al.*, 2002b).

Dans la zone sableuse, des phénomènes éoliens se manifestent de nouveau (Hoek et Bohncke, 2002). Une forte activité éolienne reprend sur la ride sableuse bordant la dépression de Moervaart (Crombé *et al.*, 2013). Dans certains cas, la remobilisation du sable va parfois jusqu'à obstruer une partie du réseau hydrographique formé au début du Bølling. Le fait est soupçonné sur la vallée de la Mark au nord de la Belgique. En Pologne, certains lits de la Warta (à Zabinko) sont également barrés. Ils ont fonctionné par la suite, pendant tout le reste du Tardiglaciaire, comme des enregistrements lacustres (Bohncke *et al.*, 1993, 1995)

1.2.4 L'Allerød

A. Le réseau fluvial

Les chenaux de l'Allerød sont connus par une série de dates isolées. À l'exception d'une date relativement précoce à Crespin (12 067 ± 96 BP, Hogueau), toutes concernent la deuxième partie du *Greenland Interstadial 1c*, vers le milieu du 12^e millénaire av. J.-C. : 11 700 ± 200 BP à Douai (Scarpe), 11 644 ± 44 BP à Famars (Rhonelle), 11 547 ± 77 BP à Haulchin (Escaut). Nous disposons en outre de deux dates Allerød mais sur des éléments de tourbe clairement remaniés et associés à des dépôts du Dryas récent : 11 526 ± 94 BP à Lille (Deûle) et 11 115 ± 81 BP à Billy-Berclau (affluent très amont de la Deûle).

La répartition même de ces dates (aux environs de 11,6 ka BP) et la nature des sédiments semblent indiquer un faible volume de dépôt au cours d'une première partie de l'Allerød puis une nette tendance au remblaiement : tourbe franche (Scarpe) ou comblement régulier des chenaux par des alluvions fines limono-organiques (Rhonelle). Cette évolution éventuellement autogène pourrait aussi traduire une baisse de la dynamique au cours de l'Allerød. Dans le cas de l'Escaut, un large système d'alluvions en chenal, régulièrement litées et limono-organiques, est daté de l'Allerød à Haulchin. C'est probablement le même que nous observons un peu plus en aval à Trith, sur plus d'une centaine de mètres de large. Il peut s'agir d'un très large chenal en cours de comblement ou de barres de méandres. En outre, la présence d'un sol avec occupation du Paléolithique supérieur dans un méandre secondaire à Bruay-sur-l'Escaut, sans aucun apport alluvial jusqu'au Dryas récent, indique une baisse certaine de l'hydraulicité par rapport à une première partie du Tardiglaciaire.

B. Les dépressions fermées en fond de vallée

À Dourges, une série de 4 dates couvre l'Allerød, jusqu'à 11 250 ± 70 BP. Avec la date sur travertin 12115 ± 90 BP à Bouvines (Marque), ce sont les seules datations de l'Allerød disponibles dans une dépression fermée de fond de vallée. Bien que nous notions des inondations dues à un régime de crues puis une tendance au retour à une zone humide, l'Allerød apparaît plus sec que le Bølling, et en particulier la fin de la chronozone avec un arrêt de la sédimentation tourbeuse (correspondant à *l'intra-Allerød cold period*).

La première partie de l'Allerød (GI-1c)

À Dourges, la première partie de l'Allerød est marquée par un retour des dépôts détritiques et donc du régime de crues (apparemment semblable à celui de la toute fin Bølling). Puis l'humidité de la zone augmente (durée de plus en plus longue de l'inondation saisonnière) jusqu'à rendre possible une tendance vers un nouveau dépôt travertineux peu après 11 720 ± 60 BP. La persistance de dépôts travertineux est confirmée à Bouvines (12 115 ± 90 BP).

Toutefois, le plan d'eau et les apports détritiques disparaissent ensuite à Dourges pour faire place au développement lent d'une tourbe. Ces conditions sont déjà en place à 11 680 ± 60 BP, date à comparer avec la tendance nette au comblement tourbeux dans les chenaux. La tourbification dans les deux types d'environnement semble synchrone et nous pouvons proposer le début de cette évolution entre 11 720 et 11 680 BP, soit entre environ 13,56 et 13,46 ka Cal BP, plage de temps basée sur les limites de probabilité 1 sigma des dates 4(10) et 4 (ev) de la figure 335 (passage d'un régime de crues au développement de tourbe).

L'intra-Allerød cold period (GI-1b) et la fin l'Allerød (GI-1a)

À Dourges, la date au sommet de la formation tourbeuse (11 250 ± 70 BP) confirme un développement lent de cette dernière pendant toute la fin de l'Allerød. Toutefois un liséré sombre marque un arrêt temporaire de la tourbification. De faciès identique au sol sus-jacent daté du début du Dryas récent, nous l'interprétons comme un assèchement lié à phase froide de *l'intra-Allerød cold period* (GI-1b). L'IACP et le tout début du Dryas récent auraient donc, à Dourges, la même signature sédimentaire. Ces deux périodes paraissent sèches et accompagnées d'une végétation de prairie. Cette nouvelle interprétation chronologique de la stratigraphie de Dourges, permise par de nouvelles calibrations, est la différence majeure avec les articles précédemment publiés (cf. partie II.3-1.1.3A).

C. Comparaisons

La tendance à la sécheresse au cours de l'Allerød est fréquemment rapportée, notamment après 11,4 ka BP d'après les malacofaunes (Limondin-Lozouët et Antoine, 2001 ; Limondin-Lozouët, 2002). Une tendance au refroidissement est également notée (Rousseau *et al.*, 1998), notamment après environ 11,3 ka BP (IACP) d'après les chironomidés du paléo-lac de Gulickshof (Hoek *et al.*, 1999). L'IACP est également sensible à travers l'évolution de la couverture végétale aux Pays-Bas (Bohncke, 1993).

De même, concordant avec les observations de Dourges, un régime de crues est sensible à travers un apport détritique hors des chenaux. C'est le cas dans le bassin de la Somme (Antoine *et al.*, 2012b) et dans la vallée de la Meuse (à partir d'environ 11,8 ka BP dans ce dernier cas) (Bohncke *et al.*, 1993). À Zabinko en Pologne, les zones lacustres héritées des barrages éoliens du Dryas moyen sont régulièrement inondées par les crues de la Warta et sédimentent la charge fine. Vers la fin de l'Allerød, une part sableuse s'y associe, témoignant d'une reprise de l'activité éolienne (Bohncke *et al.*, 1993, 1995). Comme dans la zone d'étude, la plupart des rivières enregistre une tendance nette au remblaiement organique dans un système méandriforme (généralement réduit à un seul chenal actif). Suit une phase de plus forte activité qui se manifeste par des érosions : jusque environ 11 780 BP dans la vallée de la Mark (nord de la Belgique) (Vandenberghé et Bohncke, 1985). L'érosion, ou du moins la forte dynamique antérieure peut parfois être déduite par l'absence de tout dépôt du Bølling sur les transects complets. C'est le cas de la vallée de la Mark mais aussi de la Petite Nèthe en Belgique où la base du large chenal est tapissée d'une tourbe Allerød (Munaut et Paulissen, 1973). De même, dans une synthèse sur le Bassin parisien, Pastre *et al.* (2000) indiquent qu'un remblaiement tourbeux suit une phase d'incision en début d'Allerød tandis que Bohncke et Vandenberghé (1991) considèrent, dans une synthèse sur les Pays-Bas, une tendance au remblaiement à partir d'environ 11 850 BP.

Les conclusions tirées du site de Dourges (régime de crues, léger pic d'humidité, puis conditions de plus en plus sèches culminantes avec l'IACP) ou des observations en chenaux dans la zone d'étude (baisse de la dynamique fluviale dans la seconde partie de l'Allerød et tendance au remblaiement) sont cohérentes avec la plupart des observations des régions limitrophes. Cependant, exception notable, l'évolution des niveaux lacustres de Belgique et des Pays-Bas peut être divergente par rapport à Dourges. Une synthèse des enregistrements des variations climatiques tardiglaciaires a été proposée pour les Pays-Bas (Hoek et Bohncke, 2002). Les auteurs rapportent au début de l'Allerød des niveaux de lac élevés (contrairement à Dourges), à l'exception d'une courte phase vers environ 13,5 ka cal BP (compatible avec Dourges). Un bas niveau est observé au moment de l'IACP (compatible avec Dourges) avant une remontée des niveaux au Dryas récent (contrairement à Dourges). À Snellegem-Sint Andries, la fin de l'Allerød voit le

passage de marne lacustre au développement généralisé d'une tourbe (Denys *et al.*, 1990). Le lac de Moervaart se développe de nouveau à l'Allerød et son niveau est nettement plus élevé qu'au Bølling. Il s'abaisse ensuite progressivement (jusqu'à disparaître à peu près au moment de l'IACP, sans qu'une relation climatique directe puisse être établie en raison de l'apparition d'un exutoire) (Crombé *et al.*, 2013). À Gulickshof, les plus hauts niveaux sont également atteints à l'Allerød avant une tendance à la baisse (Hoek *et al.*, 1999). À Milheeze, les niveaux Allerød sont nettement plus élevés que le niveau Bølling et ne subissent qu'une légère baisse à la fin de la période (Bos *et al.*, 2006). À Gulickshof, le coup de froid de l'IACP s'accompagne d'une baisse du niveau du lac (Heiri *et al.*, 2007).

D. Humidité (nappe) vs humidité (crues) ?

Les différences observées entre le niveau d'eau dans la dépression de Dourges et les paléolacs plus septentrionaux sont peut-être à rechercher dans une variation au cours du temps de leur mode d'alimentation. Nous observons trois cas :

- a) des variations convergentes à la hausse (haut niveau de la première partie du Bølling, tendance à un haut niveau à Dourges vers 11,7 ka BP) ;
- b) des variations convergentes à la baisse (Dryas moyen, IACP et d'une manière générale la fin de l'Allerød) ;
- c) des évolutions divergentes : baisse à Dourges contre des niveaux élevés ou à la hausse dans les lacs belgo-néerlandais (fin du Bølling, début de l'Allerød, évoqué *infra*, la première partie du Dryas récent).

Dans les cas de divergence (c), nous observons aussi la coïncidence avec des apports détritiques à Dourges (et dans les plaines d'inondation).

Nous émettons l'hypothèse qu'une augmentation d'un niveau lacustre peut résulter soit d'un apport plus important de la nappe (cas « a »), soit (cas « c ») d'une alimentation plus importante par des crues. Le cas (c) peut être la conséquence d'un changement de la saisonnalité des précipitations (hivernale ?). Il peut, en outre, être accompagné d'une tendance à la dégradation climatique qui, *via* une évaporation et une évapotranspiration plus faible, favorise le haut niveau. Dourges, situé dans des conditions limites d'existence d'un plan d'eau répondrait beaucoup moins favorablement au cas (c).

Dans cette hypothèse, une période « humide » tardiglaciaire pourrait correspondre à deux types de climats distincts :

- pendant une première partie Bølling, des précipitations importantes réparties sur l'année qui favorisent une nappe haute, et ce même en période estivale, compensant des températures estivales élevées (chaud et humide, travertin) ;
- à la fin du Bølling et pendant la majeure partie de l'Allerød, des précipitations centrées sur la période hivernale qui favorisent les crues et une recharge des plans d'eau, parfois même à la hausse, mais avec une recharge insuffisante de la nappe en période estivale dans des configurations limites telles que Dourges.

Le cas de Moervaart pourrait en être une illustration. Tandis qu'à Dourges le plan d'eau a disparu au début de l'Allerød mais que se développent des apports détritiques liés aux crues, le lac de Moervaart s'accroît. Il bénéficie alors d'une alimentation endoréique (qui n'avait pas été enregistrée pour l'interstade précédent) (Crombé *et al.*, 2013). L'augmentation du niveau serait aussi favorisée par une baisse des températures estivales. La décroissance du lac de Moervaart en seconde partie d'Allerød pourrait, de même, être corrélée à la fin des apports détritiques à Dourges (baisse du cumul de précipitations ?).

1.2.5 Le Dryas récent

A. Les données en dépression de fond de vallée

À Dourges, la tourbe de l'Allerød est surmontée d'un horizon humifère d'environ 3 cm d'épaisseur interprété comme sol de prairie. Il est daté de $11\,030 \pm 70$ BP. Ce sol est localement affecté d'une solifluxion, puis de l'ouverture d'un réseau de coins de glace (spatialement très restreint), puis d'une érosion fluviale linéaire provenant du versant. Malgré l'absence de date, nous pouvons émettre l'idée que le dépôt limoneux lité qui finit de combler la dépression et qui reprend en partie les dépôts sous-jacents est majoritairement lié à cette phase de forte activité fluviale sur versant.

B. Les données en chenaux

Une tourbe tapisse le bord d'un chenal à Lille (Deûle). Elle est datée de $10\,691 \pm 71$ BP. Plus en amont, à Houplin-Ancoisne, des dépôts régulièrement lités et confinés au chenal sont datés de $10\,410 \pm 60$ BP, $10\,530 \pm 60$ BP et $10\,570 \pm 60$ BP (de bas en haut). Le même type de faciès est daté de $10\,685 \pm 60$ BP à Bouvines (Marque). Encore plus en amont, à Billy-Berclau, nous avons observé en coupe des lits très réguliers et remaniant également de petits débris végétaux avec la fraction la plus grossière, datés entre $10\,590 \pm 72$ BP (base) et $10\,364 \pm 107$ BP. Toujours à Billy-Berclau, le dépôt fluviale régulier est précédé d'une intense érosion marquée par le remaniement de paquets tourbeux de l'Allerød puis de solifluxion des berges.

Fréquemment, la fin de comblement des chenaux du Tardiglaciaire est souvent limoneuse, d'épaisseur métrique, sans matière organique (donc non datée par radiocarbone) et attribuée par défaut au Dryas récent : Lille (avec un remaniement d'un paquet tourbeux Allerød), Houplin-Ancoisne, Haulchin, Vred, Proville (chenal ou plaine d'inondation). À Bruay-sur-l'Escaut, un contenu malacologique a permis effectivement de dater cet ultime dépôt limoneux du Dryas récent.

C. Les données sur versant

Les observations de Douvrin (partie I.8-3.) et Saint-Saulve (partie I.18-) mettent en évidence la présence, en bas de versant, de remaniements en larges et profondes ravines, postérieures au dépôt de loess. Elles sont comblées rapidement par un sédiment très proche, si ce n'est identique, au substrat encaissant, ce qui les rend très difficilement détectables. À Douvrin, la ravine comportait un charbon de bois (malheureusement non daté) et une motte de sédiment pédogenisé remaniée (figures 75 et 76). Leur formation est donc postérieure à une pédogenèse sur loess.

Nous attribuons cette érosion fluviale intense sur versant, qui n'est pas sans rappeler celle perçue à Dourges (photos 47 et 48), au Dryas récent. À Dourges, elle a lieu après le développement d'un pergélisol discontinu. L'accumulation grossière observée à Valenciennes le Vignoble en pied de versant (partie I.19-, figure 174, unité E) doit être le produit de l'érosion de telles ravines au débouché dans le fond de vallée de l'Escaut. Le phénomène est probablement plus fréquent que les deux seuls cas recensés (Douvrin et Saint-Saulve) ne permettent de le penser.

D. Épandage éolien de la plaine de la Scarpe

Nous avons attribué au Dryas récent le développement d'une nappe sableuse dans la Scarpe qui repose sur les formations fluvi-éoliennes ou éoliennes de la fin du Pléniglaciaire. La limite est érosive et une pédogenèse avec revêtements ferriques affecte les seuls niveaux pléniglaciaires (cf. partie 1.14-2.4.1). Sans certitude, la présence d'un champ de petites dunes paraboliques sur le bord sud-est de la plaine pourrait être associée à la même activité éolienne (figure 290).

E. Synthèse sur le Dryas récent de la zone d'étude

L'ensemble des données sur le Dryas récent dans la zone d'étude permet de proposer le scénario présenté sur la figure 344. Il peut être résumé par ces quelques jalons chronologiques :

- vers environ 11,03 ka BP, quelques décennies d'un froid sec, formation d'un mince sol humifère (prairie ?) ;
- épisode froid intense, solifluxion et amorce d'un pergélisol discontinu ;
- épisode humide, fonte du pergélisol, érosion fluviale intense sur versant, création de ravines, forts écoulements dans le réseau fluvial ;
- entre environ 10,7 ka BP et 10,4 ka BP, écoulements très réguliers enregistrés dans le réseau fluvial (fonte printanière d'une couverture neigeuse ?) et tendance au remblaiement des chenaux, éventuellement développement tourbeux ;
- après 10,4 ka BP jusqu'à l'Holocène peu d'informations : probable arrêt des écoulements dans les réseaux amont, contexte froid et sec.

Figure 344 - Succession of records from the Late Allerød and Younger Dryas in the study zone, comparaison with NGRIP 018 curve and proposed chronology
curves source: see figure 331

[Vers 11,0 ka BP] - Dryas récent initial : froid et sec

La dernière courbe de calibration radiocarbone (cf. partie II.3-1.1.3A et figure 333) permet de distinguer à Dourges un Dryas récent initial (vers 11 030 ± 70 BP) qui présente les mêmes caractéristiques que l'*Intra-Allerød Cold Period*, avec le développement probable d'une prairie sous un climat froid et sec.

Un froid intense et un pergélisol discontinu

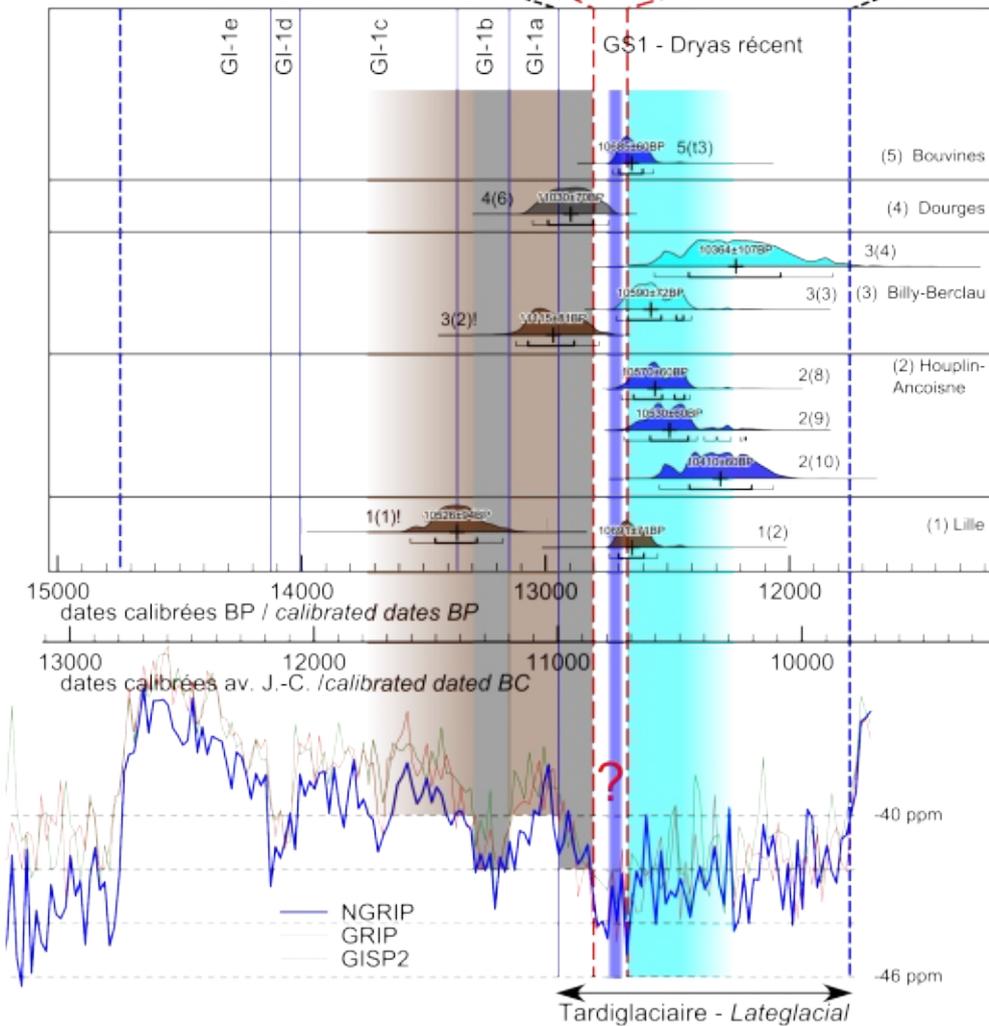
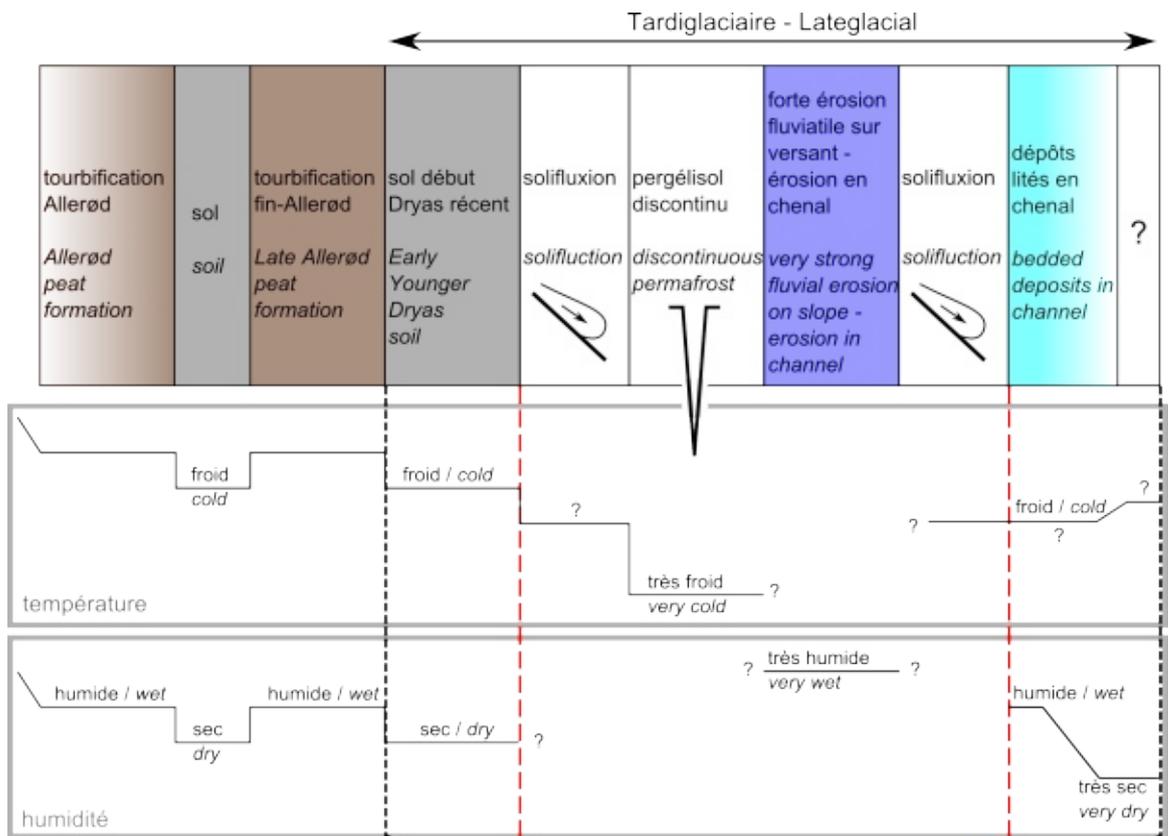
Le mince sol de Dourges daté du Dryas récent initial est affecté par une solifluxion localisée puis par un réseau de coins de glace peu étendu. Ces phénomènes sont postérieurs à 11 030 ± 70 BP.

Une phase très humide avec érosion sur versant

À Dourges, le petit réseau de coins de glace est recouvert par des apports limoneux lités qui interviennent pendant sa dégradation (figure 88 et photo 45). Une érosion linéaire provenant du versant arrache la partie supérieure de la stratigraphie antérieure (photos 47 et 48 et figure 86). Nous associons à cette phase les imposantes ravines qui se développent sur versant (Douvrin, Saint-Saulve), remaniant localement le sol du Bølling-Allerød (figures 75 et 76). Il est probable que l'épisode soit court (unique ?, au vu du remblaiement apparemment immédiat des ravines sur versant), qu'il se développe sur sol gelé et qu'il soit associé à la phase de dégradation du pergélisol discontinu. Il nécessite dans tous les cas des écoulements abondants sur les versants. Ceux-ci pourraient être générés par la fonte brutale d'une épaisse couverture neigeuse ou par des précipitations intenses sur sol gelé.

Nous proposons d'associer à cette érosion intense sur versant les érosions perçues en chenaux, notamment à Billy-Berclau et remaniant des paquets de tourbe plus ancienne. Toutefois, la phase d'érosion paroxysmique perçue sur les versants ne semble pas avoir d'équivalent de même ampleur dans les grands réseaux hydrographiques : il est possible qu'une érosion existe à Houplin-Ancoisne et encore plus en aval à Lille (limite inférieure de la tourbe Dryas ?), mais elle n'est alors soulignée par aucun dépôt grossier.

Figure 344 - Succession des enregistrements de la fin de l'Allerød et du Dryas dans la zone d'étude, comparaison avec la courbe Delta O18 NGRIP et proposition d'une chronologie
source des courbes : voir figure 331



Si une érosion a eu lieu à Bouvines sur la vallée de la Marque, elle a dû être des plus limitées sans incision marquée. De même, le chenal de l'Escaut daté de l'Allerød à Haulchin est simplement recouvert de limon. À Bruay-sur-l'Escaut, les limons Dryas recouvrent le sol Allerød sans trace d'écoulement important. Le signal semble donc ne pas être uniforme : paroxysmique sur versant, il semble décroître vers l'aval. Le fait pourrait favoriser l'hypothèse d'une fonte d'une couverture neigeuse, éventuellement diachrone dans un bassin versant plutôt que de fortes précipitations qui auraient tendance à avoir une signature régionale et à engendrer un pic de crue de plus en plus élevé vers l'aval (cf. discussion partie II.2-3.5.5).

Dans tous les cas, les écoulements ne semblent pas avoir charrié de matériaux grossiers, ou en quantité restreinte (quelques sables et graviers à Billy-Berclau). Ceci peut s'expliquer par la brièveté de l'événement, mais aussi par l'absence de matériaux grossiers disponibles dans un bassin totalement colmaté par des formations loessiques.

[env.10,7 à 10,4 ka BP] - Des écoulements réguliers dans le réseau hydrographique

À Douvrin, une solifluxion des rives du chenal recouvre partiellement la limite d'érosion. Tout de suite après, des dépôts lités comblent le chenal, à partir de $10\,590 \pm 72$ BP et au-delà de $10\,364 \pm 107$ BP. La structure des litages est extrêmement régulière (nous osons le qualificatif de varvés), granoclassée, et remonte sur les rives en auge. Nous pouvons envisager un cycle annuel et donc un écoulement unique qui serait dû à une fonte printanière. Les varves n'ont pas été décomptées, mais le comblement est probablement très rapide avec une décroissance des écoulements au cours du temps (de l'ordre de 200 cycles ?).

Nous associons à cette phase les comblements lités sablo-limoneux à débris végétaux observés plus en aval à Houplin-Ancoisne ou sur la Marque à Bouvines (qui aurait alors un comportement fluvial). Les dates sont concordantes et s'étalent entre $10\,685 \pm 60$ BP et $10\,410 \pm 60$ BP. Nous associons à la même phase le développement de tourbe, plus en aval, à Lille, datée de $10\,691 \pm 71$ BP. Celle-ci se développe peut-être sur une berge rajeunie par l'érosion fluviale précédente.

Ces écoulements réguliers semblent décroître en intensité au cours du temps. Le fait est surtout sensible dans la coupe de Billy-Berclau.

[après env. 10,4 ka BP] - Retour à des conditions froides et sèches, activité éolienne

Les dépôts réguliers semblent être l'ultime sédimentation weichselienne à Billy-Berclau ou à Bouvines. Il est possible que les écoulements cessent ensuite dans ces sections amont du réseau.

À Houplin-Ancoisne, les formations litées de la première partie du Dryas récent font place à environ 1 m de dépôt limoneux *a priori* azoïque (ce qui contraste avec les formations fluviales antérieures). La présence de lits de graviers de craie anguleux avait été interprétée comme résultant d'une déflation. L'absence de toute décarbonatation avant le sommet de l'unité et le caractère azoïque permettent d'exclure un dépôt Holocène.

La dernière activité éolienne observée dans la plaine de la Scarpe (épandage de sable) est attribuée à cette phase.

À Houplin-Ancoisne, les dates de 10,19 ka BP (fin Dryas récent) et 10,08 ka BP (Préboréal initial) sont considérées comme intrusives. Il pourrait s'agir de racines qui traversent les dépôts lités de la première partie du Dryas. Le fait n'est peut-être pas anodin : il pourrait marquer le retour à des conditions plus clémentes avec le développement d'une nouvelle couverture végétale alors que la nappe est encore basse (Préboréal initial ?).

F. Comparaisons

Dryas récent initial

La précision stratigraphique autorisée à Dourges pour la transition Allerød / Dryas récent semble être exceptionnelle. La plupart des auteurs font mention d'une dégradation climatique rapide vers un froid humide puis vers un froid sec (avec une légère remontée des températures) dans la seconde partie du Dryas récent, la transition avec l'Holocène étant peut-être précédée d'une nouvelle légère amélioration climatique.

Toutefois, il est possible que les épais épandages crayeux observés dans le Bassin parisien débutent dès cette période, au moins dans les chenaux existants. La date effectuée à la base des chenaux à Conty ($10\,960 \pm 65$ BP) permet de l'envisager (Antoine *et al.*, 2000b ; Antoine *et al.*, 2012b), de même que la logique des réponses des milieux : pour une réponse similaire entre l'IACP et le Dryas récent initial à Dourges (dans ce cas, fin de la tourbification et

formation d'un horizon humifère) correspondrait une réponse similaire entre IACP et Dryas récent initial à Conty (dans ce cas, fin de la tourbification et apport de boue crayeuse). Le fait implique une différence entre le milieu alluvial du Bassin parisien et la dépression fermée du nord de la France : si à Dourges il y a rupture après le premier épisode sec du Dryas récent avec le passage au froid intense puis au froid humide, il y a par contre, en fond de vallée de plateaux crayeux, une continuité sédimentaire. Les boues crayeuses continuent de s'y déposer et s'étendent à tout le fond de vallée (Antoine *et al.*, 2000b ; Pastre *et al.*, 2002b). Ceci relativise également la péjoration fluviale perçue sur versant et sa répercussion aval. Aucun épisode paroxysmique d'écoulement n'est enregistré. Dans le bassin de la Somme, au contraire, la trace des lits mineurs s'estompe sous des apports sédimentaires massifs qui s'étendent à l'ensemble du lit majeur.

Froid intense et pergélisol

Si l'entrée dans le Dryas récent se marque par une chute importante des températures, nous ne connaissons cependant pas d'autre marqueur contemporain de pergélisol dans la région. Les reconstitutions ou simulations paléoclimatiques la placent en limite sud des conditions d'apparition du pergélisol (Isarin, 1997 ; Isarin *et al.*, 1998 ; Renssen et Vandenberghe, 2003). Un peu plus au nord, aux Pays-Bas, sont observées des figures cryogéniques liées à la présence d'un pergélisol discontinu (Vandenberghe, 1992 ; Bohncke *et al.*, 1993 ; Bateman et Huissteden, 1999). Plus au sud, il n'en est pas fait mention. L'observation de Dourges est donc l'évidence la plus méridionale d'un pergélisol au Dryas récent. Son développement a vraisemblablement été favorisé par des facteurs stationnels : la texture (limoneuse fine) et la morphologie du site (accumulation et rétention d'humidité) (Van Huissteden *et al.*, 2003).

Activité fluviale intense sur versant et développement de ravines

Des réseaux de ravines sont reportés sur plateaux loessiques sous forêt en Belgique (Sanders *et al.*, 1986). L'activité fluviale est attribuée à la fin du Weichselien. Elle érode l'horizon illuvial constitué pendant les interstades du Tardiglaciaire. Dans la Somme, nous avons personnellement observé le débouché en fond de vallée d'une ravine entaillant la couverture loessique (Deschodt et Harnay, 1997). Son colmatage Préboréal suppose un âge tardiglaciaire.

Ces formes sont vraisemblablement un héritage morphologique de la phase de forte activité fluviale sur versant de la première partie du Dryas récent. Le comblement rapide d'une partie des ravines les rend difficiles à détecter (comme à Saint-Saulve ou Douvrin).

Forte activité fluviale en chenaux suivie d'un comblement régulier

De nombreux auteurs enregistrent une reprise de l'activité fluviale dans la première partie du Dryas (Bohncke, 1993). Sur la basse terrasse de la Meuse, une forte inondation est enregistrée vers $10\ 750 \pm 50$ BP (Bohncke *et al.*, 1993). Le même phénomène intervient sur la basse terrasse de la Mark (non daté) (Vandenberghe et Bohncke, 1985). Dans certaines vallées des Pays-Bas et d'Allemagne, un retour à un écoulement en tresses est observé (Huisink, 1997 ; Tebbens *et al.*, 1999 ; Huisink, 2000 ; Andres *et al.*, 2001 ; Houben, 2003). Le fait n'est pas cependant systématique (Starkel, 1991 ; Kasse *et al.*, 2005 ; Mol *et al.*, 2000 ; Van Huissteden et Kasse, 2001).

Dans la vallée de la Petite Nèthe, en Belgique, un nouveau chenal est incisé. La description du comblement qui suit l'incision est très proche du faciès observé à Douvrin, avec des lits réguliers montant sur la berge et traduisant un écoulement de plus en plus faible vers le haut : « Les différentes couches, d'une épaisseur variant entre 1 et 5 cm, peuvent être individualisées sur toute leur étendue. La stratification est toujours lamellaire. Vers la base ($\pm 0,5$ m), la stratification est d'abord horizontale, puis subhorizontale. Les contacts entre les différentes couches ne sont pas érosifs. Au fur et à mesure qu'on monte dans le profil, les couches deviennent relativement plus minces. Elles sont horizontales à subhorizontales dans les environs immédiats de la rivière, mais ont une inclinaison plus forte vers le Sud [vers la rive] (...). Les couches individuelles présentent la gradation suivante : passage d'un sable grossier à moyennement grossier à un sable fin à moyennement fin, parfois même très argileux (*graded*). Le contact entre les différentes couches est toujours brusque » (Munaut et Paulissen, 1973 ; p. 305).

Dans la vallée de la Warta, en Pologne, une plus forte activité fluviale est enregistrée à partir d'environ 11 ka BP. Les apports sableux relèvent d'un ruissellement et évoquent des fontes de neige. Dans le même temps, une réduction des apports éoliens est constatée (Bohncke *et al.*, 1995). Dans le Bassin parisien, outre les apports massifs de boues calcaires en zone d'affleurement crayeux, l'activité fluviale se marque par des remaniements de dépôts antérieurs et par des apports détritiques (Pastre *et al.*, 2000).

Compatible avec l'activité fluviale observée, la tourbe Dryas de Lille n'est pas un cas isolé. Une tourbe du début du Dryas serait présente en Belgique dans la vallée Winge (Vermeersch, 1972, cité par Munaut et Paulissen, 1973) et dans la vallée de la Mark (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; Vandenberghe *et al.*, 1987). Dans ce dernier cas, d'ailleurs, un alluvionnement provoque l'arrêt de la tourbification (comme à Lille ?). Des mentions de tourbes, plus tardives, existent pour le Bassin parisien dans la vallée de l'Aisne (plaine de Soupir, une date à $10\,310 \pm 80$ BP) (Boulen, 2011) et dans la vallée de la Serre (Boulen *in* Le Guen, 1995).

Aux Pays-Bas, et contrairement à Dourges, le début du Dryas est marqué par une montée des eaux des paléo-lacs (Bohncke, 1993). C'est le cas à Milheeze (Bos *et al.*, 2006) et à Gulickshof (Hoek *et al.*, 1999).

Sécheresse et activité éolienne

Une tendance à une sécheresse marquée (et parfois à une légère remontée des températures) est enregistrée pour la seconde partie du Dryas : entre 10,5 - 10,25 ka BP (Bohncke et Vandenberghe, 1991) ou à partir d'environ 10,5 ka BP (Bohncke *et al.*, 1993). Dans le bassin parisien, la sécheresse se signale à travers les cortèges de malacofaunes et le ralentissement de la sédimentation en fond de vallée (Limondin-Lozouët et Antoine, 2001 ; Limondin-Lozouët *et al.*, 2002). Dans les plaines du Nord, le retour à une activité éolienne est fréquemment enregistré (Isarin *et al.*, 1997 ; Kasse *et al.*, 1995 ; Vandenberghe, 1995 ; Huisink, 1997, 2000 ; Kasse, 1997 ; Mol, 1997 ; Kasse *et al.*, 2003 ; Vandenberghe et Bohncke, 1985). Dans la vallée de Petite Nèthe, en Belgique, des dunes se forment en bordure du dernier chenal (Munaut et Paulissen, 1973). Le même phénomène est observé en bordure de l'Escaut (Verbruggen et Kiden, 1989 ; Kiden, 1991 ; Bogemans *et al.*, 2012) et est daté de 12,0 ka par OSL (Bogemans et Vandenberghe, 2011). Une activité éolienne est enregistrée sur la basse terrasse de la Meuse aux Pays-Bas. Elle débute après 10,5 ka BP et s'arrête avant $10\,150 \pm 90$ (Bohncke *et al.*, 1993). À Zabinko, sur la Warta, les environnements lacustres ne subissent plus d'inondations à partir d'environ 10,4 ka BP. Une tourbe se développe localement puis les zones humides sont complètement comblées par les apports éoliens (Bohncke *et al.*, 1995). Dans les environnements lacustres, une chute du niveau des paléo-lacs est enregistrée (Bos *et al.*, 2006), voire un assèchement (Hoek *et al.*, 1999). Des modélisations mettent en exergue l'importance de la sécheresse (Bogaart *et al.*, 2003b ; Zwertvaegher *et al.*, 2013).

1.3 Conclusion partielle : similitudes et particularités

Le Tardiglaciaire de la zone d'étude est cohérent avec les enregistrements connus par ailleurs. Il présente cependant quelques caractéristiques notables.

La présence de dépressions fermées lacustres et palustres le rattache indéniablement au domaine fluvio-éolien des plaines belgo-néerlandaises. Cependant, l'évolution des niveaux des plans d'eau n'est pas toujours synchrone. Le fait est probablement dû à des conditions limites d'existence des plans d'eau. Ceci permet de nous interroger sur le mode d'alimentation des zones lacustres et sur d'éventuelles variations de la saisonnalité des précipitations favorisant soit une alimentation par la nappe soit par des crues.

L'évolution des petites vallées, encore trop méconnue, est comparable à celles du Bassin parisien ou de Belgique. Le bilan du Dryas récent est au remblaiement. Toutefois, son contenu organique et le fait qu'il soit confiné au lit mineur rapprochent l'enregistrement du bas-pays de la Belgique. La raison doit être l'absence de versant en forte pente avec de la craie en affleurement susceptible de nourrir en boue crayeuse les vallées des plateaux du Bassin parisien.

L'amorce d'un réseau de coins de glace à Dourges précise la limite sud du pergélisol discontinu au début du Dryas récent. Elle permet également de tempérer la brutalité de l'entrée dans la péjoration froide. Celle-ci a été précédée d'une courte période intermédiaire qui a connu les mêmes conditions climatiques (et enregistrements) que l'*Intra-Allerød cold period*.

Les vallées du bas-pays enregistrent une baisse, voire un arrêt des écoulements dans la deuxième partie du Dryas récent. La reprise de phénomènes éoliens (dans la plaine de la Scarpe) est également un trait qui rapproche la zone d'étude des plaines belgo-néerlandaises.

2. L'Holocène : un aperçu

2.1 Une exigence de précision non tenue

La proximité temporelle nous astreint à une haute résolution spatiale et temporelle pour toute étude consacrée à l'Holocène. Force est de constater que nous n'atteignons que rarement la précision exigible, en raison de la nature même des enregistrements, mais surtout en raison du corpus de données.

2.1.1 Un objet complexe...

Les corps sédimentaires fluviaux présentent fréquemment une grande variabilité dans le temps et l'espace ainsi que de nombreux et importants hiatus. Leur complexité peut être illustrée par l'évolution de nos idées sur la Deûle holocène à Houplin-Ancoisne : une nouvelle information acquise quelques centaines de mètres en amont du transect « Station d'épuration » a radicalement changé l'interprétation que nous en avons initialement donnée (cf. différence entre Deschodt *et al.*, 2004, et la partie I.5-4.2). De plus, un même système hydrographique peut présenter une chronostratigraphie dissemblable en diverses sections (exemple du ruisseau de Coutiches). Notre vision de ces enregistrements est celle d'une mosaïque de dépôts de natures et d'âges variables (sans corrélation systématique, d'ailleurs, entre l'âge et la nature) dont la conservation (en partie aléatoire) est fonction de l'histoire du cours d'eau et de ses vicissitudes. Ce que partagent peut-être le mieux les enregistrements sont peut-être les hiatus... Dans ces conditions, étendre à tout un réseau une observation aussi bien menée soit-elle est à notre avis toujours quelque peu téméraire. Une synthèse nécessite au préalable la multiplication des observations et corrélations.

En outre, les événements (climato-sédimentaires) majeurs susceptibles de faciliter les corrélations sont peu abondants en raison de la stabilité climatique holocène (relativement au Pléistocène), ce qui laisse une part importante aux évolutions autogènes. En effet, depuis la brusque remontée des températures au début du Préboréal (Taylor *et al.*, 1997 ; Björck *et al.*, 1998), les variations climatiques des dix derniers millénaires n'ont plus été marquées par les amplitudes et la rapidité observées pendant le

Pléistocène. Cela ne signifie en rien une stabilité, à commencer par les variations de température observées au début de l'Holocène : variations du Préboréal ou, plus tard, le « 8,2 kya event » (Magny et Bégeot, 2004 ; Bohncke et Hoek, 2007 ; Bos *et al.*, 2007). Après ces épisodes marqués mais relativement courts, un schéma général émerge à l'échelle de l'Holocène, avec un optimum climatique Atlantique suivi d'une dégradation qui se traduit, aux moyennes latitudes, par des températures plus basses et une humidité plus forte. Cette tendance générale semble résulter d'un forçage astronomique et de la réduction de l'insolation (Magny, 2004 ; Magny et Haas, 2004 ; Magny *et al.*, 2006 ; Naughton *et al.*, 2007 ; Magny *et al.*, 2011, 2012a). Ceci n'empêche en rien ni des variations ou cycles d'ordres inférieurs, ni des différences (voire des oppositions) régionales (Magny *et al.*, 2003, 2012b ; Lewin *et al.*, 2005). La complexité s'accroît avec les échelles spatio-temporelles de plus en plus grandes (précises), et ce, jusqu'aux épisodes ne relevant plus que de la météorologie, phénomènes éventuellement surreprésentés dans les enregistrements sédimentaires. En effet, les changements stratigraphiques sont souvent liés à des événements, des ruptures d'équilibre, des franchissements de seuils sur l'un des paramètres d'un système complexe. Celui-ci est en outre susceptible de rétroactions et d'auto-ajustements. Hors enregistrement continu, les limites observées sur le terrain sont donc loin de refléter fidèlement les conditions moyennes qui constituent la définition même du climat (Houben *et al.*, 2009). Nous tentons malgré tout d'identifier les conditions et l'influence du climat sur les variables paléoenvironnementales. Mais leur étude doit s'accompagner d'une réflexion sur leur représentativité : que traduisent-elles vraiment ? peuvent-elles caractériser un espace et une période donnée ? Quelles sont leur marge d'erreur, leur précision temporelle ? Enfin, l'impact anthropique (dans toute sa diversité, voire pluralité) se surimpose avec de plus en plus de force à un éventuel signal climatique depuis le Néolithique, jusqu'à devenir prédominant. Autant de conditions qui augmentent la complexité sinon de la lecture stratigraphique, du moins de son interprétation et de la mise en évidence de phénomènes synchrones ou de chaînes de causalités.

2.1.2 ... et une donnée encore trop fragmentaire

Bien qu'une part importante des observations en fonds de vallées concernent l'Holocène, nous n'atteignons pas la précision spatiale exigible (difficulté voire impossibilité de cartographier les données stratigraphiques avec finesse). Les observations détaillées restent peu nombreuses au regard de l'espace exploré, leur caractère souvent isolé, ponctuel, n'apporte qu'une connaissance spatiale partielle. La complexité de l'objet nous échappe en grande partie. Même si nous pouvons espérer que la multiplication des observations puisse refléter, de manière stochastique, la réalité stratigraphique, notre perception est pour l'instant trop fragmentaire. Pour mémoire, nous rappelons que nous ne possédons sur la zone d'étude que 3 transects complets à travers une vallée : la Marque (à Bouvines « Grand Marais », partie I.12-), le ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe (sur le tracé du gazoduc entre Coutiches et Bouvignies, partie I.14-2.4.3B), la Rhonelle (entre Famars et Artres, partie I.22-). À ceux-ci s'ajoutent 3 transects complets de chenaux (mais non de fonds de vallée) : la Deûle (à Houplin-Ancoisne « Station d'épuration », partie I.5-), le ruisseau de Coutiches à proximité de Vred (parties I.14-2.4.2B), un affluent inconnu de la Scarpe (Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial », partie I.15-). Nous ne parlerons pas du ruisseau de Coutiches recoupé au lieu-dit « Le Câtelet » mais qui ne dispose d'aucune datation, l'étude de la dune pléistocène limitrophe ayant été privilégiée (figure 137). Les axes hydrographiques majeurs à l'échelle de l'étude (Lys, Scarpe, Sensée, Escaut), ainsi que la plupart de leurs affluents, échappent à cette trop courte liste. Certes, nous possédons quelques autres transects partiels ou des observations plus ponctuelles en chenaux ou en plaine d'inondation, mais la reconstitution de l'histoire de l'hydrosystème fait alors appel à une simplification (ou, pire, à un peu d'imagination...).

Si la stratigraphie est fragmentaire, la chronologie est également insuffisamment documentée : certains transects ne bénéficient d'aucune datation ou d'un nombre restreint de datations. Comment alors aller plus loin qu'une simple lecture lithostratigraphique ? Quant aux études de variables environnementales, elles sont encore moins abondantes que les datations. Nous ne pouvons qu'appeler de nos vœux la multiplication des transects complets de vallées accompagnés de datations en collaboration avec des collègues environnementalistes (*cf.* partie II.4-1.3). Là serait à notre avis la manière la plus efficace et rapide de progresser. Un objectif plus lointain (avec un ordre supérieur de difficultés et

de bénéfiques) serait d'intégrer les données dans un modèle simulant le fonctionnement global d'un bassin versant au cours du temps, *cf.* : Houben *et al.* (2009) et Verstraeten (2012) pour un discours épistémologique sur le sujet, ou Notebaert *et al.* (2009, 2011b) pour des exemples.

2.1.3 ..., mais quelques thèmes et évolutions perceptibles

Nous ne sommes pas en état de constituer une réelle synthèse sur l'Holocène faute de données lithologiques abondantes et fiables servies par une chronologie détaillée et accompagnées de reconstitutions environnementales poussées. Toutefois, gardons juste mesure : les données déjà recueillies sont loin d'être négligeables, et, si la résolution spatio-temporelle exigible (et nécessaire) pour l'Holocène n'est pas (encore) atteinte, des thèmes émergent, des évolutions fortes se dessinent et des idées naissent. Nous proposons d'en faire un aperçu et de donner des exemples dans la partie suivante. Ce faisant, nous avons pleinement conscience d'effleurer quelques dangers méthodologiques fondamentaux : (a) les coïncidences temporelles ou des suites d'événements sont des indices de relations causales, mais non des preuves (Houben *et al.*, 2009 ; Notebaert et Verstraeten, 2010), (b) les évolutions peuvent différer entre régions ou bassins proches (Lewin *et al.*, 2005 ; Gronenborn, 2010), (c) les phénomènes étudiés sont complexes et souvent non linéaires (Houben *et al.*, 2009).

Nous le faisons en toute conscience, dans une perspective heuristique, sachant que les idées exposées doivent être fermement critiquées et soumises à de nouvelles données de terrain.

2.2 La première partie de l'Holocène : comblement organique et travertineux

2.2.1 L'incision du début de l'Holocène et le Préboréal

Les données concernant le début de l'Holocène sont peu abondantes. Le Préboréal initial a été rencontré dans la vallée de l'Escaut (Fresnes-sur-Escaut, partie I.16-) sous la forme d'une formation de sable lité à débris végétaux épaisse et étendue. Ce dépôt est probablement lié à une barre de méandre. Dans tous les cas, il

signale une forte activité hydrologique. Le phénomène est associé à une nouvelle phase d'incision et de chenalisation selon les mêmes modalités que celles décrites pour le début du Bølling (retour à des conditions humides tempérées et temps de latence du développement de la couverture végétale, cf. partie II.3-1.2.2).

Le Préboréal a également été identifié en palynologie sur la place Louise de Bettignies à Lille (vallée de la Deûle) (Deschodt, 1999 ; BDL 3512 à 3528). En fond de chenal, il apparaît comme un niveau peu épais (quelques décimètres), limono-organique avec incorporation de quelques graviers de craie provenant de la nappe graveleuse sous-jacente. En rive, il s'agit d'un limon détritique, non organique, légèrement plus élevé en topographie et plus épais (environ 1 m). Sa partie supérieure passe à un horizon sombre organique (Boréal) puis à des tourbes (Atlantique). Dans cette section de la vallée de la Deûle, le Préboréal correspond donc à un chenal peu profond qui exhausse sa plaine d'inondation par un apport limoneux détritique.

Dans la vallée de l'Escaut, à Fresnes-sur-Escaut, des apports détritiques limoneux nappent la formation sableuse litée du Préboréal initial. Il est probable qu'au moins la partie inférieure de ce niveau correspond, à l'instar de la Deûle, à des dépôts d'inondation provenant d'un chenal (non repéré).

2.2.2 Le Préboréal et l'Atlantique

À Lille, Place Louise de Bettignies, la rive de la Deûle voit une sédimentation limono-organique de quelques décimètres se développer au Préboréal, puis une tourbe franche épaisse dans sa continuité, à l'Atlantique (Deschodt, 1999). Un peu plus en amont, rue de la Rivière et probablement en chenal, le Préboréal est constitué d'un limon gris de plus en plus organique passant à une tourbe franche à l'Atlantique (Deschodt *et al.*, 2006b). Cette première partie de l'Holocène dans cette section de la vallée de la Deûle est donc marquée par une tendance à une sédimentation organique de plus en plus prononcée jusqu'à une tourbe qui tend à progresser et à envahir le fond de vallée au cours de l'Atlantique (un exemple à Lille rue du Palais Rihour avec une base tourbeuse en fond de vallée vers 7,3 ka BP, partie I.3-). Le phénomène est accompagné de la remontée de la nappe.

Un processus identique se rencontre dans nombre de vallées, avec parfois un faciès de travertin et d'oncolithes, en particulier dans les

vallées de la Sensée et de l'Escaut (Gosselet, 1903 ; Vallin et Masson, 1988 ; Ruchard *et al.*, 1992). La tourbe et le travertin ont pu prendre une extension très importante, en particulier dans la plaine de confluence Escaut-Haine (Sommé, 1977 ; Deschodt, 2001, annexe 4). En amont de Valenciennes, nous avons observé à plusieurs reprises le passage d'un travertin détritique en profondeur passant vers le haut à une tourbe épaisse de plusieurs mètres, plus ou moins calcaire (cf. partie I.16- et autre exemple sur la figure 345). La forte profondeur et les arrivées d'eau n'ont pas permis d'observer la base des travertins et l'éventuel contact avec le *bed rock* crayeux. La forte fréquence de cette observation sur de larges étendues de la vallée de l'Escaut pose la question de la morphologie fluviale associée. Faute de transects complets et détaillés, il est difficile d'être affirmatif à ce sujet. Il est probable que le système d'écoulement soit extrêmement diffus à travers la tourbière de fond de vallée, voire qu'à l'instar de la Somme (Antoine, 1997 ; Ducrocq, 2001), il soit repoussé dans des chenaux latéraux peu marqués ou, comme proposé en Belgique dans le cas de l'Escaut (Verbruggen et Kiden, 1989) ou de la confluence Dyle-Démer (De Smedt, 1973), il disparaisse au profit d'un écoulement souterrain à travers la tourbière. Dans la plaine de confluence, à Fresnes, la présence de travertins détritiques en partie supérieure de la stratigraphie, étendus et interstratifiés avec des tourbes (figure 158), plaide pour des écoulements de surface mais fortement étalés à travers une vaste tourbière. À Trith-Saint-Léger, la tourbière semble combler un large chenal qui érode partiellement les dépôts attribuables au Tardiglaciaire (figure 187). La partie centrale est composée d'une tourbe partiellement litée. Ceci conforte l'image d'une lame d'eau peu épaisse présente en quelques endroits du fond de vallée tourbeux.

Dans tous les cas, et comme dans la vallée de la Deûle, une remontée de la nappe et un ennoisement par le système tourbe/travertin sont nettement perceptibles au cours de l'Atlantique. Les limons antérieurs sont recouverts par la tourbe à partir d'environ 7,2 ka BP à Fresnes-sur-Escaut « Confluence » (date à comparer avec 7,3 ka BP de Lille « rue du Palais Rihour »). Sur le site de Valenciennes « Le Vignoble » (partie I.19-), la remontée de la tourbe au contact du versant est également clairement perçue. Elle est datée entre environ 7,3 et 5,4 ka BP, avec un net ralentissement vers la fin de la période (figure 183). Il est probable que le processus démarre antérieurement depuis une zone plus distante du versant.

Il est possible d'expliquer la plupart des configurations d'extension, de profondeur, de datations (diachronismes) de la sédimentation organique (et le cas échéant travertineuse) de la première partie de l'Holocène par la conjugaison de cette tendance au comblement des vallées (remontée de la nappe) et la topographie préexistante. Ce système trouve son paroxysme au cours de l'Atlantique. Il tend à recouvrir les dépôts antérieurs et masque les traces des systèmes morpho-sédimentaires antérieurs. C'est en particulier le cas pour les bassins de la Sensée et de l'Escaut. Dans les bassins de la Scarpe et de la Lys, la remontée n'a pas submergé de vastes superficies et les dépôts sédimentaires sont restés limités à des zones plus basses ou légèrement encaissées et de nombreux modelés antérieurs sont conservés. La Deûle présente une situation intermédiaire.

2.2.3 Éléments de comparaison

L'évolution constatée pour la première partie de l'Holocène est conforme aux études et synthèses des régions voisines, tant dans le Bassin parisien (Pastre *et al.*, 2002 ; Antoine *et al.*, 2002b ; Le Jeune *et al.*, 2012) qu'en Belgique (Geurts, 1976 ; Mullenders *et al.*, 1966 ; Huybrechts, 1989 ; Kiden, 1991 ; Huybrechts, 1999 ; Notebaert *et al.*, 2011a ; Bogemans *et al.*, 2012 ; Meylemans *et al.*, 2013).

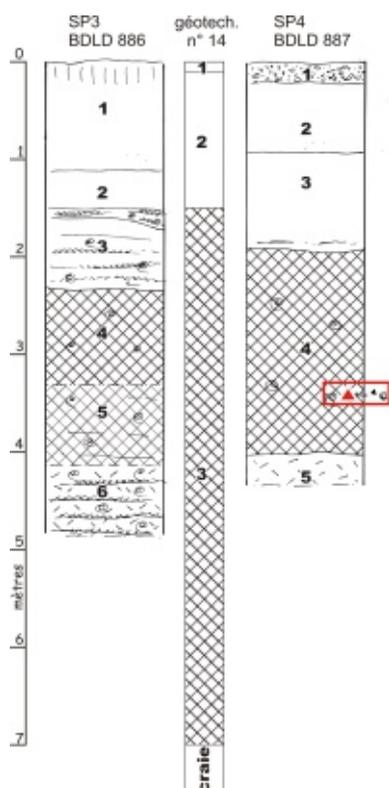


Figure 345 - Exemple de succession travertins-tourbe dans la vallée de l'Escaut

Entre Etrun et Hordain, à proximité de la confluence avec la Sensée (Gaillard et Gustiaux, 2011)

SP3

- 1 – limon ocre jaune
- 2 – limon gleyifié
- 3 – limon verdâtre avec passées tourbeuses, malacofaune
- 4 – tourbe, sombre, fibreuse, avec malacofaune
- 5 – tourbe fibreuse, légèrement plus claire, malacofaune abondante
- 6 – travertin, très clair, malacofaune abondante, passées tourbeuses ; passage à une zone plus tourbeuse

géotech. 14 (d'après données

- aménagement, description sondeur)
- 1 – terre végétale
 - 2 – limon marron clair, légèrement argileux
 - 3 – tourbe marron-noir à débris coquilliers et gastéropodes

craie – craie blanche à silex (observée jusqu'à 20 m de profondeur)

SP4

- 1 – remblais de craie
- 2 – limon ocre
- 3 – limon gleyifié
- 4 – tourbe fibreuse ; à 3,4 mètres de profondeur : torchis et silex brûlés
- 5 – travertin

Figure 345 - Example of calcareous tufa - peat succession in the Scheldt river valley

Between Etrun and Hordain, near the confluence with the Sensée (Gaillard et Gustiaux, 2011)

SP3

- 1 - yellow ocher silt
- 2 - gleyed silt
- 3 - greenish silt with peat past, malacofauna
- 4 - dark fibrous peat, with malacofauna
- 5 - fibrous peat, slightly lighter, abundant malacofauna
- 6 - calcareous tufa, very light coloured, abundant malacofauna, becoming to more peaty area

Geotech 14 (after planners data)

- 1 - topsoil
- 2 - light brown silt, slightly clayey
- 3 - peat brown-black, shell debris and gastropods

chalk - white chalk flint (observed up 20 m depth)

SP4

- 1 - chalk fill
- 2 - ochre silt
- 3 - gleyed silt
- 4 - fibrous peat; at a depth of 3.4 meters: burnt cob and burnt flints
- 5 - calcareous tufa

2.3 Incisions intra-Holocène, indices de fortes activités fluviales et marqueurs d'humidité

Le système morfo-sédimentaire avec extension d'une tourbière (et éventuellement de travertin) précédemment décrit cesse. Un nouveau système chenalisé se développe, associé à une sédimentation plus détritique. Ceci n'exclut pas, d'ailleurs, des phénomènes de tourbification ou de formation de travertin. Mais les dépôts sont alors moins massifs et dépendent plus de conditions locales. Dans le détail, une diversité des faciès est rencontrée à partir de la fin de l'Atlantique.

L'évolution (perçue régionalement par des incisions et des crises érosives) intervient à la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal. Des indices de fortes activités hydrologiques sont également enregistrés à la période antique. La chronologie exacte des événements est souvent délicate à établir avec précision. Dans le cas des incisions, elle est, dans le meilleur des cas, connue par une date *post quem* (sur un élément provenant de l'encaissant) ou *ante quem* (provenant d'un élément du nouveau remplissage).

2.3.1 Atlantique

A. Valenciennes « Le Vignoble » : phases d'humidité

L'enregistrement palynologique de Valenciennes « le Vignoble » (partie I.19-4.) montre un retour (cyclique ?) de pics de conditions plus humides entre environ 7 et 6 ka BP. Le signal précède et culmine avec les marqueurs locaux de néolithisation, le développement d'une aulnaie et même, en fin d'enregistrement, la dégradation de celle-ci au profit d'une zone humide ouverte (figure 183).

B. Ruisseau de Coutiches, transect amont, incision *ante quem* 6,2 ka BP

Sur le transect du ruisseau de Coutiches (amont) (partiel.14-2.4.3B, figures 142 et 143), nous percevons deux phases de fortes activités, l'une mérovingienne (*cf. infra*), l'autre, plus importante avec incision marquée puis comblement sablo-organique daté de l'Atlantique (base du comblement daté de 6 210 ± 35 BP). L'absence de tout dépôt conservé du Tardiglaciaire ou de la première partie de l'Holocène permet de considérer qu'il s'agit d'une phase d'incision majeure à l'échelle de cette petite vallée.

2.3.2 Fin de l'Atlantique ou début du Subboréal

A. Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : incision de l'Escaut entre 7 et 4 ka BP

À Rouvignies-Haulchin, le sommet de la tourbe (et donc l'arrêt de la tourbification) est daté d'environ 7 ka BP (6 962 ± 72 BP). Un premier élément dans le chenal de l'Escaut qui incise cette tourbe est daté d'environ 4 ka BP (4 064 ± 49 BP). Ces deux dates encadrent donc l'incision des petits méandres de l'Escaut qui n'ont que peu évolué depuis.

B. Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : crise érosive *post quem* 5,2 ka BP (vers 4,2 ka BP ?)

Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » a enregistré une crise érosive *post quem* 5,2 ka BP (5210 ± 40 BP) de la Deûle (*cf.* partie I.6-). La crise semble majeure, le courant érode la berge et envahit la basse terrasse où est inscrit un ancien petit méandre. C'est au même événement que nous attribuons le remaniement total de tout dépôt antérieur dans le lit mineur holocène, quelques centaines de mètres en aval sur le transect « Station d'épuration » (partie I.5-). L'élément daté sur le site du « Marais de Santes » est un charbon de bois remanié. Cette crise précède l'enceinte néolithique fouillée sur la rive et datée par radiocarbone entre 4 150 ± 50 et 4 020 ± 60 BP (figure 57). La partie supérieure des formations détritiques travertineuses contient un matériel néolithique abondant. Nous ne connaissons pas précisément la durée du dépôt des formations détritiques travertineuses. Nous l'estimons toutefois brève. La crise érosive et la remontée du plan d'eau se situeraient peut-être aux environs de 4 ka BP. Par la suite un comblement tourbeux emplit l'ancien méandre. son développement perdure au moins jusque 3 ka BP environ. Le transect « Station d'épuration » en aval ne permet de percevoir qu'un remblaiement limono-tourbeux associé à des conditions calmes, avec un débord dans les points bas de la plaine au cours de l'Holocène sans plus d'autres événements majeurs.

C. Valenciennes « rue Bernier » : glissement de terrain *ante quem* 4,1 ka BP

À Valenciennes « rue Bernier », un versant en forte pente de craie sur marne (avec la présence de sources) a subi un glissement de terrain (Collette *in* Deckers et Delassus, 2009).

L'événement est antérieur à une occupation néolithique qui exploite la nouvelle morphologie. Celle-ci est datée d'environ 4 à 4,1 ka BP (date la plus ancienne : 4 110 ± 40 BP, Poz-22467). Le phénomène semble isolé dans le temps et l'espace. Il a été rendu possible par des conditions stationnelles (morphologie et stratigraphie). Par contre, son déclenchement est probablement lié (hypothèse à notre avis la plus raisonnable) à une phase de précipitations longues et intenses.

2.3.3 Fin du Subboréal

A. Ruisseau de Coutiches, méandre de Vred : forte activité terminus 2,7 ka BP

Une forte activité hydrologique est signalée par un dépôt de sables entrecroisés dans le ruisseau de Coutiches (partie I.14-2.4.3B et figure 142). Le niveau n'a pas été directement daté, toutefois, la structure de franchissement associée (qui, en outre marque un terminus de l'activité), est datée d'environ 2,7 ka BP. Des pieux en limite de cette zone active sont plus anciens (environ 5,3 ka BP). S'ils étaient associés à la bande active sableuse (possible, mais incertain), la forte activité serait alors déjà en cours à la fin de l'Atlantique.

B. Billy-Berclau « Le Marécaux », érosion ante quem 3 ka BP ?

Dans la région de Douvrin, une seule réactivation de la partie très amont du réseau de la Deûle est perçue à l'Holocène (partie I.8-2.). Un écoulement érode (limite discordante) le comblement du Dryas récent. Il est suivi d'un dépôt tourbeux et tuffacé qui témoigne d'une nappe haute (figure 70 et 71, photo 26). C'est probablement à cette partie de l'Holocène que nous devons le comblement tourbeux des petites dépressions héritées dans la plaine. Sur « Le Marécaux », la base du comblement n'a pas été datée. Comme élément de débat, nous pouvons proposer une corrélation avec la base d'un dépôt tourbeux à faible distance datée d'environ 3,6 ka BP (3 595 ± 55 BP) (Lorin, 2003 ; Archéolabs, 2004).

C. Saint-Amand-Les-Eaux « Port fluvial », forte activité vers 3 ka BP

À Saint-Amand-les-Eaux (partie I.15-), un ancien chenal pléistocène est réincisé et partiellement réoccupé par un cours d'eau affluent de la Scarpe. La base du comblement est datée

d'environ 3 ka BP (3 025 ± 35 BP). Là encore, il nous semble intéressant de noter qu'aucun dépôt antérieur n'a été conservé, ce qui semble indiquer que la légère érosion en valeur absolue doit être considérée comme majeure à l'échelle du tronçon. Les écoulements concentrés ont par la suite cessé.

D. Forte activité fluviale sur l'Écaillon (Thiant) avec matériel de l'Âge du Bronze

À Thiant (BDLD 325 à 329, localisation 4 sur la figure 171) sur la vallée de l'Écaillon, un niveau fluviatile grossier (graviers de craie, sable...) contient un abondant matériel archéologique, dont de la céramique de la fin de l'Âge du Bronze (Feray et Deschodt, 2007). Le niveau érode la base du versant loessique, témoignant d'une forte activité fluviatile. Le niveau n'a malheureusement pas été daté plus précisément.

E. Crespin « Zone d'expansion des crues », forte activité ante quem 3,3 ka BP

À Crespin (partie I.17- et figure 163), un gravier de craie associé à un limon sableux très calcaire se dépose sur (et érode légèrement localement) le sol développé sur le remblaiement d'un ancien chenal du Tardiglaciaire de l'Hogneau. Le faciès (qui rappelle celui d'un niveau observé dans la Rhonelle, *infra*), le volume de sédiment considéré et son dépôt brusque dans une zone apparemment à l'abri de tout alluvionnement pendant la première partie de l'Holocène suggèrent une crise hydrologique importante. La datation du niveau a malheureusement échoué. Nous savons juste qu'il est antérieur à environ 3,3 ka BP (3 349 ± 49 BP). La date a été obtenue sur un charbon dans un sol directement au-dessus du dépôt. En première approximation, il est raisonnable d'attribuer cet épisode au Subboréal.

F. Famars « Zone d'expansion des crues », forte activité non datée

Entre Artres et Famars (partie I.22-), nous avons rencontré une nappe de graviers de craie assez importante (figure 195, unité 12). Elle n'est pas datée. Tout au plus pouvons-nous affirmer qu'elle est postérieure à l'Allerød et antérieure à l'Antiquité. Sans que ce soit un argument décisif, le faciès et la proximité géographique suggèrent de la rapprocher du dépôt probablement Subboréal observé à Crespin.

2.3.4 Antiquité

A. Deûle à Lille, forte activité et crise érosive au 2^e siècle apr. J.-C.

La région de Lille est riche de descriptions d'éléments gallo-romains associés à des alluvions grossières de la Deûle (citons entre autres : Blicq, 1990 ; Ladrière, 1881 ; Gosselet, 1898 ; Révillon, 1988). À l'occasion de nouvelles informations acquises sur différents sites lillois (rue de la Riviérette, rue des Tanneurs, rue de Toul, différentes opérations vers la rue Segard), nous avons tenté une synthèse de ces observations (figure 346) (Deschodt *et al.*, 2006b). Les auteurs du 19^e siècle attribuaient le matériel archéologique retrouvé dans les alluvions grossières au 3^e siècle apr. J.-C. Nos propres

éléments tendent à rapporter une forte activité avec des érosions du substrat crayeux au 2^e siècle apr. J.-C.

B. Famars « Zone d'expansion des crues », forte activité au 1^{er} ou 2^e siècle apr. J.-C.

Entre Famars et Artres (partie I.22-), nous avons identifié sans ambiguïté la présence d'un large chenal de la Rhonelle à graviers de craie, deuxième phase de forte activité attribuable à l'Holocène (figure 195, unité 13). Le flux est suffisant pour éroder le bas du versant limoneux. Le rejet de faune permet de dater cette phase du 1^{er} ou du 2^e siècle apr. J.-C. Dans tous les cas, la phase de forte activité est terminée au 7^e siècle apr. J.-C.

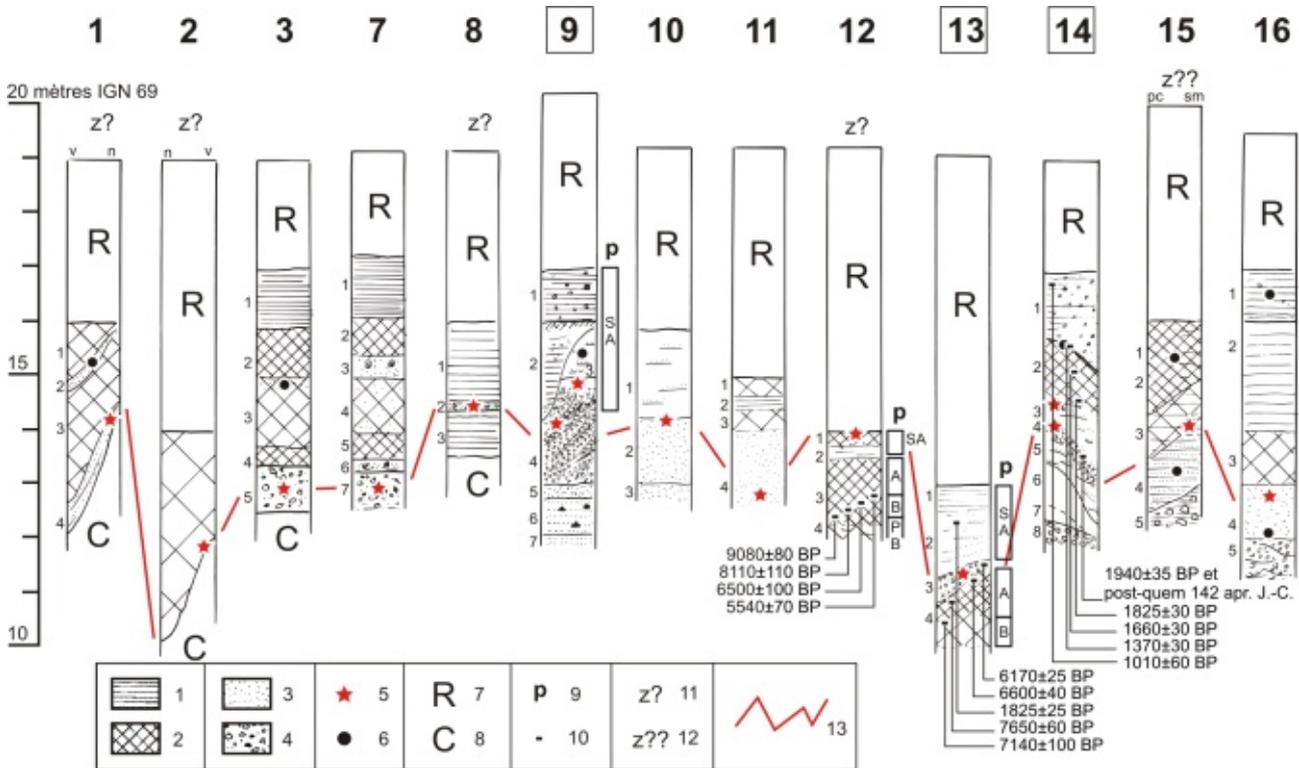


Figure 346 - Crise érosive gallo-romaine à Lille (vallée de la Deûle)

sondages 1 à 16 : pour plus de détails, voir Deschodt *et al.* (2006b)

légende :

- 1 – sédiment fluviatile fin
- 2 – tourbe ou sédiment tourbeux
- 3 – sable
- 4 – graviers de craie
- 5 – élément(s) gallo-romain(s)
- 6 – autre(s) élément(s) archéologique(s)
- 7 – remblais et remaniements
- 8 – substrat crayeux
- 9 – localisation des analyses palynologiques
- 10 – datation radiocarbone
- 11 et 12 – imprécision de l'altitude de l'observation
- 13 – corrélation du niveau érosif ou des dépôts graveleux antiques

Figure 346 - Gallo-Roman erosive crisis in Lille (Deûle river valley)

testpits 1 to 16: for more details, see Deschodt *et al.* (2006b)

- 1 – fine fluvial sediment
- 2 – peat or peaty sediment
- 3 – sand
- 4 – chalk gravels
- 5 – Gallo-Roman archaeological material
- 6 – other archaeological materials
- 7 – fill and reworked sediment
- 8 – chalky substrate
- 9 – location of palynological samples
- 10 – radiocarbon dates
- 11 and 12 – imprecision in elevation of observation
- 13 – correlation of the erosive level Classic era gravelly deposits

C. Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : compétence plus forte et inondation, post quem gallo-romain

À Rouvignies-Haulchin (partie I.21-), des sédiments plutôt grossiers (sable et oncolithes remaniés, figure 190 et photo 121) ont livré du matériel gallo-romain relativement abondant. Il est probable que les alluvions soient elles-mêmes d'époque gallo-romaine et que le matériel provienne des occupations en bas du versant de Rouvignies. Le dépôt déborde du chenal et recouvre la tourbe. Le fait est notable : il s'agit des premières alluvions en plaine d'inondation depuis l'Atlantique.

2.3.5 Forte activité ultérieure

Sur le transect du ruisseau de Coutiches (amont) (partie I.14-2.4.3B, figures 142 et 143), outre l'incision Atlantique (*supra*), nous percevons une phase de forte activité datée de $1\,465 \pm 30$ BP, soit environ la fin du 6^e siècle ou le début du 7^e siècle apr. J.-C. Elle se signale par des sables entrecroisés et des bois. Il est possible que ce dépôt soit le dernier état d'une phase active qui a commencé antérieurement (pendant l'Antiquité?).

2.3.6 Comparaisons et commentaires

A. Métamorphose fin Atlantique marquant une bipartition holocène

Dans la zone d'étude, nous recensons les événements suivants :

- incision *post quem* 7 ka BP et *ante quem* 4 ka BP (soit env. 7,8 et 4,6 ka Cal BP) de l'Escaut à Rouvignies,
- incision *ante quem* 6,2 ka BP soit env. 7,1 ka Cal BP dans le ruisseau de Coutiches,
- crise érosive *post quem* 5,2 ka BP soit env. ka 5,9 Cal BP dans la Deûle,
- glissement de terrain *ante quem* 4,1 ka BP soit env. 4,7 ka Cal BP à Valenciennes.

À Valenciennes « le Vignoble », la croissance de la tourbe (déjà fortement ralentie) s'arrête après environ 5,4 ka BP (soit env. 6,2 ka Cal BP). À Rouvignies-Haulchin, la tourbière ne se développe plus depuis environ 7 ka BP (env. 7,8 ka Cal BP) et le nouveau chenal de l'Escaut est déjà actif vers 4 ka BP (env. 4,6 ka Cal BP). Ce système méandriforme n'a que peu évolué depuis. La fourchette chronologique pour l'incision du nouveau lit mineur est large, mais les bornes

sont solides. Dans l'hypothèse où la fin du système tourbeux du Vignoble précéderait de peu l'incision, celle-ci se produirait peut-être vers 5,5 ka BP (environ 6,3 ka Cal BP ou 4 300 av. J.-C.). Dans le bas Escaut, la période correspond également à des apports détritiques et à des accrétions (environ 5,8-5,3 Cal BP), toutefois aucun nouveau système chenalisé n'est enregistré et le système en anastomose précédent continue de fonctionner (Bogemans *et al.*, 2012 ; Meylemans *et al.*, 2013). Les mêmes auteurs relatent une incision à chenal unique beaucoup plus tardive (début du Subatlantique). Il y a donc une diachronie importante entre l'amont et l'aval de l'Escaut pour cette métamorphose fluviale.

Dans tous les cas, la fin de l'Atlantique reste marquée, dans tous les hydrosystèmes européens des moyennes latitudes, par une métamorphose du système ou des apports détritiques et marque une bipartition majeure de l'Holocène (Notebaert et Verstraeten, 2010). Pour rester à proximité de la zone d'étude, le fond de vallée tourbeux de la Somme est ré-incisé entre 6 et 5,5 ka BP (entre env. 6,8 et 6,3 ka cal. BP) (Antoine, 1997), chronologie très proche de celle envisagée pour l'Escaut dans le Nord de la France. Dans les bassins de la moyenne vallée de l'Oise, de la Marne aval, de l'Yonne aval et de la Seine en amont de Paris, les marqueurs (arrêt de la tourbogénèse, érosions, apports détritiques) s'étalent de la fin de l'Atlantique au début du Subboréal (Pastre *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2002a ; Pastre *et al.*, 2003b ; Orth *et al.*, 2004). Un rapide survol des dates disponibles dans les régions limitrophes (table 52) et leur comparaison (figure 347) montre, dans le détail, un diachronisme. Un décalage important peut exister entre les différents bassins versants, mais aussi à l'intérieur d'un même bassin, parfois de faible superficie. Le cas est clairement mis en évidence dans le bassin de la Beuvronne, affluent de la Marne (Orth *et al.*, 2004) ou dans de petits bassins affluents de la partie aval de l'Escaut : Dyle (Notebaert et Verstraeten, 2010) et surtout Mark (Huybrechts, 1989, 1999) où le colmatage argileux intervient précocement dès la première partie de l'Atlantique dans la section amont (datation vers 7,6 BP, soit environ 8,5 Cal BP).

Nous estimons que différents hydrosystèmes sont soumis à une contrainte d'ordre climatique et peut-être anthropique (la période correspond également à la néolithisation de la région). Le détail de ces contraintes (mécanismes et interactions, chronologie et leur part respective) n'est pas réellement connu. Toujours est-il que les cours d'eau, voire les différentes sections, se transforment les uns après les autres et qu'au début du Subboréal la plupart

n°	source	cours d'eau river	lieu place	unité datée dated unit	date (BP)	date Cal BP post quem	date Cal BP ante quem
1	Pastre et al. 1997	Marne	Annet	chenal latéral incisant la tourbe <i>lateral channel in peat</i>	4740 ± 70 Gif 8457	-	5463 ± 99
2	Orth et al. 2004	Beuvronne	Claye-Souilly	début accumulation après incision tourbe <i>start infilling after peat incision</i>	3950 ± 60 Beta 145190	-	4400 ± 95
3	Orth et al. 2004	Biberonne	Compans	tourbe <i>peat</i>	6000 ± 60 Ly- 1758(Oxa)	6848 ± 75	-
4	Orth et al. 2004	Biberonne	Compans	tourbe postérieure érosion <i>peat after erosion</i>	3500 ± 60 Beta 142823	-	3781 ± 73
5	Pastre et al. 2002	Oise	Amancourt	apport limoneux plus important <i>increase in silt input</i>	4740 ± 120 Gif 11056	-	5458 ± 125
6	Antoine 1997	Somme	environs d'Amiens	fin développement tourbe <i>end of peat development</i>	Env. 6000	Env. 6800	-
7	Antoine 1997	Somme	environs d'Amiens	début accumulation après incision tourbe <i>start infilling after peat incision</i>	5530 ± 70 Gifa-9238	-	4389 ± 58
8	partie I.21-	Escaut	Rouvignies-Haulchin	activité chenal après incision tourbe <i>channel activity after peat incision</i>	4064 ± 49 Erl-17395	-	4598 ± 121
9	partie I.21-	Escaut	Rouvignies-Haulchin	sommet de la tourbe <i>top of peat</i>	6962 ± 72 Erl-17394	7806 ± 82	-
10	partie I.19-	Escaut	Valenciennes	sommet de la tourbe <i>top of peat</i>	5422 ± 43 Erl-11730	6240 ± 37	-
11	Deckers et Delassus 2009	Escaut	Valenciennes	première datation après glissement de terrain <i>first dating after landslide</i>	4045 ± 40 Ly-13989	-	4530 ± 68
12	Ruchard et al. 1992	Escaut	aval Valenciennes	alluvions limoneuses, datées par palynologie <i>silt alluvia, palynological dating</i>	-	-	env. 4700 cal BP
13	Praud et al. 1997	Deûle	Houplin-Ancoisne	charbon antérieure érosion <i>charcoal prior to erosion</i>	5210 ± 20 GrA- 25616	-	5963 ± 203
14	Praud et al. 1997	Deûle	Houplin-Ancoisne	travertin détritique après érosion <i>detritic calcareous tuffa after erosion</i>	4165 ± 20 GrN- 28443	4729 ± 72	-
15	Kiden 1991	Escaut	aval Tournai	nouveaux chenaux incisés dans tourbe <i>new channels in peat</i>	Env. 5000	env. 5700	
16	Huybrechts 1989	Mark		base de l'unité argileuse sur tourbe, partie amont <i>clay unit bottom over peat, upwards reach</i>	7620 ± 90 IRPA 552	-	8440 ± 80
17	Huybrechts 1989	Mark		sommet de la tourbe, partie aval <i>top of peat, downwards reach</i>	6050 ± 75 IRPA 570	6919 ± 106	-
18	Huybrechts 1989	Mark		montée niveau nappe / water table rising	Env. 6000 BP	env. 6800	
19	Huybrechts 1989	Mark		sommet de la tourbe / top of peat	6710 ± 100 IRPA 440	7579 ± 79	-
20	Huybrechts 1989	Mark		base de l'unité argileuse sur tourbe <i>clay unit bottom over peat</i>	5800 ± 95 IRPA 443	-	6609 ± 109
21	Notebaert et al. 2011	Dyle		début de l'arrêt sédimentation organique <i>organic sedimentation stop beginning</i>	-	env. 7550	-

Table 52 - Chronologie des modifications des fonds de vallées tourbeux atlantiques dans la zone d'étude et les bassins versants proches

localisation : figure 347

courbe de calibration : CalPal2007 Hulu (Weninger et Jöris, 2008)

Table 52 – Chronology of changes in Atlantic peaty valley bottoms in the study area and nearby catchments

for location, see figure 347

calibration curve: CalPal2007 Hulu (Weninger et Jöris, 2008)

Figure 347 - Chronologie des modifications des fonds de vallées tourbeuses atlantiques dans les bassins versants proches

- détails et sources : table 52
- a – datation approximative ou synthétique des modifications
- b – datation approximative ou synthétique antérieure aux modifications
- c – datation approximative ou synthétique postérieure aux modifications
- d – datation radiocarbone antérieure aux modifications
- e – datation radiocarbone postérieure aux modifications
- f – intervalle chronologique des modifications
- g – crise hydrologique probable dans le bassin amont de l'Escaut (figure 348)
- A – variations du niveau du lac Cerin (Jura) (Magny et al., 2011)
- B – insolation estivale à 65°N (Berger, 1978, cité par Magny et al., 2011)
- C – phase de changements rapides (Magny et al., 2012b)

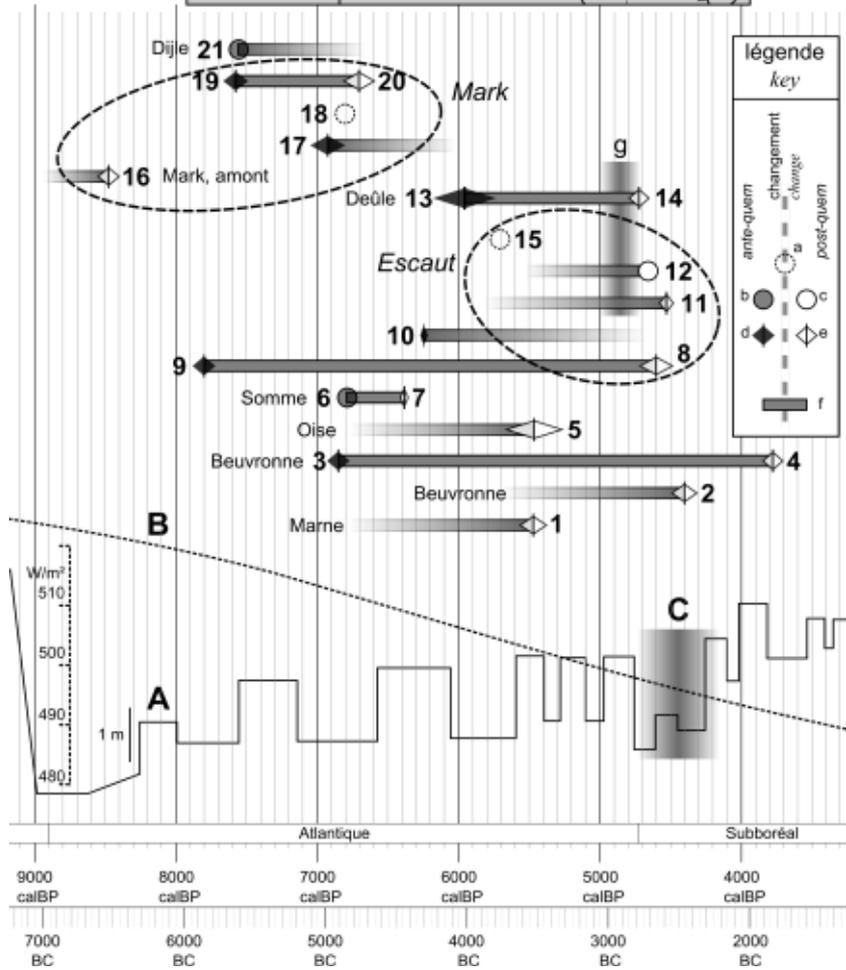
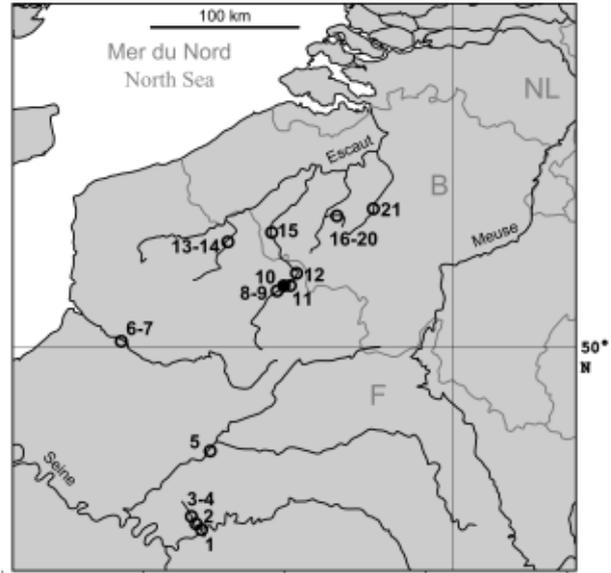


Figure 347 - Chronology of changes Atlantic peaty valley bottoms in nearby catchments

- for details and sources, see table 52
- a – approximate or synthetic date of the changes
- b – approximate or synthetic date anterior to the changes
- c – approximate or synthetic date posterior to the changes
- d – radiocarbon date anterior to the changes
- e – radiocarbon date posterior to the changes
- f – chronological interval of the changes
- g – probable hydrological crisis in the upstream Scheldt river catchment (figure 348)
- A – variations of the level of lake Cerin (Jura mountains) (Magny et al., 2011)
- B – summer insolation at 65°N (Berger, 1978, cited by Magny et al., 2011)
- C – phase of rapid changes (Magny et al., 2012b)

des rivières ont acquis leur nouvelle forme. Le bas Escaut semble avoir fait preuve de plus d'inertie (Bogemans *et al.*, 2012 ; Meylemans *et al.*, 2013).

Avec prudence, nous pensons percevoir une ambiance nettement plus humide aux environs de 4,8 Cal BP (figure 348). En parallèle, les indices polliniques de Valenciennes « Le Vignoble » semblent indiquer des cycles préalables (dont la plupart sont antérieurs aux indicateurs locaux de néolithisation) aux environs de 7,95, 7,75, 7,55, 7,15, 6,9 ka Cal BP et après 6 ka cal BP (figure 183). Plus à l'ouest de la zone d'étude, dans l'Audomarois, des assemblages entomologiques enregistrent un refroidissement (baisse des températures estivales) et une succession de phases humides et sèches entre environ 6,7 ka Cal BP et 3,5 ka Cal BP (Gandouin *et al.*, 2007). Si le phénomène s'inscrit indéniablement dans le cadre d'une dégradation climatique sur le long terme (plus frais et plus humide), la part attribuée à l'évolution climatique ou à la néolithisation est variable selon les auteurs. Pour Notebaert *et al.* (2011) le mode d'exploitation du sol est considéré comme prépondérant dans le cas de la Dyle, tandis que, dans le bassin voisin de la Mark, Huybrechts (1989) insiste sur une remontée de la nappe et le développement d'un plan d'eau en fond de vallée qui aurait provoqué l'impossibilité de régénération de la couverture végétale. À noter que le même phénomène est observé par dendrochronologie en Écosse suite à une remontée de la nappe (vers 5 ka Cal BP) (Moir *et al.*, 2010). Tous les auteurs accordent un rôle important à l'Homme et à la néolithisation dans l'apport de sédiment détritique et les métamorphoses du système fluvial, souvent en association avec une dégradation climatique (Pastre *et al.*, 1997 ; Pastre *et al.*, 2003b ; Orth *et al.*, 2004 ; Chaussé *et al.*, 2008). Dans la zone d'étude amont (et contrairement au bas Escaut), les formations détritiques contemporaines en fond de vallée n'ont pas été repérées, les apports limoneux massifs sont plus tardifs (partie II.3-2.4).

B. Une forte activité fluviale vers la fin du Subboréal ?

Une série d'indices (partie II.3-2.3.3) permet d'envisager une période de forte activité fluviale aux environs de 3 ka BP (environ 3,2 Cal BP). Sous réserve d'investigations supplémentaires et d'une meilleure résolution chronologique, tout ou partie des indices pourrait être rapproché de la dégradation climatique bien

mise en évidence vers 2,7 ka BP (Van Geel *et al.*, 1996, 1998 ; Van Geel et Magny, 2002) ou d'autres indices de plus fortes activités un peu plus précoces enregistrés dans certains systèmes fluviaux plus éloignés (Lespez *et al.*, 2008).

Pour comparaison, dans le bas Escaut, une série de dates aux environ 3,8 Cal BP marque une recrudescence de l'activité fluviale et des apports détritiques. La métamorphose du cours en un chenal unique et stable se produit par la suite et est associée par les auteurs à la dégradation climatique du Subboréal (Bogemans *et al.*, 2012 ; Meylemans *et al.*, 2013). Une métamorphose similaire se produit en amont dans la zone d'étude plus précocement à la transition Atlantique/Subboréal (*cf.* partie II.3-2.3.6A).

C. Une forte activité fluviale antique ?

Une série d'indices (partie II.3-2.3.4) permet d'envisager une période de forte activité pendant l'Antiquité. Elle avait déjà été perçue à Lille (Deschodt *et al.*, 2006b). Nous avons alors conclu à un phénomène local. Nos observations s'ajoutaient à celle de Ladrière dans la région de Bavay (Ladrière, 1881). Avec, de plus, les transects de Famars et de Rouvignies-Haulchin où des alluvions graveleuses et une première tendance à un alluvionnement détritique hors chenal, nous devons maintenant envisager un phénomène régional, probablement d'origine climatique, éventuellement renforcé par l'activité humaine. Une partie des dépôts travertineux lacustres holocènes rencontrés dans la région (Sommé, 2006) pourrait être associée à cette phase (notamment dans le bassin de la Sensée-Satis). Le phénomène est finalement assez marqué et, d'après les quelques dates disponibles, apparaît centré sur le 2^e siècle apr. J.-C.

L'équivalent n'est pas clairement retrouvé dans le bas Escaut. Une tendance au comblement est enregistrée au 2^e siècle avec peut-être une tendance à plus d'humidité vers la fin de l'Antiquité (Bogemans *et al.*, 2012 ; Meylemans *et al.*, 2013). La forte activité du 2^e siècle dans la zone d'étude pourrait trouver des échos dans des régions plus éloignées. Pour la même époque, une recrudescence des crues est perçue dans la vallée du Rhône (Vérot-Bourrély *et al.*, 1999 ; Salvador *et al.*, 2002).

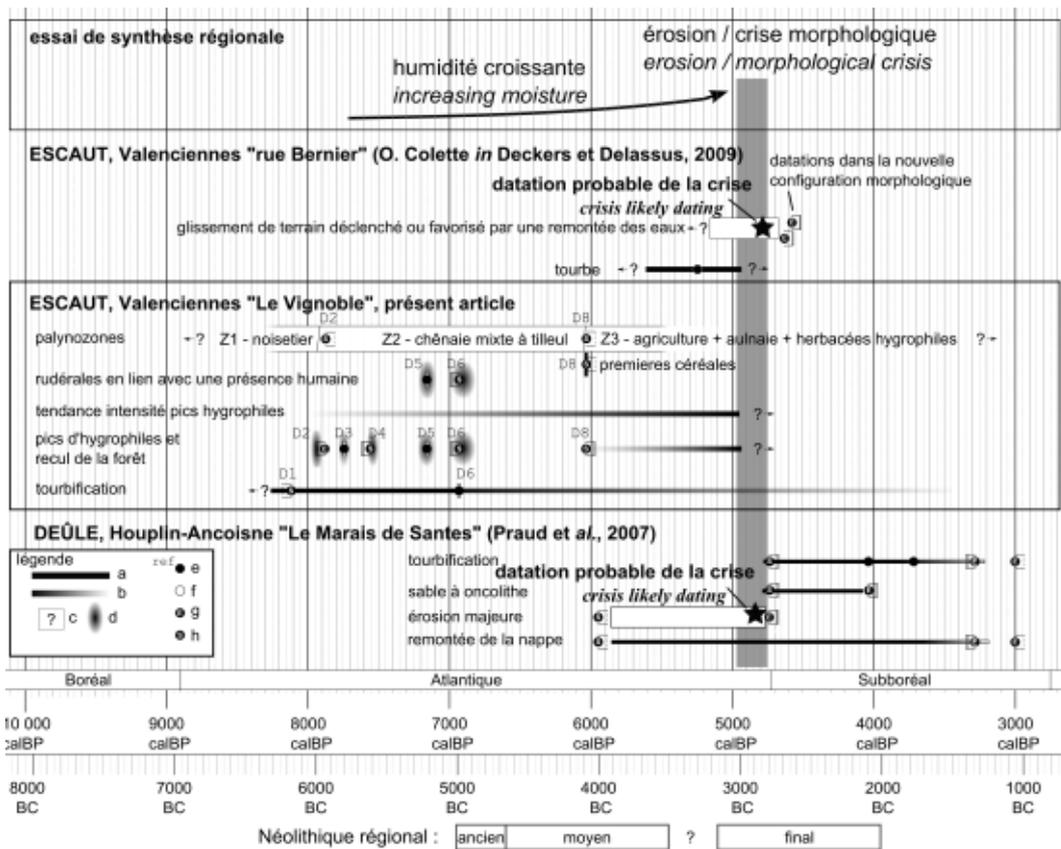


Figure 348 - Frise chronologique et corrélation d'événements régionaux

- a – fourchette chronologique d'un événement
- b – fourchette chronologique d'un événement d'intensité variable
- c – événement court mais terminus mal connu
- d – événement de durée intermédiaire (décennies ?)
- e – datation radiocarbone (et référence)
- f – autre datation (archéologie...)
- g – datation de la fin de l'événement
- h – datation du début de l'événement

Figure 348 - Timeline and correlation of regional events

- a – chronological range of an event
- b – chronological range of a variable intensity event
- c – short term event, terminus poorly known
- d – intermediate-term event (decades?)
- e – radiocarbon date (and reference)
- f – other date (archaeology...)
- g – date of event terminus
- h – date of the event

2.3.7 Importance relative de quelques incisions intra-Holocène dans le bas-pays

Sur certains cours d'eau (ruisseau de Coutiches -amont- *ante quem* 6,2 ka BP, Houplin-Ancoisne « Le marais de Santes » *post quem* 5,2 ka BP, Saint-Amand « Port fluvial » *ante quem* 3,0 ka BP), la phase d'activité a eu un impact considérable, jusqu'à effacer toute trace d'activités antérieures. Elle est donc liée à des écoulements au moins comparables à ceux du début du Tardiglaciaire ou de l'Holocène. Si les réincisions intra-holocènes sont choses communes sur nombre d'hydrosystèmes depuis la fin de l'Atlantique, nous sommes étonnés ici de leur importance relative, d'autant plus dans une région où les débits sont habituellement faibles (partie I.1-2.2.1). Ceci pourrait peut-être justement participer à une explication. En effet, dans un contexte de pentes faibles et d'absence de grands cours d'eau, la montée en crue est lente (Duchesne *et al.*, 2000).

La morphologie du bas-pays et la modestie du réseau hydrographique tendent donc à délayer la réponse de l'hydrosystème aux aléas climatiques. Cet effet devait être encore plus important avant l'anthropisation de la région. Deux configurations pourraient réduire la temporisation et provoquer une réponse plus rapide des cours d'eau (et, en conséquence, produire une signature morpho-sédimentaire inhabituellement contrastée) :

- des précipitations singulièrement prolongées peuvent provoquer l'élévation de la nappe et la saturation des sols. Toute nouvelle précipitation devient alors efficace pour l'écoulement et participe à grossir la rivière. Un aléa météorologique hors-norme en raison de sa durée permettrait le franchissement d'un seuil et une réponse inhabituellement forte du réseau ;

- le recul des forêts, les interventions sur le réseau et les drainages ont dû particulièrement réduire le temps de transit « naturel » des eaux,

tout en augmentant les débits par soustraction d'un volume aux zones de rétention et à l'évapotranspiration ; l'avènement de sociétés agricoles et l'aménagement d'un réseau (même extensif) de fossés a dû avoir un effet sur les débits et concourir à abaisser les seuils de réponses morpho-sédimentaires des cours d'eau à des contraintes climatiques ou météorologiques qui eussent été auparavant plus facilement amorties.

2.4 Apports détritiques massifs et récents en fond de vallée

La plupart des fonds de vallée sont scellés par des dépôts d'inondations. En général limoneux jaune ou ocre, ils peuvent également être argileux ou être gleyifiés. Parfois, des lamines (éventuellement sableuses) ou la présence de petites levées de berge témoignent de leur origine alluviale. En d'autres endroits, la transition est diffuse avec des dépôts colluviés. Les dépôts d'inondation tendent à rehausser le fond de vallée et nivellent la topographie antérieure.

Leur présence est systématique dans le haut-pays où leur épaisseur peut être importante, jusqu'à plus de 4 m observés au Câteau-Cambrésis sur la Selle par Feray (Feray, 2011). Dans le fond de la vallée de l'Escaut même, ils scellent les tourbes Atlantique. L'épaisseur semble être moindre à Fresnes-sur-Escaut (quelques décimètres) dans la plaine de confluence, peut-être en raison de la possibilité d'étalement des crues. Les exemples sont nombreux ; pour illustrations citons les figures 345 (près de la confluence avec la Sensée), 190 (à Rouvignies-Haulchin), 187 (à Trith), 158 (à Fresnes), 163 (Crespin). Dans le bas-pays, leur présence n'est pas systématique, mais fréquente, en particulier dans les becques de la plaine de la Lys, dans la section encaissée du cours de la Deûle. Ils sont également perçus le long de la Marque (figure 107). Dans le lit majeur du ruisseau de Coutiches, les dépôts d'inondations, de l'ordre du mètre, prennent un caractère nettement argileux (photo 76) qui contraste avec la texture sableuse des dépôts environnants. Le lit majeur du ruisseau de Coutiches est par endroits totalement remblayé. Dans le reste de la plaine de la Scarpe, quelques dépôts d'inondations sont présents (exemple figure 152) mais ne sont pas systématiques.

Les dépôts sont en général homogènes sur une grande aire et couvrent le lit majeur du cours d'eau considéré. Leur partie supérieure est contemporaine ou subactuelle (*cf.* présence de plastique sur le transect de la Marque à Bouvines ou de houille sur le transect de la Rhonelle, de la brique à Wervicq, BDL 310 à 324). Nous soupçonnons un

arrêt (19^e ou 20^e siècle ?) des inondations ou de leur fréquence dans les secteurs bénéficiant de profonds canaux de navigation (cas de la vallée de l'Escaut et de la Deûle ?). Dans l'objectif de sondages archéologiques et d'étude stratigraphique qui nécessite d'atteindre les niveaux plus anciens et plus profonds, nous leur avons prêté une attention secondaire. Cependant, ils peuvent contenir quelques éléments archéologiques, souvent diffus (cailloutis provenant des versants, fragments de terre cuite, petites structures de drainages souvent difficiles à identifier, exemple : Marcq-en-Baroeul, BDL 4438 à 441). Dans quelques rares cas, des niveaux de sols intermédiaires sont enregistrés et marquent une stabilisation du niveau du fond de vallée (exemple : Crespin). Nous cherchons systématiquement à atteindre et étudier les dépôts sous-jacents.

En bordure du lit mineur, les dépôts d'inondations peuvent sceller les formations de versant (ou les anciens dépôts fluviaux ou fluvi-éoliens du Pléistocène). Mais ils recouvrent généralement des dépôts tourbeux ou alluviaux holocènes fréquemment affectés d'un ancien horizon de sol de surface. Ce dernier contient communément du charbon de bois. Il peut livrer aussi des fragments de tessons non identifiés, probablement protohistoriques (exemple : Quesnoy-sur-Deûle, BDL 1322 à 1331), ou du mobilier gallo-romain (exemple : Rhonelle à Famars, Escaut à Rouvignies, ruisseau de Coutiches), plus rarement médiéval (exemple Escaut à Haulchin), et aussi parfois un système de fossés de drainage (exemples Haulchin, Crespin ou Trith-Saint-Léger, figures 185, 163 et 187).

L'arrivée de ces limons d'inondations dans les fonds de vallées marque une rupture dans les hydrosystèmes avec les périodes antérieures. Des crues régulières ont déposé une quantité considérable de sédiments. Tout en gardant à l'esprit que la situation est probablement plus complexe et que des diachronismes, des facteurs stationnels, des phénomènes de stockages intermédiaires peuvent exister, nous pouvons proposer une première approche chronologique du phénomène. Dans pratiquement tous les exemples cités, un *post quem* gallo-romain peut être proposé. En nous fondant sur les observations sur l'Escaut en amont de Valenciennes (parties I.19- à I.21-) et sur la Rhonelle entre Artres et Famars (partie I.22-), nous pouvons essayer de préciser la chronologie du dépôt. Plus en amont, les sites de Rouvignies et d'Haulchin ont livré du matériel romain sur la tourbe Atlantique, mais aussi à Haulchin, après une légère reprise de tourbification, de la céramique médiévale commune. Sur la Rhonelle, la première partie des dépôts d'inondation est datée du Moyen Âge (892 ± 44 BP, soit environ de la deuxième partie du 11^e siècle au début du 13^e siècle) et recouvre des épandages de matériel romain et de charbons datés de l'Antiquité

tardive. Dans le cas de Valenciennes « Le Vignoble », il ne s'agit pas de dépôt d'inondation, mais de colluvions limoneuses directement issues du versant. La position morphologique du site est particulièrement intéressante, car directement située au débouché d'un talweg au pied d'un versant limoneux à forte pente. Toute déstabilisation du versant y est donc sensible. Un léger apport de versant est enregistré à une époque indéterminée entre le début du Subboréal et le haut Moyen Âge (figure 174, unité H, et figure 178, phase 7). Par la suite, un sol de marais se développe. Il contient du mobilier du haut Moyen Âge. C'est seulement encore après qu'un apport massif de colluvions (labourées) recouvre la zone sur environ 3 m d'épaisseur.

Si des dépôts d'inondations en fond de vallée datent au moins de la période romaine, ceux-ci restent localisés et d'un volume nettement inférieur à ceux des périodes médiévales à contemporaines. En effet, tout porte à croire que les dépôts massifs débutent (au moins dans la partie la mieux documentée du bassin versant de l'Escaut) à la période médiévale et même probablement, au cours du Moyen Âge « classique ». Ce schéma se retrouve plus en aval dans le bas Escaut, avec d'importants dépôts postérieurs à l'époque romaine (Verbruggen et Kiden, 1989 ; Kiden, 1991 ; Meylemans *et al.*, 2013), avec, toutefois, un arrêt de l'accrétion du fond de vallée suite à l'endiguement médiéval. Dans des vallées affluentes belges, le remblaiement peut être très important et tend à combler tout le fond de vallée (Huybrechts, 1989, 1999).

L'exemple du Vignoble semble indiquer que l'érosion de versant ne s'est manifestée que relativement tard dans la zone d'étude, probablement en lien avec un changement de l'utilisation des sols. Cette interprétation est partagée pour le Royaume-Uni (Lewin *et al.*, 2005). Dans la zone d'étude, les inondations ont pu être aggravées par d'éventuelles fluctuations climatiques (dégradation climatique du « Petit Âge Glaciaire » ? Avec éventuellement des précipitations hivernales plus abondantes : Antoine *et al.*, 2002a ; Nesje et Dahl, 2003), mais surtout par le tassement de la tourbe dans le fond de vallée de l'Escaut (*cf.* partie I.21-3.2) et aussi, très probablement pour les petites vallées affluentes, par la création de biefs et moulins (Lespez *et al.*, 2005 ; Barraud et Ménanteau, 2009 ; Lespez *et al.*, 2006).

Les apports de limon par déstabilisation des versants sont étroitement liés à l'utilisation du sol. Les débuts de la déstabilisation (ou en tout cas de ses effets morpho-sédimentaires perceptibles) des régions voisines semblent être diachroniques en fonction des bassins. Elle peut être sensible dès le début de la néolithisation (Notebaert *et al.*, 2009 ; Notebaert *et al.*, 2011a), ou au cours de l'Âge du Fer (Rommens *et al.*, 2007), de la période romaine (De Moor *et al.*, 2008). Dans tous les cas, le Moyen Âge correspond à une phase de déstabilisation massive. C'est cette dernière phase qui est essentiellement perçue dans l'enregistrement de la zone d'étude. Une collecte de données plus systématique et une résolution temporelle plus importante permettraient toutefois de nous rapprocher d'une réalité plus subtile.

Conclusion

Le Tardiglaciaire de la zone d'étude est relativement méconnu en dehors des gisements d'Houplin-Ancoisne et du marais de Dourges, heureusement complémentaires. Ils permettent d'exploiter au mieux des données ponctuelles, fugaces, mais finalement assez abondantes. L'Holocène est fréquemment rencontré dans les sondages. Toutefois, faute de transects complets, de datations et d'analyses paléo-environnementales en nombre suffisant, il reste difficile de l'analyser avec rigueur. Cependant, quelques grands thèmes semblent émerger et notamment la sensibilité du réseau aux contraintes climatiques et anthropiques depuis la fin de l'Atlantique. Cette sensibilité est peut-être exacerbée par les caractéristiques de la zone d'étude (faible pente et absence de réseau hydrographique important).

Par leur proximité morpho-sédimentaire, le Tardiglaciaire et l'Holocène sont abordés de la même manière sur le terrain et traités avec les mêmes méthodes. Les données en archéologie préventive sont consistantes et permettent de souligner le fort potentiel d'enregistrement de la zone. Toutefois, le caractère spatialement fragmenté du corpus de données, hormis sur des tracés linéaires qui prennent alors d'autant plus d'importance, tend à limiter une synthèse chronostratigraphique et paléoenvironnementale détaillée. Une réflexion méthodologique est peut-être à mener pour qu'un travail complémentaire puisse exploiter au mieux et en synergie les travaux issus de l'archéologie préventive.

II.4 - Remarques méthodologiques, synthèse géographique et perspectives

Introduction

Après une rapide présentation du contexte (partie I.1-) de quelques données choisies (parties I.2- à I.22-) puis d'une synthèse diachronique en trois temps (ante-Pléniglaciaire weichselien, Pléniglaciaire weichselien, Tardiglaciaire-Holocène, dans les parties II.1- à II.3-), nous proposons maintenant une vision d'ensemble de l'état de nos connaissances sur les fonds de vallée de la zone d'étude. Ceci passe par une synthèse pour chaque bassin avec un rappel de leurs caractéristiques et des problématiques associées. C'est l'occasion de nous interroger sur nos pratiques dans le cadre de l'archéologie

préventive et de proposer quelques réflexions prospectives sur les informations nouvelles susceptibles de surgir à l'avenir. Autant d'idées personnelles qui visent à essayer de comprendre au plus près notre région et son histoire. Elles n'engagent que leur auteur et peuvent être discutées. Elles s'adressent à tous ceux qui voudront les entendre : collègues archéologues, géologues ou géographes, hiérarchie de l'Inrap, agents prescripteurs. Nous sommes persuadé que le plus beau se trouve encore devant nous, pour peu que nous sachions travailler collectivement à le saisir.

1. Remarques générales

1.1 Méthodes : de l'importance de...

1.1.1 ...la reconnaissance stratigraphique en diagnostic

Sur les vingt-et-une observations présentées dans le volume I, seulement quatre proviennent d'opérations de fouilles archéologiques (Lille « rue du Palais Rihour », Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes », Dourges « Delta 3 » et Valenciennes « Le Vignoble »). Plus de 80 % des opérations présentées dans le mémoire sont des diagnostics archéologiques (ou assimilables, dans le cas des sondages à la tarière réalisés sur initiative personnelle hors cadre archéologique). Les données présentées (et la réflexion qui en découle) sont majoritairement de simples reconnaissances de terrain, certaines très courtes (une ou deux journées), ce qui n'enlève rien à leur intérêt. De plus, comme déjà évoqué, si des observations peuvent être

considérées comme mineures, aucune n'est dénuée d'importance. Toutes concourent à la compréhension d'une région. C'est pourquoi chaque sortie sur le terrain doit être accompagnée d'une reconnaissance minimum de la stratigraphie (description de la nature et de la géométrie de chaque unité sédimentaire, estimation de leur âge et environnement). Elle est d'ailleurs, à notre avis, partie intégrante d'un diagnostic archéologique tant il est évident qu'un fait archéologique ne saurait être étudié en dehors de son contexte morphologique et sédimentaire. Même en dehors de tout vestige anthropique, la stratigraphie elle-même alimente la problématique archéologique, voire constitue un fait archéologique. Ce travail est élémentaire, simple et peut être réalisé sans surcoût dès l'ouverture du premier creusement. D'ailleurs l'archéologue (de terrain) n'est-il pas d'abord un stratigraphe ? Sinon comment saurait-il où doit porter son regard scrutateur et quand doit s'arrêter sa main fousseuse ? Force est de constater que cette acquisition minimale n'est pas systématique.

1.1.2 ...quelques analyses en phase de diagnostic

Il est vrai que l'exploitation d'une stratigraphie n'est pleinement satisfaisante qu'à travers une approche multidisciplinaire poussée. Mais celle-ci n'est envisageable qu'avec un financement adéquat, et donc dans le cadre d'une fouille ou d'un programme de recherche conséquent. Il est toujours peu satisfaisant de se contenter de trois trous vite faits dans la journée (douche comprise) et d'une date en passant. Mais ces trois trous et surtout cette date seront toujours mieux que rien, en particulier dans une zone méconnue (c'est-à-dire à peu près partout). Nous pensons avoir fait à travers ce mémoire la démonstration que des études (paléontologique, radiocarbone...) au stade du diagnostic peuvent être amplement justifiées (bien qu'elles ne puissent être systématiques) et ce même en l'absence de structures ou d'objets archéologiques. Que resterait-il en effet de ce mémoire si aucun élément de datation ne pouvait être avancé sur Lille « rue Hegel », Houplin-Ancoisne « Station d'épuration », Billy-Berclau « Le Marécaux », Bouvines « Grand Marais », Waziers « Bas Terroir », Scarpe « Gazoduc », Saint-Amand-les-Eaux « Port Fluvial », Fresnes-sur-Escaut « Confluence », Crespin « Zone d'expansion des crues », Haulchin « rue du 19 mars 1962 », Rouvignies-Haulchin « Le Marais », Famars « Zone d'expansion des crues » ? Autant d'opérations de diagnostic « sans suite » qui ont pu bénéficier de datations. Et combien plus solide notre synthèse eût-elle été si cette courte liste de quelques lignes et d'une quinzaine d'années d'activité en fond de vallée avait pu être étoffée de quelques autres toponymes ?

Indubitablement, un investissement modeste en analyses dès le stade du diagnostic sur une sélection (fondée sur la stratigraphie) de quelques gisements se justifie amplement d'un point de vue scientifique. L'effort financier est modeste puisqu'il ne s'agit que d'un accompagnement d'un déploiement de moyens (mécaniques et humains) déjà réalisé. Par contre, il peut apporter un gain de connaissances considérable. Un ancrage chronologique permet de rentabiliser les observations stratigraphiques même rapides, même courtes et même éventuellement considérées comme « négatives » archéologiquement. La méthode permet aussi de mieux préparer les interventions futures, d'affiner la problématique et d'être diantrement plus efficace pour mettre au jour quelques vestiges qui seront (peut-être) étudiés dans leur contexte environnemental à l'occasion d'une fouille.

1.1.3 ...d'un échantillonnage aléatoire

Nous présentons *infra* des thèmes que nous estimons souhaitables de développer ou des hypothèses que nous aimerions vérifier. En aucun cas, il ne s'agit d'un appel à désinvestir d'autres champs thématiques ou géographiques.

Nos interventions sont liées aux prescriptions archéologiques et donc aux aménagements et à l'activité économique. Une problématique est contrainte par l'actualité archéologique et un lieu précis d'intervention ne peut pas être déterminé à l'avance. Ceci est une vraie faiblesse et peut expliquer en grande partie le retard pris, par exemple, sur l'étude de l'Holocène qui se prête mal à une vision fragmentaire et éparpillée. Ceci peut toutefois être compensé par un travail parallèle dans le cadre de programmes de recherches. De plus, à long terme, le système constitue aussi, à notre avis, un atout, comme il l'a été : il nous soustrait à une vision déterministe et inductive, il permet de multiplier les interventions dont l'accumulation offre une perception régionale au plus près de la réalité.

Nonobstant l'expérience acquise, nous continuons d'être heureusement surpris par des observations nouvelles qui dynamitent régulièrement nos certitudes et remettent en cause notre vision. Celle-ci est toujours en léger décalage avec la complexité d'une réalité que nous ne pouvions embrasser de prime abord. Ces renouvellements des idées seraient à notre avis plus lents si nous avions le contrôle total des lieux et calendriers d'intervention. Et, ça tombe bien : nous aimons l'aventure et les surprises. Les éléments clefs du puzzle se cachent parfois dans les déblais d'un sondage routinier (sur lequel nous n'aurions pas misé un kopeck) ou dans le coup de fil impromptu d'un archéologue intrigué par un terrain.

1.1.4 ...du partage d'une prothèse mnémonique

Des noms de lieux, des dates, des souvenirs de coupes... Pour quelques toponymes emblématiques, combien sont oubliés ? Pourtant, aucune de ces observations n'est anodine. Mais comment en appréhender l'ensemble, comment en garder le souvenir et les exploiter ? Une étape préalable à l'étude présentée ici fut de reconstituer notre parcours, de laborieusement recenser ce que nous avons vu, de le localiser, le géoréférencer, de commencer à construire notre base de données « BDL D » (voir annexe 1). Une fois ce travail fait, le regard survole la carte, appréhende la part de l'espace réellement exploré de la *(sub)terra incognita* (cette dernière indéniablement plus vaste). Une caresse sur le

mulot nous permet de vérifier ce qui avait été vu : un log, une photo, une interprétation (parfois erronée, nostalgie d'une candeur), le tout parfois accompagné de la réminiscence d'un instant partagé sur le terrain, d'un bon moment ou d'une galère, du bruit de la pelle mécanique et de l'odeur de gazole chaud rabattu par un vent glacé (on a les madeleines que l'on peut).

Nous savons, par expérience, que la constitution d'une base de données est grande consommatrice de temps. Il est regrettable que la presque totalité des observations qui ont pu servir par le passé à d'autres travaux ne soit plus accessible. Quand par hasard nous y avons accès, il est tout aussi regrettable que les informations brutes n'aient pas toujours été conservées, remplacées par des interprétations souvent non vérifiables. Dans ces conditions, un travail cartographique s'apparente à celui de Sisyphe : chaque auteur ou équipe reconstruit sa base de données et aboutit à une synthèse cartographique qui, toute pertinente qu'elle puisse être, constitue un document figé. L'acquisition de nouvelles données ou le développement de nouvelles conceptions (ou interprétations) aboutissent à une remise en cause, totale ou partielle, du travail précédent. Une nouvelle cartographie doit alors passer par la constitution d'une nouvelle base.

Les outils informatiques offrent maintenant l'opportunité de conserver une masse importante de données diverses géoréférencées. Dans chaque bassin, des observations stratigraphiques continuent d'être effectuées, à un rythme variable. Mais l'apport de nouvelles données est constant. Pour pouvoir aboutir à des cartographies fiables et précises, voire plus simplement pour accéder facilement à des données de référence ou de comparaison, il est nécessaire de les rassembler et de les partager. Pour garantir la pérennité de l'information, il est essentiel qu'elle prenne un aspect « brut » (présence de données de terrain et des descriptions précises exempte d'interprétation, cette dernière venant seulement en sus). Chaque utilisateur a alors le loisir d'y appliquer sa grille d'analyse. Sur le long terme, ce système permet d'élaborer, à un moindre coût, les bases de données les plus complètes possible, facilement réutilisables, avec des observations qui survivent à leur auteur.

Nous plaçons pour la mise en place de bases de données (consistant en des observations brutes, non interprétées, géoréférencées) qui permettront, dans chaque région, de pérenniser l'information et de la rendre facilement accessible et utilisable. C'est ce que nous avons cherché à faire à travers la BDLD.

1.2 Problématiques communes : de belles choses à ne pas (ne plus) rater

1.2.1 Chronologie du phénomène éolien en fond de vallée

L'invasissement loessique de la fin du Pléni-glaciaire en fond de vallée est un fait essentiel. Sa chronologie repose sur une base fragile : comparaison avec les versants, une date radiocarbone et deux dates OSL. Cette chronologie, ainsi que le mode de dépôts (interaction avec les écoulements ? Simultanéité ou diachronisme de l'invasissement sur un transect transversal et longitudinal ?) sont à fortifier par des études exhaustives en quelques points des fonds de vallées (colonnes de dates OSL, granulométrie, malacologie, micro-morphologie...). Dans la vallée de la Deûle, Lille « rue Hegel » eût été un endroit adéquat. D'une manière générale, la plaine de la Lys offre un autre terrain d'étude propice. La plaine de la Scarpe permettrait d'y adjoindre les problématiques de mise en place de corps dunaires (chronologie propre ? rythme de dépôts ? implications des associations loess/sable ?). Malheureusement, la période correspond semble-t-il à un hiatus d'occupation et les occasions de telles études pour répondre à une problématique archéologique dans le cadre d'une fouille préventive seront rares. Il est par contre envisageable de profiter du cadre de l'archéologie préventive pour déployer un programme spécifique sur cette période clef du dernier Glaciaire.

1.2.2 Des dépressions en fond de vallée

A. Un déficit de reconnaissance des zones palustres-lacustres du Tardiglaciaire

Dans la zone d'étude, de larges zones de vallées avec une couverture fluvio-éolienne ont une topographie confuse et forment parfois des zones basses fermées. Les points bas de ces secteurs comportent des enregistrements sédimentaires postérieurs au dépôt de loess. À la marge des systèmes fluviaux, voire de manière totalement indépendante, des dépôts palustres et parfois lacustres se sont formés sous une commande climatique. Dans la zone d'étude, nous répertorions deux cas : Dourges et Sin-le-Noble,

avec dans le premier cas, des sites paléolithiques associés et des données paléoenvironnementales particulièrement précieuses. Au vu de la microtopographie et de la hauteur de nappe déduite de ces deux gisements, il est évident que ce système sédimentaire doit se répéter plus souvent, au moins dans les environs de deux sites connus (Dourges et Sin-le-Noble). Ils peuvent exister également ailleurs. Une attention particulière doit être portée à ces zones, même éloignées d'un réseau hydrographique. Si nous pouvons espérer qu'une tourbe ou un travertin à l'affleurement pourront être appréciés par le sondeur (comme dans le cas de Sin-le-Noble), ils peuvent aussi être recouverts par des limons du Dryas récent d'épaisseur variable (*cf.* le Marais de Dourges ou Billy-Berclau). La vérification de leur absence/présence devrait être systématique et il n'est plus concevable de se contenter d'un test sous le labour.

B. La transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire : un thème à creuser

Le système morfo-sédimentaire de la zone d'étude (qui associe des zones basses hors de toute influence fluviale directe et une texture limoneuse plus propice à des enregistrements fugaces) est un terrain probablement favorable à

l'étude de la transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire. Aucun travail ou analyse spécifique n'a encore été mené malgré quelques indices recueillis en ce sens (Dourges et Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes »). Il conviendrait à l'avenir d'être particulièrement attentif à la partie supérieure des limons loessiques lors de la découverte de dépôts du Tardiglaciaire hors système chenalisé : les dépôts antérieurs au premier développement tourbeux ont peut-être bien des choses à nous apprendre...

1.3 Des transects de vallées

Les transects à travers les vallées, quel que soit leur gabarit, ont toujours été particulièrement riches en enseignements. Ils permettent une réflexion sur des données exhaustives. Un transect partiel ou des données ponctuelles (aussi bien placées qu'elles soient) ne permettent pas d'avoir cette vision d'ensemble. Il conviendrait d'associer la réalisation d'un tel transect à tout projet de linéaire à travers une vallée. Que la brièveté de ce paragraphe ne fasse pas illusion : ce point est à notre avis primordial si nous voulons progresser efficacement dans les années à venir sur les problématiques du Tardiglaciaire-Holocène en fond de vallée.

2. Le bassin de la Lys

2.1 Ce que nous savons

La plaine de la Lys est d'origine structurale (affaissement de blocs). Elle est incisée par deux profonds talwegs dont l'incision maximum est envisagée au Saalien dans une logique d'approfondissement du réseau lié à l'abaissement brutal du niveau de base (érosion régressive dans le substrat meuble éocène, sensible à cette échelle spatio-temporelle). La Deûle et la Marque se comportent de même en aval de l'anticlinal du Mélantois. Les paléo-vallées sont remblayées par des dépôts de l'Eemien puis du Weichselien, parfois sur plus de 25 mètres d'épaisseur. Seul un carottage a formellement identifié l'Eemien à Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996). La formation tourbeuse, moins profonde, de Warneton a été attribuée au Début Glaciaire et en constitue, jusqu'à nouvel ordre, un stratotype (Paepe et Vanhoorne, 1967). Cette attribution nous paraît toutefois

insuffisamment étayée. Un comblement fluvio-éolien massif du Weichselien, sans commune mesure avec les cycles antérieurs, nivelle la plaine. Le détail stratigraphique de ce comblement est méconnu en dehors de sa partie superficielle à travers quelques fronts de carrière anciennement étudiés. Le réseau stratigraphique actuel est légèrement encaissé dans les dépôts du Pléistocène supérieur et totalement déconnecté du réseau ante-Weichselien inscrit dans le substrat éocène.

2.2 Perspectives et prospective

D'évidence, la plaine présente un potentiel d'enregistrement considérable depuis l'Eemien, peu exploité. Warneton et Erquinghem constituent des exceptions déjà anciennes. Nous proposons plusieurs pistes de recherche.

Certaines sont inaccessibles dans le seul cadre de l'archéologie préventive et nécessiteraient le développement de projet de recherche spécifique ou l'intégration à un programme plus vaste.

2.2.1 Warneton, « le retour »

Un retour sur le stratotype de Warneton et son étude pluridisciplinaire est nécessaire et constitue, à notre avis, une priorité. Ils permettront soit de le conforter dans son statut de stratotype du Début Weichselien, soit d'éclairer un aspect inédit du Weichselien régional. En cas de non-accessibilité des fronts, la zone peut être traitée avec les mêmes méthodes que le point suivant. Dans l'idéal, le travail sur Warneton, secteur frontalier, devrait être réalisé par une équipe franco-belge.

2.2.2 Exploration des paléochenaux eemiens profonds

Trois anciens systèmes hydrographiques sont présents à la base du comblement quaternaire : la paléo-Lys (à l'ouest de la plaine), la paléo-Lawe (à l'est de la plaine), la paléo-Deûle (au nord-est de la plaine, au pied du Ferrain), pour laquelle nous n'avons pratiquement aucune donnée). Tous trois sont susceptibles d'avoir conservé un bon enregistrement depuis l'Eemien (à l'image d'Erquinghem et comme soupçonné dans plusieurs sondages géotechniques) et probablement aussi un enregistrement d'étapes intermédiaires entre l'état de l'Eemien et le réseau actuel de surface (Début Glaciaire et Pléniglaciaire weichselien). Il est nécessaire d'avoir une meilleure discrimination spatio-temporelle de ces chenaux. L'ampleur de la plaine et l'épaisseur des dépôts sont un obstacle à la reconnaissance en même temps qu'une promesse de la préservation d'un archivage sédimentaire intéressant. Nous pouvons envisager la réalisation de transects géophysiques pour cartographier les paléochenaux avec plus de précision. Si la qualité des réponses des limites internes au Quaternaire pourrait éventuellement être médiocre (en raison de la similitude texturale des comblements ? À vérifier), la base du Quaternaire (contact argile yprésienne/sable) devrait être bien identifiable. Différentes méthodes pourraient ainsi être testées. La réalisation des transects permettrait, à terme, de choisir les endroits les plus propices pour des carottages. En second lieu, les transects géophysiques pourraient apporter de nouvelles données sur la structure de la plaine.

2.2.3 De l'Eemien à faible profondeur ?

Les publications de Jules Ladrière (1883, 1885) sur le fort du Vert-Galant, à Wambrechies, au contact du pays de Weppes, permettent d'envisager la conservation d'un autre type de dépôt de l'Eemien, moins profond et plus ponctuel. Nous savons, pour avoir sondé à proximité, que l'éventuel enregistrement interglaciaire s'interrompt rapidement vers le nord. Un retour sur le site même est envisageable et un accès au niveau est peut-être possible dans les fossés du fort. La zone est encore un terrain militaire, donc inaccessible à court terme. Quoi qu'il en soit, cet exemple permet d'insister sur la multiplicité des conditions de préservations potentielles.

2.2.4 Autopsie des becques

Actuellement aucune « becque » de la plaine, légèrement encaissée, n'a fait l'objet d'un transect. Nous soupçonnons un remblaiement considérable depuis le Tardiglaciaire et donc un fort potentiel d'enregistrement paléo-environnemental. Il est nécessaire d'être attentif à tout aménagement qui atteindrait ces zones légèrement encaissées et d'en profiter pour les sonder. D'une manière générale, nous devons profiter de toute occasion de recouper les axes hydrographiques de la plaine.

2.2.5 Partie centrale de la plaine

Aucune observation actuellement recensée, qu'elle soit personnelle ou de tiers, ne concerne la partie centrale de la plaine. Des points d'observations plus centraux permettraient de vérifier une éventuelle variation de faciès de la couverture weichselienne terminale par rapport à la périphérie. En outre, la morphologie perçue sur les MNT montre des zones basses supposées héritées de la fin du Pléniglaciaire weichselien. Il est très probable que cet héritage morphologique ait favorisé la présence de zones palustres ou lacustres au Tardiglaciaire-Holocène, à l'image de ce que nous connaissons dans la vallée de la Deûle, dans la plaine de la Scarpe et plus au nord en Belgique. De manière inductive, nous considérons que la partie centrale de la plaine représente de bonnes conditions pour ce type d'enregistrement. Il convient d'être particulièrement attentif à cette possibilité dans les futures prospections archéologiques. Si l'hypothèse était vérifiée, le secteur présenterait un fort potentiel de conservation de gisements du Paléolithique supérieur et du Mésolithique.

3. Le bassin de la Deûle

Le bassin de la Deûle est actuellement l'un des mieux exploré, quoique les observations soient inégalement réparties. Quelques opérations « clefs » permettent de reconstituer l'histoire de la rivière : Lambersart « Les conquérants », Lille « Rue Hegel », Houplin-Ancoisne, Douvrin et Billy-Berclau, le marais de Dourges (« Delta 3 »).

Une morphogenèse importante (incision et élargissement de la vallée) intervient à partir du Saalien dans la section aval. Elle participe à la constitution de la vallée flamande dont la Deûle aval est une des extrémités amont. La répétition du phénomène au Weichselien et les comblements fluvio-éoliens postérieurs expliquent la morpho-stratigraphie de ce secteur, avec une double incision sur la craie et un remblaiement quaternaire de l'ordre de 20 mètres (Lambersart, Lille « rue Hegel »). Cette géométrie avait déjà été soulignée en leurs temps par messieurs Ladrière et Gosselet. Elle autorise des enregistrements depuis l'Eemien (l'Eemien est soupçonné dans des sondages géotechniques et le Début Glaciaire a été mis en évidence à Lambersart). Si les grandes lignes de la stratigraphie sont établies, son détail nous échappe encore.

La vallée de la Deûle peut être prise comme modèle d'une petite vallée du Pléniglaciaire en zone loessique. Au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien, un réseau fluvial extensif se développe sur l'ensemble du bassin (jusque très en amont dans la Gohelle, cf. observation d'Avion), probablement grâce à la présence d'un pergélisol continu. Il tend à avoir une action érosive sur l'ensemble du bassin et participe à la deuxième amorçe du percement du Mélantois (perçement toujours non conclu, mais soyons patients). La même activité fluviale développe de vastes glacis (de type *cryopediments*) sur les versants sableux. À la fin du Pléniglaciaire supérieur, vers 22 ka, la compétence de la rivière chute brusquement

(changement climatique et fonte du pergélisol ?). La sédimentation devient fluvio-éolienne puis majoritairement éolienne sur une grande partie du bassin. Le réseau hydrographique se contracte et seule la partie aval garde un modelé fluvial marqué (encaissement de « type Lys ») dans une plaine en remblaiement.

Les modelés hérités de phase fluvio-éolienne et éolienne de la fin du Pléniglaciaire ont permis le développement de zones lacustres et palustres qui ont été le siège d'une sédimentation originale au Tardiglaciaire (Dourges). Il n'y a aucune raison que le « marais de Dourges » soit un cas unique. Le déficit de gisements du Tardiglaciaire relève à notre avis d'un problème de reconnaissance. Celle-ci devrait désormais être un objectif lors de tout sondage en zone basse, même éloignée du réseau hydrographique.

En parallèle aux zones lacustres et palustres du Tardiglaciaire, l'activité fluviale contemporaine est connue principalement par le transect d'Houplin-Ancoisne « Station d'épuration ». Le système méandrique est probablement issu de la phase d'incision du début du Tardiglaciaire. Il sera par la suite plus ou moins suivi par la rivière holocène. De multiples indices (Lille « Riviérette », Houplin-Ancoisne « Le marais de Santes » et « Station d'épuration ») montrent que l'histoire holocène de la rivière est complexe, avec des phases érosives intra-Holocène (fin Atlantique et époque romaine ?) dont nous ne connaissons pratiquement rien. La forte activité fluviale à l'époque romaine avait déjà été remarquée par Jules Ladrière.

Dans la vallée de la Deûle comme partout ailleurs, les occupations humaines doivent être considérées à travers le système morpho-sédimentaire. Ce dernier éclaire bien souvent les choix d'implantation (exemple du site de Lille) et les possibilités de conservations.

4. Le bassin de la Marque

Le bassin de la Marque est peu exploré. Nous pouvons toutefois percevoir une histoire proche de celui du bassin de la Deûle. Une forte activité fluviale s'est probablement exercée au Pléniglaciaire jusque dans les parties les plus amont (ravin fossile de Mérignies) et a participé à la constitution de la vallée flamande (section aval de la Marque). Le secteur aval s'oppose actuellement au secteur amont dont le réseau hydrographique est indigent : celui-ci a peiné à réémerger du colmatage fluvio-éolien massif de la

fin du Pléniglaciaire. Le bassin amont de la Marque a peut-être été dépourvu de réels écoulements concentrés pendant certaines périodes du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ceci n'exclut en rien une sédimentation et peut-être même une sensibilité plus forte aux variations environnementales. Quelles surprises (stratigraphiques et archéologiques) peuvent donc encore receler les vastes marais du bassin de la Marque ?

5. Le bassin frontalier de l'Escaut

Le versant ouest de l'Escaut commun à la France et à la Belgique présente la même disposition morphostratigraphique que celui de la Deûle dans la région de Lille : une incision suivie d'un fort remblaiement fluviale masqué par des apports éoliens loessiques massifs. La connexion parfois envisagée dans la littérature entre Marque et Escaut n'existe pas (ou, à la rigueur, il s'agit d'une anticipation : laissons les prochaines phases d'incision assaillir le petit interfluve sableux qui les sépare).

6. Le bassin de la Scarpe-*Scarbus*

Conforme à la structure, le bassin de la Scarpe-*Scarbus* se définit essentiellement par sa vaste dépression centrale : la plaine de la Scarpe. L'érosion des sables éocènes en limite des hauts et bas-pays suffit à en expliquer la genèse, en dehors de tout réseau fluviatile d'importance.

Soumis, comme le reste de la région à une forte activité fluviatile au Weichselien, la plaine a toutefois permis la conservation exceptionnelle de dépôts fluviatiles de l'Eemien à faible profondeur (découverte récente de Waziers). Cette conservation peut s'expliquer par l'amplitude du fond de vallée et la relative modestie des cours d'eau. Dans ces conditions, des possibilités de conservation existent et dépendent directement des évolutions de détail de la paléogéographie (une défluviation probable en bordure de plaine dans le cas de Waziers). Le fait ouvre des perspectives sur d'éventuelles conservations sporadiques dans la plaine non seulement de dépôts de l'Eemien, mais aussi de diverses périodes du Weichselien : ne pourrait-il y avoir, de même, des cas d'alluvions préservées du Début Glaciaire ou de phases anciennes du Pléniglaciaire ? Toutefois, là encore nous nous heurtons à une relative méconnaissance du détail stratigraphique, faute d'observations directes et de datations suffisamment nombreuses.

Toujours est-il que l'essentiel des dépôts est hérité du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Ils sont issus d'une activité fluviatile qui s'est développée sur l'ensemble de la plaine. Cette dernière a permis l'établissement d'un vaste glacis dans la partie nord de la plaine grâce à l'abondance du matériel sableux issu de la Pévèle. À la fin du Pléniglaciaire supérieur, la plaine, comme l'ensemble de la région, est soumise à une sédimentation éolienne. Un réseau hydrographique perdure dans l'axe de drainage principal. Seule la partie ouest de la plaine est couverte de loess. Un phénomène dunaire existe dans le reste de la zone, avec souvent une association entre sable et loess. La zone en bordure de l'Ostrevant est alimentée en carbonate et les dépôts sont très calcaires (contrairement au reste de la plaine). Les nombreuses formes fluviatiles (vastes méandres) perçues sur le lidar Scarpe étaient jusqu'à maintenant à peine soupçonnées. Elles sont probablement issues d'une activité fluviale Pléistocène mais ne sont pas

formellement datées. Leur exploration et leur datation devraient désormais constituer une priorité de la recherche sur le Quaternaire régional. Toutefois, ici aussi, il conviendrait de ne pas attendre la découverte d'un gisement archéologique pour se mettre au travail, ce milieu étant peu favorable à la conservation des sites. Nous devrions envisager la mise en place d'un programme de recherche sur la problématique qui pourra éventuellement être déployé à la faveur des opérations archéologiques.

Au Tardiglaciaire et à l'Holocène, les modelés hérités forment le cadre du nouveau réseau hydrographique. Les interstades tempérés, une nappe basse et une ré-incision des cours d'eau ont permis une décarbonatation profonde des dépôts. Le détail des comblements des chenaux contemporains nous est méconnu : seul le ruisseau de Coutiches bénéficie de transects. Le MNT issu du lidar est également prolixe à son sujet et permet de percevoir de multiples défluviations. Le fait pourrait être particulièrement intéressant puisque chaque cours abandonné devrait être composé, selon toute vraisemblance, de dépôts liés à une phase d'activité puis d'un comblement fin enregistrant le détail de l'environnement contemporain. Le repérage et l'étude systématique des différents cours permettraient, à terme et par recoupement, de reconstituer l'histoire détaillée des environnements locaux du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Il s'agit là d'un objectif à long terme qu'il faudrait alimenter sans plus tarder. Il est probable que le « courant de l'Hôpital » se comporte de la sorte, à son entrée dans la plaine. L'Elnon, par contre, semble plus contraint dans un lit majeur hérité du Pléistocène supérieur.

La découverte d'un travertin daté du Bølling à Sin-le-Noble nous interroge sur le potentiel d'enregistrement des dépressions de la zone loessique occidentale de la plaine. Là encore, il est très probable que se soit développé un enregistrement lacustre et palustre au Tardiglaciaire, avec le potentiel archéologique associé. Désormais, il serait essentiel de sonder ces zones avec l'objectif d'y trouver des gisements du Paléolithique supérieur et de mettre en évidence l'évolution de leur environnement. Il est probable qu'un modelé hérité ait joué le même rôle dans la partie sableuse de la plaine et qu'un enregistrement contemporain soit conservé sous des dépôts éventuellement peu épais de l'Holocène.

Un autre dépôt travertineux, beaucoup plus tardif, a été mis en évidence dans le méandre de Vred (un des avatars du ruisseau de Coutiches). Il s'agit, selon toute vraisemblance, d'une sédimentation liée à la capture anthropique médiévale de Vitry-en-Artois et de l'érosion corollaire du substrat crayeux. Il est probable que le caractère calcicole de la tourbière de Vred (classée réserve naturelle régionale) ait la même origine et résulte d'une inondation des secteurs bas de la plaine suite à l'arrivée des eaux et des sédiments carbonatés.

D'une manière générale, nous devons essayer d'augmenter le corpus de données sur la plaine, très pauvre malgré un potentiel paléo-environnemental et archéologique considérable. Le transect du gazoduc et la découverte de Waziers ne sont que les prémices du travail qui reste à mener selon trois perspectives :

- la plaine ante-Pléniglaciaire (étude du témoin eemien de Waziers, recherche d'autres dépôts de l'Eemien, essai de discrimination supérieure dans le corps sédimentaire et distinction d'éventuels niveaux du Début Glaciaire, du Pléniglaciaire inférieur et moyen) ;

- la plaine Pléniglaciaire, avec en particulier le chantier prioritaire de l'exploration et de la datation des modelés fluviaux et éoliens visibles sur le MNT issu du levé lidar ;

- la plaine Tardiglaciaire-Holocène, avec l'exploration des dépressions fermées et le recoupement et la datation des réseaux hydrographiques, à commencer par la Scarpe elle-même, dont (nous le rappelons) nous ne connaissons presque rien.

7. Le bassin de la Sensée-Satis

Le bassin de la Sensée-Satis est le parent pauvre de notre étude. Nous n'y avons fait que de rares incursions mais toujours pour observer des accumulations sédimentaires épaisses à dominante tourbeuse (Sensée) ou travertineuse (Agache). Nous avons l'image d'une vallée tourbeuse comparable à celle de la Somme, avec un fort potentiel d'enregistrement holocène

dans un secteur par ailleurs riche d'occupations au moins depuis le Néolithique. À ceci s'ajoutent les problématiques propres à la capture de Vitry : quel effet sur le système aval ? Notre silence apparent sur le bassin n'est certes pas le signe d'un désintérêt, mais bien celui d'une méconnaissance, à notre grand dépit. Qui ne sait se taire ne sait dire.

8. Le bassin de l'Escaut et affluents de rive droite

Après la vallée de la Deûle, le bassin de l'Escaut est probablement le plus exploré, surtout dans la région de Valenciennes. Toutefois, rapportées à sa superficie et à ses nombreux affluents, les informations sont indigentes et nous n'avons là aucune matière à pavoiser. Aussi nous nous bornerons à un silence prudent concernant la majeure partie du bassin amont et la plupart des affluents de rive droite, tout en appelant de nos vœux quelques bons transects bien menés. En effet, le transect de la Rhonelle à Famars illustre toute la complexité que peuvent receler ces petites vallées encaissées.

D'une manière générale, l'Escaut lui-même, jusqu'à Valenciennes, et ses affluents présentent le même contexte que les cours d'eau du nord du Bassin parisien : fond de vallée étroit et encaissé avec une nappe graveleuse de fond. Une observation à Poix-du-Nord dans le bassin amont permet toutefois de soupçonner des conservations plus complexes au Pléistocène supérieur faisant intervenir des progradations de versants loessiques sur les fonds de vallée. La problématique est encore à défricher.

Nous savons par quelques sondages depuis la région de Bouchain jusqu'à Valenciennes que l'Escaut bénéficie au cours de l'Holocène d'un épais comblement travertineux et tourbeux. Une analogie avec la Sensée ou la Somme peut être suggérée. Il n'est pas évident que le phénomène soit identique dans les petites vallées affluentes (*cf.* Rhonelle).

En aval de Valenciennes, la vallée s'ouvre en une vaste plaine où confluent l'Escaut, la Haine et l'Hogneau. Nous connaissons indirectement (à travers les sondages géotechniques) la présence d'un vaste complexe de nappes de silex. Au sud de la plaine, sous une épaisse couverture loessique, il semble légèrement étagé et issu de l'Hogneau. Dans la plaine, le complexe est alimenté par l'Escaut et l'Hogneau (annexe 4). Probablement issu de plusieurs cycles climatiques pléistocènes, il y est interstratifié sous quelques dépôts lités comparables à ceux de la Deûle ou de la Scarpe. Ces derniers sont attribuables à la fin du Pléniglaciaire weichselien (Fresnes-sur-Escaut, Saint-Saulve).

Les bordures de la plaine ont vraisemblablement été le siège de dépôts sableux à la fin du Pléistocène supérieur. La supposition n'est étayée que par quelques indices (Beuvrages, Vicq, Saint-Saulve). Nous parions sur un phénomène similaire, mais plus massif, dans la région d'Hergnies en aval de Condé.

Les dépôts fluviaux du Tardiglaciaire sont bien représentés dans l'Escaut (Haulchin, Bruay-sur-l'Escaut) et dans ses affluents (Rhonelle à Famars, Hogneau à Crespin), mais restent méconnus. À Bruay-sur-l'Escaut, la présence d'un sol Allerød (avec une occupation du Paléolithique supérieur) concorde avec les synthèses de l'évolution tardiglaciaire des cours d'eau dans le Bassin parisien. À Crespin, un chenal du Tardiglaciaire partiellement observé semble avoir un comblement rapide à la limite entre le Bølling et l'Allerød. D'une manière générale, il est probable que l'Hogneau entrant dans la plaine de confluence ait, à l'image du ruisseau de Coutiches dans la plaine de la Scarpe, subi des défluviations répétées au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Dans ce cas, la monotonie de la plaine dans son secteur frontalier pourrait masquer une série de chenaux rapidement comblés avec un enregistrement paléoenvironnemental détaillé.

Comme la partie amont, la plaine de confluence est largement remblayée par des dépôts tourbeux et travertineux au cours de l'Holocène. Le petit appendice du marais de Crespin est également tourbeux et travertineux

(dépôts connus par les sondages géotechniques, *cf.* annexe 4). Il s'agit peut-être d'une extension de cette plaine entre versant limoneux et dépôt sableux (Vicq). Exempt de tout cours d'eau important, il a pu développer un enregistrement sédimentaire intéressant que nous serions curieux de sonder.

Vers la fin de l'Atlantique, la tourbification ralentit dans la vallée de l'Escaut, voire cesse, et un nouveau système chenalisé se met en place (suite à une évolution sur le long terme vers un climat plus humide marqué régionalement par quelques crises ?). Depuis, le tracé naturel du lit mineur de l'Escaut semble avoir été figé et n'a que très peu évolué (*cf.* observations de Rouvignies et Haulchin). Dans la région de la plaine de confluence, le nouveau tracé longe résolument le versant est (Bruay-sur-l'Escaut, Fresnes-sur-Escaut) et, curieusement, n'incise pas la vaste tourbière du centre de la plaine de confluence mais les dépôts limoneux lités de la fin du Pléniglaciaire weichselien. Il se pourrait qu'en raison de la croissance de la tourbière, celle-ci ait favorisé un nouveau tracé vers les zones périphériques alors plus basses. Le complexe tourbeux aujourd'hui fréquemment enfoui sous les limons de débordement semble en effet avoir subi un tassement important à une époque relativement récente (depuis le Subatlantique ?) (*cf.* Rouvignies-Haulchin). Une phase de forte activité hydrologique semble être associée à l'Antiquité (2^e siècle ap. J.C. ?) avec des dépôts grossiers dans les lits mineurs (Escaut à Rouvignies, Rhonelle à Famars). Elle est conforme à des éléments similaires connus dans la région (et en premier lieu les observations de Jules Ladrière). Toutefois, dans la vallée de l'Escaut, elle ne se traduit que par des dépôts d'inondation modérés dans le fond de vallée. D'une manière générale, l'apport limoneux qui aujourd'hui nappe tous les fonds de vallée (1 m dans la vallée de l'Escaut, souvent beaucoup plus dans les vallées affluentes, *cf.* Rhonelle ou Selle) semble ne s'être développé que tardivement à partir de l'époque médiévale (Rhonelle à Famars, Rouvignies-Haulchin, Valenciennes « le Vignoble » avec, dans ce dernier cas des apports colluviaux massifs *post-quem* haut Moyen Âge en pied de versant). Le phénomène résulte probablement de modifications d'usage des terres sur le bassin versant avec des inondations amplifiées par le tassement des tourbes. Cette vision n'est toutefois étayée que par quelques rares sites mal datés et ne prend pas en compte d'éventuels phénomènes de stockages intermédiaires. Toute réductrice qu'elle soit, elle reflète l'état de notre connaissance. Partant de bien bas, celle-ci ne pourra que s'améliorer...

Conclusion

Le Nord, « Terre de contrastes... »

Le bassin français de l'Escaut est une terre de contrastes. En premier lieu, il appartient à deux domaines morpho-structuraux bien distincts : les plateaux du Bassin parisien au sud (le haut-pays) et les plaines du bassin belgo-néerlandais au nord (le bas-pays). La transition de l'un à l'autre est souvent rapide : au pied d'un versant ou à la faveur d'un élargissement de vallée, nous passons d'un monde à l'autre.

Le système morpho-sédimentaire associé à chacun de ces domaines est également distinct. La rapidité du passage d'un système morpho-sédimentaire à l'autre est un indice de la prépondérance de la morphologie sur le bilan de l'enregistrement sédimentaire.

Le système morpho-sédimentaire du bas-pays présente un contraste remarquable entre l'ampleur des plaines et des vallées (souvent d'origine structurale) et la taille (parfois dérisoire) des cours d'eau qui les traversent. Ce déséquilibre renforce les possibilités d'enregistrements sédimentaires. Plus au sud, ils peuvent être moins bien conservés en raison d'un confinement dans des vallées encaissées et, plus au nord, en raison du développement de grands systèmes fluviaux.

Le bas-pays appartient indéniablement par ses caractéristiques morphologiques aux vastes plaines du Nord de l'Europe. Toutefois, il s'en distingue par son appartenance à la zone loessique. Un peu plus loin, en Belgique, les étendues limoneuses cèdent la place aux étendues sableuses. Ce contraste textural contribue, au moins depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, à favoriser des enregistrements sinon originaux, du moins de bonne qualité.

Apports

Système morpho-sédimentaire, taille limitée des cours d'eau, appartenance à la zone loessique : autant de paramètres qui font du bas-pays une région particulièrement favorable aux enregistrements du Pléistocène et de l'Holocène. Pourtant, malgré des premières observations précoces (Ladrière, 1881) et quelques travaux qui illustrent tout le potentiel de la région, tels Warneton (Paepe et Vanhoorne, 1967) ou Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996), les fonds de vallée du bassin de l'Escaut n'ont que peu profité du renouveau des recherches sur le Quaternaire, comme a pu le remarquer Jean Sommé dans un inventaire des unités lithostratigraphiques régionales (Sommé, 2013).

Fort d'une expérience de terrain et d'une accumulation de données acquises dans le cadre de l'archéologie préventive, nous nous sommes lancés dans la synthèse chronostratigraphique et paléoenvironnementale des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut. À l'issue de ce travail nous voulons insister sur les quelques points suivants (qui sont détaillés dans des conclusions partielles dans le corps du mémoire : dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien à la page 367, dépôts du Pléniglaciaire weichselien à la page 483, dépôts du Tardiglaciaire et de l'Holocène à la page 530) :

- La lithostratigraphie des fonds de vallée s'articule autour d'héritages omniprésents du Pléniglaciaire supérieur, à savoir une activité fluviale extensive érosive suivie d'une rétractation et d'un envahissement éolien massif, loessique, des fonds de vallée. La corrélation avec les systèmes de versant et de rares datations permettent de situer le changement aux environs de 22 ka.

- Pour les périodes antérieures au Pléniglaciaire, nous constatons la présence locale de dépôts isolés à quelques mètres de profondeur sous la couverture fluvio-éolienne Pléniglaciaire (Eemien, exemple de Waziers ; Début Glaciaire, exemple de Lambersart). Ils peuvent également s'accumuler sur plus de 20 mètres dans la vallée flamande (Saalien probable - Eemien, Weichselien : exemple d'Erquinghem-sur-la-Lys).

- Le contraste de cette relative bonne conservation depuis le Saalien avec la quasi non-conservation des dépôts quaternaires anciens (à l'exception des accumulations graveleuses en bordure sud du bas-pays et de parcimonieuses formations résiduelles sur les interfluves) permet d'envisager à la fois un bilan surcorrectif du bas-pays proche de la neutralité sur le long terme et la relative jeunesse de la vallée flamande. Il indique également le caractère atypique des derniers cycles Glaciaires dans la région, tant d'un point de vue sédimentaire (arrivée massive de loess) que morphogénétique (extension rapide et non achevée de la vallée flamande). Le tout renvoie à l'évolution paléogéographique du bassin de la mer du Nord depuis le Saalien.

- Les héritages du Pléniglaciaire sont prépondérants en fond de vallée avec des accumulations loessiques et des modelés hérités (traces de chenaux, dunes). Ils impliquent l'existence dans le bas-pays de systèmes lacustres et palustres au Tardiglaciaire à l'exemple du « Marais de Dourges ».

- Le « Marais de Dourges » offre un enregistrement détaillé du début du Bølling au début du Dryas récent, complémentaire de celui d'Houplin-Ancoisne (comblement Dryas récent en chenal). Dourges et Houplin-Ancoisne sont proposés comme stratotypes.

- Des subdivisions du Dryas récent sont proposées, avec un début de période froide et sèche (11,0 ka BP), puis des conditions très froides en limite de l'établissement d'un pergélisol (une occurrence), suivi d'une déstabilisation des versants puis d'une activité fluviale régulière (10,7-10,4 ka BP). La fin de la période est particulièrement sèche.

- Nous percevons une subdivision de l'Holocène avec dans un premier temps un colmatage organique des fonds de vallées, puis à partir de la fin de l'Atlantique et au début du Subboréal, des réincisions en chenal. L'évolution n'est pas strictement synchrone dans toutes les vallées. Quelques phases de fortes activités sont enregistrées (vers 3 ka BP ?, vers le 2^e siècle apr. J.-C. ?). Un dépôt massif de limon d'inondation intervient dans certaines vallées à partir du Moyen Âge.

Limites et perspectives

Surreprésenté dans la lithologie, le Pléniglaciaire weichselien manque cruellement de datations qui permettraient de présenter une chronostratigraphie solide. À l'exception d'un chantier en cours d'exploration (Waziers), les périodes les plus anciennes ne bénéficient pas d'études nouvelles. Tout au plus confirmons-nous le fort potentiel de la vallée flamande pour les enregistrements eemiens. Quant aux périodes les plus récentes (Tardiglaciaire-Holocène), les données sont abondantes mais fragmentaires (peu de transects complets de vallée). Leur synthèse, en particulier sur l'Holocène, s'avère encore hasardeuse.

A notre avis, le travail accompli cerne l'étendue d'une méconnaissance plus qu'il ne la comble. Il suscite de nouvelles questions. Plus qu'un aboutissement, ce mémoire nous paraît être l'amorce d'une nouvelle étape d'une recherche inaugurée par Ladrière en 1881. Nous l'appelons de nos vœux et l'espérons fructueuse, en proposant les perspectives de recherches suivantes :

- étude du gisement eemien de Waziers (en cours),
- retour sur le stratotype de Warneton,
- exploration de la vallée flamande, par transects géophysiques puis par carotages,
- exploration des modelés fluviaux et éoliens de la plaine de la Scarpe,
- datations plus fréquentes du Pléistocène rencontré en fond de vallée (confirmation de la chronologie de l'invasion éolienne, détection de probables conservations d'alluvions antérieures au Pléniglaciaire supérieur),
- étude stratigraphique systématique des projets d'aménagement linéaires qui recoupent les vallées et les axes hydrographiques,
- nécessité d'une vigilance accrue dans toutes zones basses de fond de vallée (détection de sites lacustres du Tardiglaciaire).

Certains de ces points sont accessibles dans le cadre de l'activité archéologique préventive. D'autres nécessitent des moyens spécifiques, notamment dans le cas de l'exploration de la vallée flamande ou de datations OSL plus systématiques.

Conclusion

The north of France, "A land of contrasts ..."

The French catchment of the Scheldt river is a land of contrasts. First, it belongs to two distinct morpho-structural domains: the plateaus of the Paris basin to the south (the high country) and the plains of Belgian-Dutch basin to the north (the low country). The transition from one to the other is often abrupt : at the foot of a slope or in a broadening of a valley, we pass from one world to another.

The morpho-sedimentary systems associated to each domain are also distinct. The passage from one system to another is an indication of the predominance of the morphology over the sedimentary record.

The morpho-sedimentary system of the low country itself presents a remarkable contrast between the magnitude of the plains and valleys (often of structural origin) and the size of the streams (sometimes miniscule). This contrast increases the potential of the sedimentary record in this area. Farther south, it may be less well preserved due to confinement in entrenched valleys, and further north, due to the development of larger river systems).

The low country belongs, by its morphological characteristics, to the vast plains of northern Europe. It is however distinguished by being in the loessic zone. A little farther into Belgium the silty expanses give way to sandy ones. This textural contrast has favoured, at least since the end of the Weichselian Pleniglacial, if not unique, at least exceptionally good quality records

Contributions

The Morpho-sedimentary system, the limited size of streams, belonging to the loess area: all these parameters make the low-country a particularly favorable region for Pleistocene and Holocene records. Yet despite early observations (Ladrière 1881) and a few later works that illustrate the potential of the region, such as at Warneton (Paepe and Vanhoorne, 1967) or Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé et al., 1996), the valley bottoms of the Scheldt river catchment have little benefitted from the renewal of Quaternary research, as noted by Jean Sommé in an inventory of regional lithostratigraphic units (Sommé, 2013).

With a wealth of field experience and the accumulation of data acquired in the field of preventive archeology, we venture a synthesis of the chronostratigraphy and palaeoenvironments of the valley bottoms of the French Scheldt river catchment. As an outcome of this current work we highlight the following points (detailed in partial conclusions in the text: deposits anterior to Weichselian Pleniglacial on page 367, the Pleniglacial Weichselian deposits on page 483, Lateglacial and Holocene deposits on page 530):

- The lithostratigraphy of the valley bottoms are centered around omnipresent inheritances of the Weichselian Upper Pleniglacial , i.e. extensive erosive fluvial activity followed by a retraction and a massive aeolian loessic input in the valley bottoms. Correlation with slope systems and the rare dates allow us to place the change around 22 ka.

- For periods anterior to the Pleniglacial, we note the local presence of isolated deposits a few meters below the Pléniglacial fluvio-aeolian cover (Eemian, in the Waziers example; Early Glacial, in the Lambertsart example). They may account for more than 20 meters of accumulation in the Flemish valley (probably Saalian as well as Eemian and Weichselian: the Erquinghem-sur-la-Lys example).

- The contrast between this relatively good conservation postSaalian with the near absence of early Quaternary deposits (except

gravel accumulations on the southern edge of the low country and sparse residual formations on the interfluvia) allows consideration of a near neutral surrective balance in the low country during a long time span and the relative youth of the Flemish Valley. It also shows the unusual nature of the last two Glacial cycles in the region, both from a sedimentary (massive loess input) and morphogenetic point of view (rapid unfinished expansion of the Flemish valley). Both influenced by the paleogeographic evolution of the North Sea basin since the Saalian.

- Inheritances of the Pleniglacial are predominant in the valley bottoms with loess accumulations and inherited landforms (traces of channels, dunes). They imply the existence of lakes and wetland systems during the Lateglacial, based on the example of the "Marais de Dourges".

- The "Marais de Dourges" provides a detailed record of the early Bølling to early Younger Dryas period. It is complementary to that of Houplin-Ancoisne (Younger Dryas infilling of a channel). Dourges and Houplin-Ancoisne are proposed as stratotypes.

- Subdivisions of the Younger Dryas are proposed, with an early cold and dry period (11.0 ky BP), then very cold conditions at the limit of the establishment of permafrost (one case), followed by a destabilization slopes and then of a regular fluvial activity (10.7 to 10.4 ky BP). The end of the period is particularly dry.

- We note a subdivision in the Holocene with an initial organic infilling of the valley bottoms, followed by channel incision from the end of the Atlantic and early Subboreal. This evolution is not strictly synchronous in all the valleys. Phases of high activity are recorded (around 3 ky BP? and about the 2th century A.D.?). Massive deposition of flood silt occurs in some valleys since the Middle Ages.

Limits and perspectives

Overrepresented in the lithology, the Weichselian Pleniglacial is in dire need of dates that would support a solid chronostratigraphy. With the exception of a work in progress (Waziers), the oldest periods have not benefitted from new studies. At most, we confirm the high potential of the Flemish Valley for Eemian records. For more recent periods (Lateglacial-Holocene), the data are abundant but fragmentary (few complete valley transects). Their synthesis, particularly for the Holocene remains problematic.

In our opinion, the work to date highlights the extent of our ignorance more than it fills the void. It raises new questions. Rather than being a conclusion, this dissertation marks the beginning of a new stage in the research inaugurated by Ladrière in 1881. We wish for and hope that it will be fruitful. To this end we suggest the following research prospects:

- study of the Eemian deposits in Waziers (in progress)
- verification of the Warneton stratotype,
- exploration of the Flemish Valley, by geophysical transects followed by cores,
- exploration of fluvial and aeolian landforms in the Scarpe river plain,
- additional dates of Pleistocene deposits encountered in the valley bottoms (confirmation of the chronology of the aeolian input and detection of probable pre- Pleniglacial alluvia),
- systematic stratigraphic studies along linear projects crossing valleys and streams,
- increased vigilance in depression zones of the valley bottoms (detection of Lateglacial lakes).

Some of these issues may be addressed within the context of preventive archaeological activity. Others will require allocation of specific resources (particularly in the case of transects of the Flemish Valley or systematic OSL dating).

Annexes : Présentation générale

Les annexes portent sur :

- annexe 1, la base de données de l'auteur ;
- annexe 2, la liste et le traitement des sondages géotechniques BSS utilisés sur la plaine de la Lys ;
- annexe 3, des données inédites sur le Quatenaire de la plaine de la Lys, aimablement fournies par Jean Sommé ;
- annexe 4, la liste et le traitement des sondages géotechniques BSS utilisés sur la plaine de confluence Escaut/Haine ;
- annexe 5, le détail du « parcours doctoral ».

Le mémoire est accompagné d'une annexe électronique qui contient, en particulier l'ensemble, des données recueillies par l'auteur, lesquelles ne pourraient trouver place dans le mémoire sous sa version papier. Les présentes annexes ne présentent donc qu'une partie des éléments.

	version papier	version électronique (DVD ou contact auteur)
annexe 1 : BDL, base de données « Laurent Deschodt »		
1A – Présentation	présent	PDF
1B – Feuille tableur	absent	XLS
1C – Données PDF	absent	répertoire avec plusieurs PDF
annexe 2 : Sondages géotechniques « plaine de la Lys »		
2A – Présentation	présent	PDF
2B – Feuille tableur	absent	XLS
annexe 3 : Données inédites sur la plaine de la Lys		
3A – Présentation	présent	PDF
3B – Localisation	présent	XLS
3C – Données	présent	PDF
annexe 4 : Sondages géotechniques « plaine de confluence Escaut-Haine »		
4A – Présentation	présent	PDF
4B – Archivage électronique	absent	FM3 / XLS / PDF
annexe 5 : Parcours doctoral		

Table 53 / Annexes - contenu de la version papier et électronique

rubrique	descriptif
LD	format NOMBRE / numéro de l'observation ponctuelle, de 1 à n une opération archéologique peut être décomposée en plusieurs observations ponctuelles
X L93	format NOMBRE / coordonnée longitudinale en mètres, système Lambert 93
Y L93	format NOMBRE / coordonnée latitudinale en mètres, système Lambert 93
Z	format NOMBRE / altitude en mètres NGF IGN 69 si non renseigné, la valeur est 999
ref pt	format TEXTE / référence, abréviation ou désignation du point d'observation dans le cadre d'une opération (exemples : sondage 1, SP3, log 5, TR7, géotech 11...)
commune	format TEXTE / nom de la commune
année	format NOMBRE / année de l'observation, de la programmation, du rendu de rapport ou de l'article
code inrap 1	format TEXTE / code administratif de l'opération archéologique sous la forme : GA ou GB+numéro
code inrap 2	format TEXTE / code administratif de l'opération archéologique sous la forme D ou F+numéro
code 3	format TEXTE / autre(s) code(s) d'opération (SRA, AFAN, autre opérateur...)
lieu	format TEXTE / lieu-dit ou désignation de l'opération
centroïde	format NOMBRE / valeur logique 0 ou 1, avec 0 = faux et 1 = vrai Si valeur = 0, les coordonnées indiquées sont les coordonnées propres de l'observation. Si valeur = 1, les coordonnées sont celles du centroïde de l'opération ou d'un groupe d'observations. L'utilisation du centroïde s'avère nécessaire quand les observations liées à une opération ne sont pas clairement indiquées dans les documents (absence de coordonnées, absence de report sur un plan masse). Il a aussi parfois été préféré lors du dépouillement pour gagner du temps (et éviter un géoréférencement chronophage de chaque point d'observation). Dans ce cas la précision peut être améliorée en se référant aux documents.
Dxy	format NOMBRE / « delta xy », estimation en mètres de la précision des coordonnées planes. Le delta xy permet soit d'indiquer le rayon de répartition des observations par rapport à un centroïde soit de relativiser la précision de la localisation d'une observation (en particulier dans le cas de géoréférencement <i>a posteriori</i> ou de documents difficiles à géoréférencer).
Dz	format NOMBRE / « delta z », estimation en mètres de la précision d'altitude
perso	format NOMBRE / Si valeur = 1, l'observation a personnellement été effectuée par Laurent Deschodt Si valeur = 2, l'observation a été effectuée par une tierce personne

Table 54 / Annexe 1 - liste des rubriques utilisées dans la BDL (partie 1 sur 2)

Annexe 1 – « BDL D »

(base de données Laurent Deschodt)

1A - Présentation

La rédaction de la thèse a été l'occasion de créer une liste géoréférencée des observations personnelles avec les principes suivants :

- a) chaque point d'observation constitue une entrée dans la base numérotée entre 1 et n,
- b) chaque entrée comporte des coordonnées X / Y,
- c) chaque entrée renvoie à un document brut.

Il s'agit donc d'une base de données descriptive dans le but de garder en mémoire et de localiser le maximum d'informations telles qu'elles ont été collectées au fil des années. Chaque utilisateur est libre ensuite d'y extraire des informations et d'y appliquer une grille d'analyse interprétative. Le géoréférencement systématique et le lien vers une donnée brute (en général convertie au format PDF) permettent d'utiliser la base de données dans un système d'information géographique.

La base de données tend à l'exhaustivité dans le cas des données personnelles de l'auteur. Elle dépasse donc largement la zone d'étude de la thèse (figure 1). Elle s'ouvre également à des données de tierces personnes (observations, rapports, articles, sondages géotechniques...) tout en gardant une numérotation continue. La base est nommée en abrégé BDL D pour « Base de Données de Laurent Deschodt ». Elle est amenée à évoluer et à s'enrichir. Les versions distribuées et rendues publiques sont numérotées et datées sous le format « BDL D_numéro de version_année_mois ». La version associée au présent mémoire est nommée BDL D_V2_2014_06. Elle est distribuée sous forme d'une feuille de tableur Excel (XLS), d'une part, et d'une série de documents PDF, d'autre part. La feuille XLS comporte les rubriques décrites dans les tables 2 et 3.

1B – Feuille tableur

cf. annexe électronique, BDL D_V2_2014_06.xls (environ 2,5 Mo).

1C – Données PDF

cf. annexe électronique, répertoire BDL D_PDF (environ 1,9 Go).

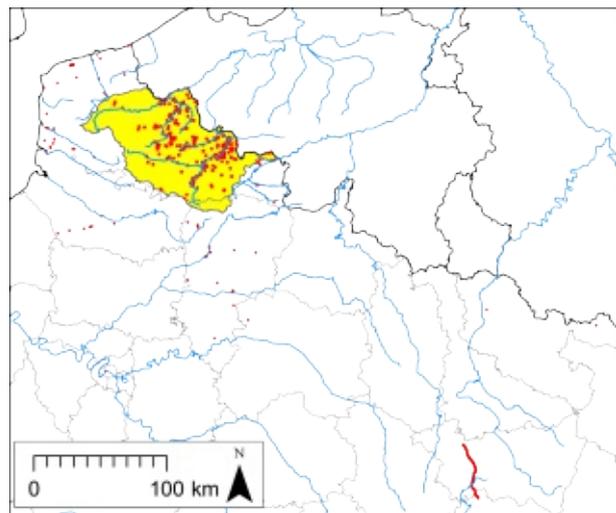


Figure 349 / Annexe 1 : localisation des observations enregistrées dans la BDL D_V1 (octobre 2013)

nature	<p>format TEXTE / indication de la nature de l'observation, avec les valeurs suivantes possibles :</p> <ul style="list-style-type: none"> - « puits pelle mécanique » = profil de terrain obtenu par le creusement d'un puits à la pelle mécanique - « tarière manuelle » = profil de terrain obtenu par l'utilisation d'un carottier russe, d'une tarière ou d'une gouge manuelle - « coupe » = levé détaillé d'une coupe de terrain - « tranchée sondage » = profil de terrain obtenu par lecture d'une paroi de tranchée de sondage dans le cadre d'une opération archéologique - « tarière mécanique destructive » = profil de terrain obtenu à la tarière mécanique utilisée sous le contrôle d'archéologues - « sondage carotté » = profil de terrain obtenu par carottage mécanique effectué sous le contrôle d'archéologues - « décapage » = observation des affleurements sur un décapage archéologique ou dans les parois de structures archéologiques - « berme » = profil de terrain sur berme ou limite de décapage après un décapage archéologique - « mixte » = observation relevant de plusieurs méthodes, en contexte archéologique (exemple : tarière manuelle dans le fond d'un sondage en puits, se référer aux documents pour plus de détails) - « observation en carrière » = levé d'un front de carrière, provient en général d'une source bibliographique - « observation affleurement hors carrière » = observation opportuniste d'un affleurement, hors carrière ou contexte archéologique - « BTP_surveillance/obs chantier » = observation d'affleurements ou d'un profil de terrain dans le cadre d'un chantier de génie civil avec excavation - « géotech_tarière méca ou carottage » = profil de terrain obtenu par tarière ou carotte dans le cadre d'une campagne géotechnique - « géotech_pressiomètre » = pressiomètre obtenu dans cadre d'une campagne géotechnique - « géotech_puits pelle mécanique » = profil de terrain obtenu par le creusement d'un puits à la pelle mécanique dans le cadre d'une campagne géotechnique - « géotech_autre ou non renseigné » = profil de terrain obtenu dans le cadre d'une campagne géotechnique, sans précision de la méthode - « géophysique_susceptibilité magnétique » = données issues d'une campagne de géophysique utilisant la susceptibilité magnétique du terrain - « géophysique_résistivité électrique » = données issues d'une campagne de géophysique utilisant la résistivité électrique du terrain - « géophysique_autre » = données issues d'une campagne de géophysique utilisant une autre méthode que la susceptibilité magnétique ou la résistivité électrique du terrain - « non renseigné » = indication d'un profil de terrain sans indication de méthode utilisée pour le recueillir
remarque	format TEXTE / toute remarque portant sur l'entrée
Doc 1	<p>format TEXTE / nom d'un document relatif à l'observation. Il s'agit en général d'un nom de fichier PDF prenant l'une des deux formes suivantes :</p> <ul style="list-style-type: none"> - dans le cas où le document concerne une seule entrée : « nombre » [entrée concernée, rubrique LD]+ « texte » [éventuel descriptif]+« .PDF » - dans le cas où le document concerne plusieurs entrées : « g » [abréviation de « groupe »] + « nombre 1 » [première entrée concernée, rubrique LD] + « nombre 2 » [dernière entrée concernée]+ « texte » [éventuel descriptif] + « .PDF »
Doc 2	nomenclature similaire à « doc 1 », pour un éventuel deuxième document
Doc 3	nomenclature similaire à « doc 1 », pour un éventuel troisième document
Doc 4	nomenclature similaire à « doc 1 », pour un éventuel quatrième document
Doc 5	nomenclature similaire à « doc 1 », pour un éventuel cinquième document
chemin	<p>format TEXTE / chemin du repertoire où sont stockés les documents (fichiers PDF correspondant à Doc 1 à 5)</p> <p>chaque utilisateur pourra ici mettre son propre chemin de stockage local afin de créer des liens corrects (rubriques suivantes)</p>
lien 1	<p>format TEXTE / concaténation « chemin » + « Doc 1 »</p> <p>le lien peut être utilisé pour un appel du document dans un système d'information géographique</p>
lien 2	nomenclature similaire à « lien 1 », pour un éventuel deuxième document
lien 3	nomenclature similaire à « lien 1 », pour un éventuel troisième document
lien 4	nomenclature similaire à « lien 1 », pour un éventuel quatrième document
lien 5	nomenclature similaire à « lien 1 », pour un éventuel cinquième document

Table 55 / Annexe 1 : liste des rubriques utilisées dans la BDLD (partie 2 sur 2)

Annexe 2 – Sondages géotechniques « plaine de la Lys »

2A - Présentation

Nous détaillons dans cette annexe les sondages de la Banque du Sous-Sol du BRGM, utilisés pour les constructions des cartes sur les figures 220 à 222 et 224. Les descriptions des sondeurs ont été consultées sur le site internet de la BSS (<http://infoterre.brgm.fr/>). La consultation a abouti, au final, à un fichier tableur comportant les rubriques indiquées dans la table 4.

797 sondages issus d'un premier tri (sondage indiqué comme comportant une coupe

géologique) ont été consultés (auxquels s'ajoutent 28 points hors BSS). Parmi les sondages BSS, 71 sondages ont été écartés pour diverses raisons (erreurs de localisation repérées, trop peu précis, etc.) et 75 ont été réinterprétés quant à la présence ou la profondeur des assises éocènes.

2B – Feuille tableur

cf. annexe électronique, Lys_BSS_interpretation LD.xls (environ 350 Ko)

rubrique	descriptif
LD	format NOMBRE / numéro de l'observation ponctuelle, de 1 à n une opération archéologique peut être décomposée en plusieurs observations ponctuelles
X L93	format NOMBRE / coordonnée longitudinale en mètres, système Lambert 93
Y L93	format NOMBRE / coordonnée latitudinale en mètres, système Lambert 93
Z	format NOMBRE / altitude en mètres NGF IGN 69 si non renseigné, la valeur est 999
ref pt	format TEXTE / référence, abréviation ou désignation du point d'observation dans le cadre d'une opération (exemples : sondage 1, SP3, log 5, TR7, géotech 11...)
commune	format TEXTE / nom de la commune
année	format NOMBRE / année de l'observation, de la programmation, du rendu de rapport ou de l'article
code inrap 1	format TEXTE / code administratif de l'opération archéologique sous la forme : GA ou GB+numéro
code inrap 2	format TEXTE / code administratif de l'opération archéologique sous la forme D ou F+numéro
code 3	format TEXTE / autre(s) code(s) d'opération (SRA, AFAN, autre opérateur...)
lieu	format TEXTE / lieu-dit ou désignation de l'opération
centroïde	format NOMBRE / valeur logique 0 ou 1, avec 0 = faux et 1 = vrai Si valeur = 0, les coordonnées indiquées sont les coordonnées propres de l'observation. Si valeur = 1, les coordonnées sont celles du centroïde de l'opération ou d'un groupe d'observations. L'utilisation du centroïde s'avère nécessaire quand les observations liées à une opération ne sont pas clairement indiquées dans les documents (absence de coordonnées, absence de report sur un plan masse). Il a aussi parfois été préféré lors du dépouillement pour gagner du temps (et éviter un géoréférencement chronophage de chaque point d'observation). Dans ce cas la précision peut être améliorée en se référant aux documents.
Dxy	format NOMBRE / « delta xy », estimation en mètres de la précision des coordonnées planes. Le delta xy permet soit d'indiquer le rayon de répartition des observations par rapport à un centroïde soit de relativiser la précision de la localisation d'une observation (en particulier dans le cas de géoréférencement <i>a posteriori</i> ou de documents difficiles à géoréférencer).
Dz	format NOMBRE / « delta z », estimation en mètres de la précision d'altitude
perso	format NOMBRE / Si valeur = 1, l'observation a personnellement été effectuée par Laurent Deschodt Si valeur = 2, l'observation a été effectuée par une tierce personne

Table 56 / Annexe 2 : rubriques de traitement des données BSS plaine de la Lys

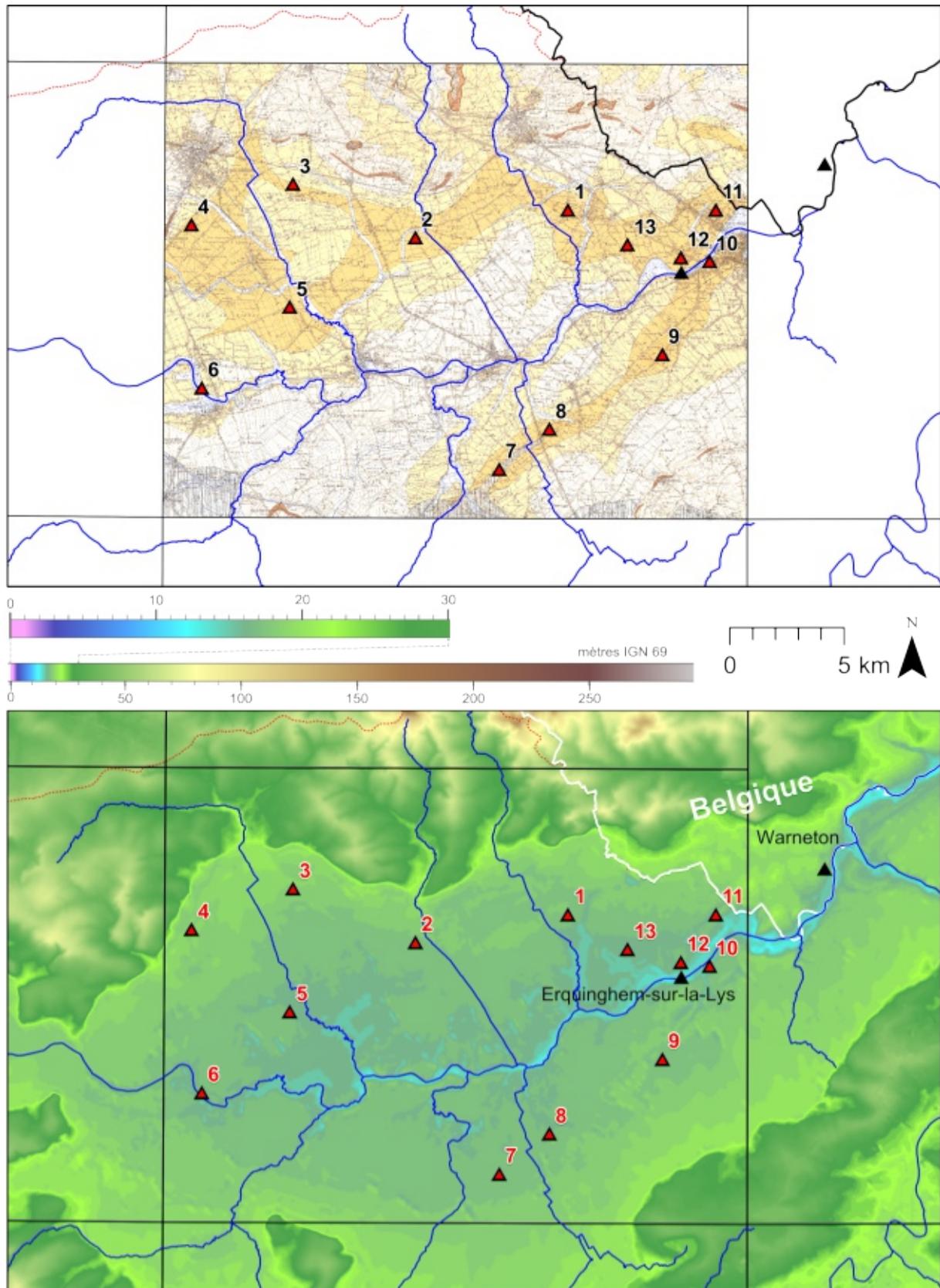


Figure 350 / Annexe 3 - localisation des sondages d'étalonnage
en haut : carte BRGM d'Hazebrouck
en bas : MNT BDalt 50 de l'IGN

Annexe 3 – Données inédites sur la plaine de la Lys

3A - Présentation

Campagne de sondages d'étalonnage de la prospection électrique préalable à la réalisation de la carte géologique d'Hazebrouck (Leplat *et al.*, 1985). Les sondages sont reportés sur la carte géologique, mais sont absents de la BSS consultée en ligne (*cf.* Annexe 2). La description des sondages et les analyses malacologiques (de J.-J. Puisségur) nous ont aimablement été communiquées par Jean Sommé.

3B - Localisation des sondages

Les sondages ont été localisés par géoréférencement sur la carte du BRGM 1/50000 d'Hazebrouck (table 5 et figure 2).

sondage	X	Y	n° sur carte BRGM
1	683464	7067320	57
2	676786	7066095	28
3	671444	7068457	10
4	667005	7066658	11
5	671301	7063033	15
6	667445	7059471	16
7	680447	7055877	46
8	682646	7057647	47
9	687581	7060936	48
10	689655	7065045	94
11	689916	7067313	95
12	688388	7065214	96
13	686065	7065780	97

Table 57 / Annexe 3 - géoréférencement en Lambert 93 des sondages d'étalonnage

3C – Description des sondages et analyses malacologiques

Sondage 1

n° 57 sur la carte géologique, Steenwerck « Le Grand Beaumart »

- 0 - 10,5 m : limons
- 10,5 - 16,5 : sables coquilliers
- 16,5 - 24 : sables avec quelques cailloux (silex)
- 24 - 28 : argile sableuse. Cailloux à 28 m.
- 28 - 30 : argile (YPRÉSIEN)

Sondage 2

n° 28 sur la carte géologique, Le Doulieu « Bleutour »

- 0 - 1,5 : limon jaunâtre argileux
- 1,5 - 4 : limon bleu-gris lité
- 4 - 5,3 : sable grossier bleuâtre avec quelques cailloux (silex, 1 à 3 cm) ; sable noir tourbeux à la base.
- 5,3 - 6,8 : sable fin gris-bleu
- 6,8 - 7 : sable grossier coquillier
- 7 - 7,5 : limon brunâtre compact
- 7,5 - 15,4 : limons
- 15,4 - 15,5 : sable grossier noirâtre
- 15,5 - 20,1 : sable grossier gris-bleu coquillier
- 20,1 - 20,8 : argile compacte avec petits silex
- 20,8 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Sondage 3

n° 10 sur la carte géologique, Vieux-Berquin « Sec Bois »

- 0 - 7,5 : limons argilo-sableux jaunâtres
- 7,5 - 9 : sable graveleux bleuâtre
- 9 - 12 : argile compacte ; passée sableuse à 11 - 11,5 (YPRÉSIEN ?)
- 12 - 15 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Sondage 4

n° 11 sur la carte géologique, Morbecque « Champ des 40 »

- 0 - 2 : limon brun, finement lité de 1 à 2 m, non calcaire.
- 2 - 2,5 : limon lité calcaire (lits sableux avec petits silex et petites poupées)
- 2,5 - 3,5 : limon lité brun-jaunâtre calcaire
- 3,5 - 4 : limon sableux lité non calcaire
- 4 - 4,5 : sable lité brunâtre avec lit de très petit gravier (silex) à la base
- 4,5 - 7,5 : sable ocre
- 7,5 - 13,5 : limon gris
- 13,5 - 15 : argile grise compacte
- 15 - 17 : sable et argile compacte
- 17 - 18,5 : argile yprésienne en boulettes
- 18,5 - 19 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Sondage 5

n° 15 sur la carte géologique, La Motte au Bois- Merville « Caudescure »

- 0 - 1,5 : limon brun
- 1,5 - 3,6 : limon argileux panaché
- 3,6 - 7,5 : limon argileux grisâtre, gris-vertâtre à la base
- 7,5 - 8,8 : limon gris brunâtre sableux
- 8,8 - 9 : limon grisâtre à passées brunâtres et débris de bois, non calcaire
- 9 - 10,5 : limon grisâtre à passées brunâtres et petites concrétions calcaires
- 10,5 - 12 : limon lité gris avec coquilles brisées, débris de bois et quelques cailloux (silex), calcaire.
- 12 - 12,2 : lit de coquilles et débris de bois
- 12,2 - 13 : alternance de limon sableux et limon argileux gris bleu, avec cailloux (silex non usés, 1-3 cm) et galets d'argile
- 13 - 14,5 : limon argileux avec de fins lits sableux, galets d'argile vers le bas
- 14,5 - 18 : sable et argile grise
- 18 - 20 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Sondage 6

n° 16 sur la carte géologique, Haverskerque « La Treille du Gard »

- 0 - 5,1 : limon argileux
- 5,1 - 5,3 : limon argileux ocre et tourbe
- 5,3 - 9 : limon argileux gris
- 9 - 10,5 : limon argileux bleuâtre foncé
- 10,5 - 13 : sable argileux
- 13 - 13,5 : argile limoneuse
- 13,5 - 18 : argile compacte, parfois en galets (YPRÉSIEN ?)
- 18 - 20 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Sondage 7

n° 46 sur la carte géologique, La Gorgue « Rue des 8 Maisons »

- 0 - 1 : limon brun non calcaire
- 1 - 2,1 : limon lité brun-jaunâtre et gris avec petites concrétions calcaires et très petits silex, calcaire
- 2,1 - 3 : limon brun calcaire
- 3 - 4,5 : limon lité argileux brun-jaunâtre et gris, calcaire
- 4,5 - 7,5 : limon argileux gris foncé devenant légèrement sableux à partir de 6 m, calcaire
- 7,5 - 7,7 : limon compact à taches brunes avec très petits débris végétaux, calcaire
- 7,7 - 10,5 : limon gris à litage noirâtre, débris de coquilles, légèrement calcaire
- 10,5 - 12 : alternance de limon gris et sable grossier à débris calcaires, en lits de 5 cm
- 12 - 12,6 : sable grossier gris à gravillons calcaires (2-5 mm) et débris de coquilles
- 12,6 - 14,8 : argile compacte en bancs séparés par des niveaux sablo-graveleux peu épais (quelques cm) à granules calcaires et débris coquilliers, très calcaire de 14 à 14,8 m
- 14,8 - 15 : sable grossier graveleux (gravillon calcaire, silex usés et non usés)
- 15 - 16,1 : argile compacte litée
- 16,1 - 18 : sable grossier à gravillons calcaires, débris de coquilles et éclats de silex non usés
- 18 - 21 : sable argileux gris avec quelques débris de silex et des passées argileuses
- 21 - 22 : sable gris clair non calcaire (LANDÉNIEN)

- 22 - 25,4 : limon argileux avec concrétions calcaires [* analyse malacologique]
 25,4 - 27,5 : alternance de limon et de sable grossier très calcaire, débris organiques et coquilliers [* analyse malacologique]
 27,5 : refus (SUBSTRAT ?)

analyse malacologique (J.-J. Puisségur)

Les analyses du sondage 9 sont présentées sur la table 6. Pour le sondage n° 9, il n'a pas été fait de diagrammes sous forme de spectres car le nombre des individus de chaque prélèvement était trop faible pour être significatif.

Jusqu'à 8,10 m, les prélèvements sont absolument stériles. De 8,10 à 27,50 m (base du sondage), la faune est très monotone : associations froides avec les trois espèces habituelles : *Pupilla muscorum*, *Trichia hispida* et *Succinea oblonga*. On peut noter les particularités suivantes :

- 25,40 : un fragment de *Discus rotundatus*, espèce tempérée.
- 24,00 à 23,50 : 2 exemplaires de *Columella columella* : froid
- 23,50 à 23,00 : 1 ex. de *C. columella* et 1 ex. de *Vertigo parcedentata* : froid et très froid.
- 12,5 à 12,00 : 1 ex. de *C. columella*

De plus :

- le pourcentage de *Trichia hispida* est en général plus important dans la moitié inférieure. Corrélativement, celui de *Succinea oblonga* l'emporte dans la moitié supérieure.
- Les espèces aquatiques et palustres sont présentes à peu près partout, mais en faible quantité

Dans ces conditions, je pense que tout le dépôt est d'âge weichselien, mais il me semble illusoire de vouloir faire des distinctions plus poussées.

Sondage 10

n° 94 sur la carte géologique, Erquinghem « Fort Mahieu-ancienne blanchisserie », à proximité du sondage cité par Gosselet (1906)

Description

- 0 - 7,6 : limon jaunâtre [* analyse malacologique]
 7,6 - 8,2 : limon sableux gris coquillier [* analyse malacologique]
 8,2 - 13,5 : limon grisâtre [* analyse malacologique]
 13,5 - 14,6 : limon sableux gris marbré de brun avec passées sableuses verdâtres très calcaires, passées organiques et galets d'argile
 14,6 - 14,9 : sable grossier gris avec débris de coquilles, très calcaire
 14,9 - 21,2 : argile compacte non calcaire (type yprésien)
 21,2 - 25 : sable gris-bleu moyen lité (lits ocres graveleux calcaires), silex bruns (4-5 cm)
 25 - 28 : alternance sable et sable argileux avec débris végétaux bruns, calcaire ; à 26,5 m : lit de débris végétaux et coquilliers, très calcaire
 28 - 28,3 : sable argileux brunâtre avec cailloux (silex brun-rougeâtre) et galets d'argile
 28,3 - 30 : sable gris foncé homogène non calcaire (LANDÉNIEN)

Analyse malacologique (J.-J. Puisségur)

Les analyses du sondage 9 sont présentées sur la table 7. Comme pour le sondage 9, il n'a pas été établi ici de diagramme sous forme de spectres.

On peut noter les particularités suivantes :

- 9,00 à 8,40 m : 1 exemplaire de *Vertigo parcedentata* : très froid
- 8,20 à 7,50 m : 1 ex. de *Columella columella* et 1 ex. de *Vertigo parcedentata*
- 7,50 à 7,20 m : 1 fragment très usé de *Cepaea*.

Même remarque que pour le sondage 9, à savoir que toute la portion fossilifère (entre 12,70 et 4,50 m) est d'âge weichselien, sans qu'on puisse préciser davantage.

	0,50 4,50	4,50 5,20	5,20 6,00	6,00 7,20	7,20 7,50	7,50 8,20	8,40 9,00	9,00 9,60	9,60 10,50	10,50 11,00	11,20 12,00	12,00 12,70	13,50 21,00	21,00 21,50	21,50 30,00
2 <i>Cepaea</i> sp.					1										
<i>Pupilla muscorum</i> L.			27		1	12	6	2		7		2			
5 <i>Vallonia pulchella</i> MULLER						1	1								
<i>Vertigo parcedentata</i> A. BRAUN						1	1								
<i>Columella columella</i> V. MART.						1									
7 <i>Trichia hispida</i> L.		1	1			1	2			2				1	
7' <i>Limax</i> sp.	Stérile		6	Stérile							Stérile		Stérile		Stérile
8 <i>Succinea oblonga</i> DRAP.						16	4		1	3	Stérile		Stérile	2	Stérile
9 <i>Succinea putris</i> L.		1	131		3	4	1	1	1			2			
10 <i>Galba truncatula</i> MULLER			2							2					
<i>Anisus leucostomus</i> MILLET					1										
<i>Valvata cristata</i> MULLER								1							
<i>Valvata piscinalis</i> MULLER														3	
<i>Pisidium</i> sp 2/2						1								1	
		2	167		6	37	15	4	2	14		4		7	

H A Z E B R O U C K Sondage BRGM N° 10

Table 59 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 10

Sondage 11

n° 95 sur la carte géologique, Nieppe

- 0 - 1,5 : limon brun-jaunâtre non calcaire (à 1,5 m : limite de décalcification)
- 1,5 - 1,9 : limon lité jaune brunâtre et gris avec poupées, cryoturbation à 1,9 m, calcaire
- 1,9 - 2,6 : limon lité argileux jaunâtre et gris, calcaire
- 2,6 - 3 : limon lité avec linéoles sableuses jaunâtres, micro-fentes, points noirs, calcaire
- 3 - 5 : limon jaunâtre finement lité gris à taches ferrugineuses, calcaire ; lit de poupées à la base
- 5 - 6 : limon argileux finement lité gris à lignes noires et points noirs, calcaire
- 6 - 6,3 : Limon jaune ferrugineux à gros points noirs, non calcaire
- 6,3 - 9 : limon argileux gris bleu (non

calcaire) à linéoles sableuses (calcaires) et lignes noirâtres

- 9 - 10,5 : limon sableux fin gris
- 10,5 - 12 : limon argileux gris
- 12 - 15 : limon argilo-sableux verdâtre, calcaire
- 15 - 18 : sable argileux fin lité verdâtre et gris-noirâtre, avec débris de coquilles, calcaire
- 18 - 18,8 : sable argileux gris-verdâtre foncé, non calcaire
- 18,8 - 19,5 : sable argileux lité gris et gris-verdâtre
- 19,5 - 20,3 : sable argileux lité vert foncé et brun (lits 1-2 cm), avec petits silex non usés (1 cm)
- 20,3 - 20,5 : argile grise vert foncé compacte et fines linéoles sableuses brunâtres
- 20,5 : refus (SUBSTRAT ?)

Sondage 12

n° 96, Nieppe « Rue du Bac ».

Description

Le sondage 012 est localisé sur le territoire de la commune de Nieppe (Nord), en dehors du talweg de la Lys actuelle, à 750 m au nord du sondage S1 (cf. supra). Mené jusqu'à la profondeur de 30 mètres sans avoir atteint le substrat (figure 3).

Le sondage 012 a traversé les formations quaternaires suivantes (de haut en bas) :

- 0 - 1,5 m : limon argileux brun-jaunâtre tacheté (pseudogley), non calcaire.
- 1,5 - 2,2 m : limon argileux lité jaune-brunâtre, calcaire, à petites concrétions calcaires (poupées de loess).
- 2,2 - 4,5 m : limon brun-jaunâtre homogène, calcaire.
- 4,5 - 5,3 m : limon jaune-brunâtre lité, calcaire.
- 5,3 - 6 m : limon jaune-brunâtre homogène à petites concrétions ferro-manganiques, très calcaire.
- 6 - 7,5 m : limon jaune-brunâtre finement lité, à petites concrétions ferrugineuses, très calcaire.
- 7,5 - 14,5 m : alternance de lits limono-sableux et sableux, gris-bleuâtre, devenant plus sableux et plus coquillier vers le bas.
- 14,5 - 15 m : lits sableux grossiers verdâtres à débris de coquilles alternant avec des lits limono-sableux brunâtres non calcaires.
- 15 - 15,8 m : limon lité à traces organiques.
- 15,8 - 17 m : alternance de lits sableux grossiers gris bleuâtre coquilliers et de lits limono-sableux.
- 17 - 18 m : sable grossier bleuâtre très coquillier.
- 18 - 18,2 m : niveau d'éclats de silex.
- 18,2 - 19,2 m : limon argileux gris bleuâtre, compact, non calcaire, avec des passées sableuses à débris de coquilles et de silex ainsi que des restes végétaux
- 19,2 - 19,4 m : niveau de sable coquillier.
- 19,4 - 20,5 m : alternance de lits limono-argileux et de lits limono-sableux à débris de coquilles.
- 20,5 - 21,5 m : limon argileux avec granules d'argile brune, non calcaire.
- 21,5 - 22,5 m : sable grossier très coquillier avec éclats de silex et débris organiques.
- 22,5 - 23,10 m : limon argileux gris-brunâtre

avec quelques éclats de silex.

23,1 - 24 m : limon sableux à mollusques et granules d'argile.

24 - 25 m : limon argileux gris foncé compact lité à petits lits sableux coquilliers

avec éclats de silex.

25 - 27 m : alternance de lits sableux coquilliers grisâtres

à éclats de silex et de lits limono-argileux brunâtres.

27 - 30 m : sable grossier très coquillier avec gros éclats de silex.

Commentaire (J. Sommé)

L'ensemble de la séquence se subdivise en unités suivantes : (de haut en bas)

- unité 1 : 0 - 7,5 m : loess
- unité 2 : 7,5 - 18,2 m : complexe limono-sableux et sableux lité coquillier. La base est marquée par un niveau de sable grossier à gros éclats de silex.
- unité 3 : 18,2 - 22,5 m : complexe limono-argileux avec passées sableuses et organiques. La base est marquée par une couche de sable grossier coquillier à débris de silex
- unité 4 : 22,5 - 30 m : complexe limono-argileux et limono-sableux, surmontant une couche épaisse de sable grossier coquillier à silex.

Sur base lithostratigraphique, une corrélation directe est possible avec la séquence du sondage carotté S1 (sondage d'Erquinghem sur la Lys, cf. Sommé et al. 1994, note de L. Deschodt). Les deux unités supérieures du sondage 12 (au-dessus de 18,2 m) correspondent aux unités I,II, III et IV du sondage S1. Dans les deux cas, à la base d'une sédimentation fluviale comparable, se situe un niveau sableux grossier à gros éclats de silex, à une altitude proche (S1 : - 0,25 m ; S12 : - 2 m NGF) si l'on considère les différences de cote au sol. Le sondage 12 est en effet localisé sur le versant du talweg actuel de la Lys, ce qui s'accompagne d'une couverture de loess sur les 7 premiers mètres, alors que la même tranche de dépôts dans le sondage S1 correspond à une sédimentation de fond de vallée.

L'ensemble de la séquence a été échantillonné pour l'analyse malacologique (J.-J. Puisségur), les 9 mètres supérieurs s'étant révélés stériles. L'analyse palynologique (A.-V. Munaut, F. Heyvaert) n'a porté que sur la partie inférieure du sondage, de 18,2 à 29,5 m.

Le sondage 12, qui comporte une sédimentation fluviatile surmontée d'un dépôt de loess, atteste du changement paléogéographique intervenu au niveau de l'ancien talweg en ce point au cours du colmatage. Il permet de ce fait de faire le relais entre les séquences des dépôts de couverture de la Plaine où a été défini le complexe du Sol de Warneton (Paepe, 1964 ; Paepe et Vanhoorne, 1967) du Début Weichselien, superposé au Sol de Rocourt (horizon Bt du sol eemien) et la séquence fluviatile du sondage d'Erquinghem.

Analyse malacologique (J.-J. Puisségur)

Le sondage 12 a fourni, sauf dans sa partie supérieure, une faune malacologique relativement abondante, vu le volume des prélèvements (table 8). On a pu récupérer également des dents de Micromammifères qui ont été déterminées par J. Chaline (Centre des Sciences de la Terre, Université de Dijon).

Les faunes malacologiques et mammalogiques. Leur signification

• 29,5 à 27,5 m : association de plaine humide 1, presque marécageuse. La faune terrestre est celle qui habituellement précède ou suit un interglaciaire. On peut noter :

- Mollusques : 1 exemplaire de *Columella collumella* (froid et humide), plusieurs fragments de *Cepaea* usés (semi-forestier tempéré), plusieurs exemplaires de *Corbicula fluminalis* dont le test est en parfait état.
- Micromammifères: 2 exemplaires de *Dicrostonyx torquatus*, le lemming à collier (froid), 1 exemplaire de *Arvicola terrestris* (tempéré).

• 26 m : toujours une association de plaine humide - marécageuse :

- Mollusques : 2 exemplaires de *Columella columella* ; 2 exemplaires de *Vertigo parcedentata* (très froid) ; 5 exemplaires de *Pupilla alpicola* (froid et humide) ; *Corbicula fluminalis* très bien conservé.

• 25 m : faune à peu près nulle.

• 23,10 à 22,10 m : toujours une association de plaine humide - marécageuse :

- Mollusques : fragments de *Cepaea* et 1 exemplaire de *Discus rotundatus* (semi-forestiers tempérés) ; *Corbicula fluminalis*

(exemplaires usés).

- Micromammifères : *Dicrostonyx torquatus* (froid).

• 20 à 17 m : même association :

- Mollusques: *Columella columella*; *Vertigo parcedentata* ; *Corbicula fluminalis* (exemplaires usés).
- Micromammifères : *Dicrostonyx torquatus* ; *Microtus gregalis* (steppe très froide).

• 16,5 à 11,3 m : les espèces aquatiques ont presque totalement disparu.

On trouve une association avec un petit nombre d'espèces : *Pupilla muscorum*, *Trichia hispida*, *Succinea oblonga* (quelques exemplaires de la variété *elongata*) et de temps en temps *Columella collumella*, ce qui indique des conditions plus froides et surtout plus sèches qu'auparavant.

• 11,3 à 10,6 m : plus humide qu'auparavant (*Succinea putris*)

• Le reste de la coupe est pratiquement stérile.

Interprétation

La partie supérieure fossilifère de la coupe (11,3 à 15,8 m) peut être facilement raccordée aux niveaux 44 et 45 d'Erquinghem. Il s'agit de l'optimum glaciaire du Weichselien supérieur.

Il n'en est pas de même du reste de la coupe. Ce qui frappe d'abord, c'est la ressemblance de tous les diagrammes entre 17 et 29,5 m. Par ailleurs, on peut noter les particularités suivantes :

- présence de *Limaces* entre 17 et 18 m, entre 19,2 et 20 m, à 21,5 m, entre 26 et 29,5 m.
- présence d'espèces semi-forestières entre 20,1 et 20,3 m, entre 22,1 et 22,6 m, entre 27,5 et 29,5 m. Mais il s'agit presque toujours de fragments usés.
- ces espèces semi-forestières (*Cepaea* et *Discus rotundatus*) qui vivent seulement en climat tempéré se rencontrent avec des espèces qui ne vivent qu'en climat froid ou très froid : *Columella columella* et *Vertigo parcedentata* pour les mollusques, *Dicrostonyx torquatus* et *Microtus gregalis* pour les micromammifères.

- enfin, les exemplaires de *Corbicula fluminalis* ne sont intacts que vers la base du sondage. Plus haut, ils sont en partie brisés et toujours usés. De plus, il ne s'agit pas d'une espèce de climat froid.

Dans ces conditions, souvent contradictoires, on ne peut qu'émettre des hypothèses. La plus vraisemblable est que cette coupe a été entièrement remaniée, peut-être à une époque relativement récente, au début du Weichselien par exemple. Une autre hypothèse serait que le remaniement porte seulement sur la partie moyenne de la coupe, que l'Interglaciaire eemien n'ait laissé que de faibles traces (entre 20 et 23 m par exemple), et que la partie inférieure appartienne au Saalien. Mais la présence d'espèces semi-forestières tempérées et surtout celle de *Corbicula fluminalis* intacte semble s'y opposer.

	0,40	3,10	4,50	4,60	6,10	7,50	7,60	9,10	9,70	9,70	10,50	10,60	12,00	12,10	13,50	13,70	14,20	14,50	14,60	15,00	15,40	16,30	16,50	17,00	17,10	19,50	19,50	20,30	24,00
2 <i>Bradybaena fruticosa</i> MÜLLER																													
5 <i>Pupilla muscorum</i> L.		2			1	1			5		3	3	1	1	1	1													
7 <i>Tricorda hispida</i> L.											1																		
7 <i>Clavella parvula</i> STÜDER																													
7* <i>Idna</i> sp.																													
8 <i>Succinea oblonga</i> DRAP.												2	2																
9 <i>Succinea patris</i> L.												3	3																
<i>Anasus leucostomus</i> MÛLLER																													
<i>Galba palustris</i> MÛLLER																													
<i>Balanus tentaculatus</i> L.																													
<i>Valvata pinnaculata</i> MÛLLER																													
<i>Valvata cristata</i> MÛLLER																													
<i>Corbicula fluminalis</i> MÛLLER																													
<i>Pisidium</i> sp.2/2																													
		2	4	4	4	13			21	10	10	7	7	5	5	3	11	3	3	2	5	5	10			2			

H A Z E B R O U C K Sondage B.R.G.N. N° 13

Sondage 13

n° 97, Steenwerck « Drève Acker »

Description

- 0 - 0,4 : Ap
- 0,4 - 1,5 : limon lité jaune brunâtre, calcaire à partir de 1 m (concrétions calcaires)
- 1,5 - 3 : limon finement lité gris et brun, calcaire [* analyse malacologique]
- 3 - 4,5 : limon homogène gris, légèrement calcaire [* analyse malacologique]
- 4,5 - 6 : limon gris à gris verdâtre, marbré, finement lité, faiblement calcaire [* analyse malacologique]
- 6 - 7,5 : limon gris homogène, faiblement calcaire [* analyse malacologique]
- 7,5 - 9 : limon sableux gris, avec débris de coquilles, calcaire [* analyse malacologique]
- 9 - 10 : limon sablo-argileux gris bleu clair, légèrement calcaire [* analyse malacologique]
- 10 - 14,2 : alternance de lits (1 à 5 cm) de limon gris et de limon gris brunâtre et gris bleu, légèrement calcaire ; plus sableux à partir de 13,5 m [* analyse malacologique]
- 14,2 - 14,6 : sable fin gris bleu clair coquillier, avec passées brunes [* analyse malacologique]
- 14,6 - 16,5 : sable grossier coquillier gris bleu foncé, zones noirâtres, débris végétaux, quelques silex [* analyse malacologique]
- 16,5 - 17,5 : lits de sable grossier argileux gris verdâtre foncé avec débris coquilliers et lits d'argile sableuse grise à gris brunâtre non calcaire ; débris végétaux [* analyse malacologique]
- 17,5 - 20,3 : sable grossier avec cailloux (silex) [* analyse malacologique]
- 20,3 - 24 : argile compacte (YPRÉSIEN)

Analyse malacologique (J.-J. Puisségur)

La faune du sondage 4 (table 9) est encore plus pauvre que celle des sondages 9 et 10. Elle concerne des dépôts effectués entre 17,00 et 3,10 m. Comme celle des sondages 9 et 10, elle est d'âge weichselien, sans autres précisions.

Table 61 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 13

Annexe 4 : Sondages géotechniques « plaine de confluence Escaut-Haine »

4A – Présentation

Le projet

Une cartographie transfrontalière des formations superficielles d'une partie du bassin de l'Escaut a été envisagée dans le cadre du projet « Planarch 1 » développé dans le cadre du programme européen INTERREG. D'abord envisagé à cheval sur la frontière franco-belge, le projet a finalement été limité à la zone de confluence Escaut-Haine. Il a donné lieu à un rapport et a été utilisé dans une publication :

- **Deschodt L., 2001** - *Contribution à l'étude du Quaternaire de la vallée de l'Escaut, région de Condé-sur-l'Escaut, dans le cadre du projet européen Planarch*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001

- **Cottenceau A.-M., Motte V., Hanois P., et Deschodt L., 2002** - La carte archéologique en France et l'application Patriarche. Le projet Planarch dans la région Nord-Pas-de-Calais, *in Le projet Planarch 2: archéologie et aménagement du territoire*, Les Cahiers de l'Urbanisme, hors série, Éditions Mardaga - Ministère de la région wallonne, 106-117.

La réalisation

Tous les dossiers papier couvrant le cadran 14-6 ont été consultés en 2001 à la Banque du Sous-Sol du BRGM. Au total, 627 dossiers ont été consultés et ont donné lieu à un enregistrement électronique sous la forme d'une fiche de description (figure 4), avec 391 sondages comportant une coupe géologique exploitable. Un second jeu de fiches a été réalisé permettant une analyse et une interprétation des données (figure 5). Trente cinq rubriques interprétatives ont été développées (lithologie, chronologie), de « 01 » à « 35 » (table 1), avec, à chaque fois, l'indication de la profondeur d'apparition (p1), de disparition (p2) et calcul automatique des altitudes (a1 et a2) et de l'épaisseur (ep). Quatorze cartographies automatiques ont été générées, retravaillées manuellement (figures 6 et 7). Une cartographie synthétique a été réalisée (figure 8).

4B – Archivage électronique

- *cf.* archives électroniques, fichier Planarch 2001.FP3 (fichier File Maker natif) (environ 800 Ko)

- *cf.* archives électroniques, fichier Planarch 2001.XLS : transfert des fiches interprétation, avec une feuille par grande rubrique (env. 2 Mo)

- *cf.* archives électroniques, fichier Planarch 2001_description.PDF : impression PDF des fiches descriptives (environ 4 Mo)

- *cf.* archives électroniques, fichier Planarch 2001_interprétation.PDF : impression PDF de fiches interprétatives (environ 11 Mo)

- *cf.* archives électroniques, fichier Carto_Planarch 2001 PDF : impression PDF des cartographies (environ 4 Mo)

sdg 21 - 8 - 436 / X 688,19 Y 303,49	année 1992 z 18 précision Z EPO attribution Z (ign 69) 18	la référence BROM est : <input checked="" type="checkbox"/> utilisable <input type="checkbox"/> non utilisable
--	--	---

c01	remblais (...)		1,3
c02	silt organique noirâtre	1,3	2,1
c03	silt argileux sableux coquillier gris vert foncé	2,1	3,7
c04	silt légèrement argileux brun noir organique + sable coquillier verdâtre	3,7	5
c05	silt sableux gris vert	5	8,3
c06	silt argileux sableux coquillier vert foncé + silex	8,3	10,7
c07	silt argileux vert foncé + morceaux de craie (B4)	10,7	11,5
c08			
c09			
c10			
c11			
c12			
c13			
c14			
c15			
c16			
c17			
c18			
c19			
c20			

le sondage : continu s'interrompt à la dernière profondeur indiquée sans atteindre la base de l'unité

Figure 352 / Annexe 4 - exemple de fiche descriptive utilisée pour enregistrer les sondages géotechniques

Figure 353 / Annexe 4 - exemple de fiche utilisée pour interpréter les sondages géotechniques

21	8	436	688,19	303,49	18 (mètres IGN69)	prof sdg 11,5
----	---	-----	--------	--------	-------------------	---------------

	P1	alti P1	P2	alti P2	épais.						
attribution chrono-strati	terrains attribuables au Quaternaire					0	18			> 11,5	repose sur :
	si doute sur attribution de la base du Quaternaire, interprétation basse										repose sur :
	si doute sur attribution de la base du Quaternaire, interprétation haute										repose sur :
	terrains attribuables à l'Holocène					0	18	5	13	=5	
	si doute sur attribution de la base de l'Holocène, interprétation basse										
	si doute sur attribution de la base de l'Holocène, interprétation haute										
	terrains attribuables au Pléistocène					5	13			> 6,5	
	terrains attribuables à l'Éocène										nature toit Éocène :
	terrains attribuables au Crétacé										nature toit Crétacé :
	terrains attribuables au Paléozoïque										
lithologie	premier faciès de craie rencontré										
	mention de tourbe ou de limon tourbeux attribué à l'Holocène					3,7	14,3	5	13	= 1,3	
	mention de tourbe ou de limon tourbeux attribuée au Pléistocène										
	description pouvant être interprété comme séd. organique. pléisto.										
	description pouvant être interprété comme sédiment tufface holocène					2,1	15,9	5	13	= 2,9	
	sédiment sableux en milieu alluvial, sans repère chrono-litho										
	sédiment sableux avec silex					8,3	8,7			> 3,2	
	sédiment sableux quaternaire antérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé					5	13			> 6,5	
	sédiment sableux postérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé										
	sédiment fin postérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé					1,3	16,7	2,1	15,9	= 8	
	sédiment fin ou limono-sableux antérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé										
	profondeur de "TV" selon le sondeur										
	profondeur du remblais					0	18	1,3	16,7	= 1,3	
	description d'une "grave" (blocs, graviers...)										
	éventuel dépôt quaternaire situé sous la nappe grossière										
	versant ou jonction vallée, fraction fine dominante										
	versant ou jonction vallée, sablo-limoneux										
	formation de versant ou jonction vallée, fraction sableuse dominante										
présence d'éléments grossiers dans une formation de versant limoneuse											
dépôt fin sur le versant sous un dépôt sableux ou grossier											
attribués à l'affleurement											
sédiment fin en milieu alluvial, pas de repère litho-chronol.											
sédiment limono-sableux en milieu alluvial, pas de repère litho-chronol.											
sédiment alluvial fin avec silex											
sédiment difficile à interpréter											

autres rubriques (à définir) :	remarques générales :
--------------------------------	-----------------------

21	8	436
----	---	-----

attribution chrono-strati	terrains attribuables au Quaternaire	1
	si doute sur attribution de la base du Quaternaire, interprétation basse	2
	si doute sur attribution de la base du Quaternaire, interprétation haute	3
	terrains attribuables à l' Holocène	4
	si doute sur attribution de la base de l'holocène, interprétation basse	5
	si doute sur attribution de la base de l'holocène, interprétation haute	6
	terrains attribuables au Pléistocène	7
	terrains attribuables à l' Eocène	8
	terrains attribuables au Crétacé	9
	terrains attribuables au Paléozoïque	10
	premier faciès de craie rencontré	11
lithologie	mention de tourbe ou de limon tourbeux attribué à l'Holocène	12
	mention de tourbe ou de limon tourbeux attribuable au Pléistocène	13
	description pouvant être interprété comme séd. organique, pléisto.	14
	description pouvant être interprété comme sédiment tuffacé holocène	15
	sédiment sableux en milieu alluvial, sans repère chrono-litho	16
	sédiment sableux avec silex	17
	sédiment sableux quaternaire antérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé	18
	sédiment sableux postérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé	19
	sédiment fin postérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé	20
	sédiment fin ou limono-sableux antérieur à un dépôt tourbeux et/ou tuffacé	21
	profondeur de "TV" selon le sondeur	22
	profondeur du remblais	23
	description d'une " grave " (blocs, graviers,...)	24
	éventuel dépôt quaternaire situé sous la nappe grossière	25
	versant ou jonction vallée, fraction fine dominante	26
	versant ou jonction vallée, sablo-limoneux	27
	formation de versant ou jonction vallée, fraction sableuse dominante	28
	présence d' éléments grossiers dans une formation de versant limoneuse	29
	dépôt fin sur le versant sous un dépôt sableux ou grossier	30
	rubrique à définir	31
	sédiment fin en milieu alluvial, pas de repère litho-chrono	32
	sédiment limono-sableux en milieu alluvial, pas de repère litho-chrono	33
	sédiment alluvial fin avec silex	34
	sédiment difficile à interpréter	35

Table 62 / Annexe 4 - liste des principales rubriques interprétatives du projet Planarch 1

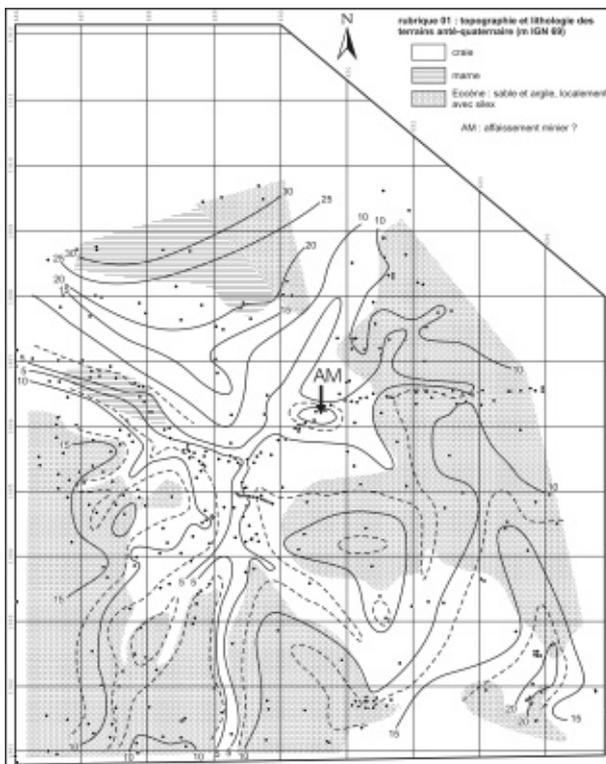


Figure 354 / Annexe 4 - exemple d'une cartographie de Planarch 1, topographie et lithologie des terrains ante-Quaternaires

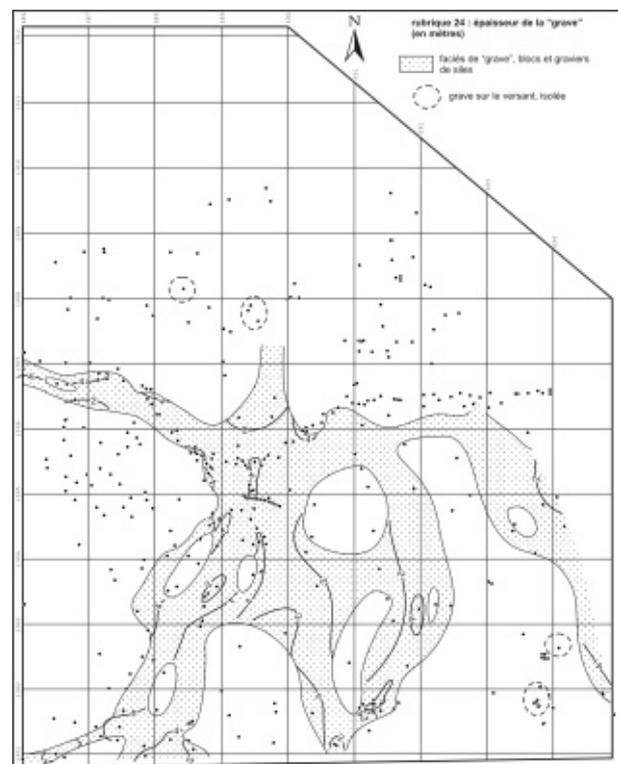
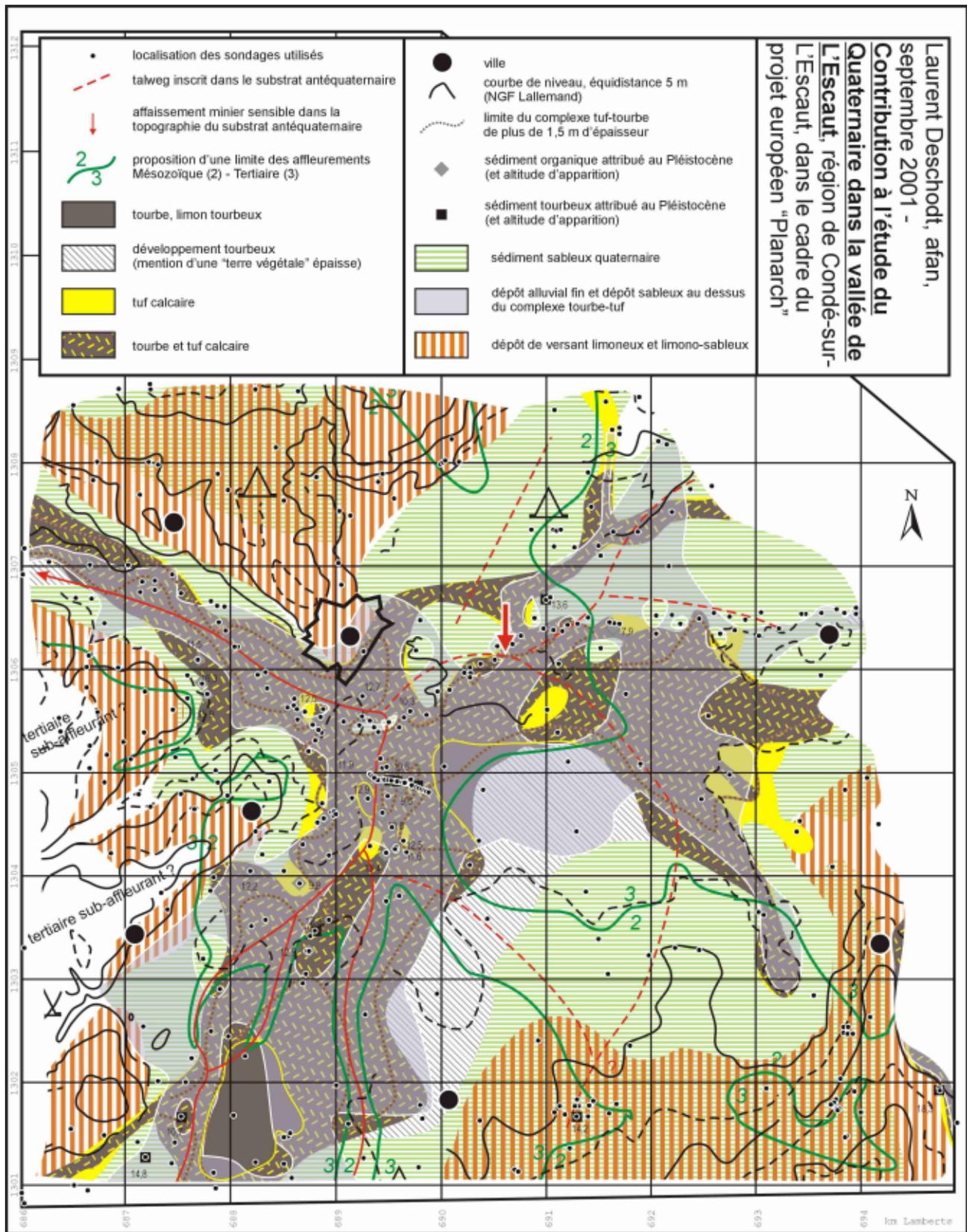


Figure 355 / Annexe 4 - exemple d'une cartographie de Planarch 1, épaisseur de la « grave »



Essai de carte synthétique

Figure 356 / Annexe 4 - Planarch 1, carte de synthèse

Annexe 5 : Détail du « parcours doctoral »

« Un supplément de deux pages maximum, récapitulant tout le "Parcours doctoral" doit figurer en annexe, à la fin du volume de thèse. » (<http://ed-geographie-paris.univ-paris1.fr/parcours-doctoral>, consultation 20 janvier 2014)

1^{er} groupe

Communication à un colloque international (1 colloque = 3 ETCS)

- le 24 octobre 2011, « Apports des gisements néolithiques du Nord-Pas-de-Calais à la restitution du cadre paléoécologique, paléoclimatique et chronostratigraphique », GéoReg (Géosciences des Régions françaises et des pays environnants), 23 au 27 octobre 2011 à Villeneuve-d'Ascq

- le 24 octobre 2011, en collaboration avec Patrick Auguste, « L'Enregistrement du "marais de Dourges" (nord de la France) : marqueur de variations d'humidité au Tardiglaciaire et gisement paléontologique, GéoReg (Géosciences des Régions françaises et des pays environnants), 23 au 27 octobre 2011 à Villeneuve-d'Ascq

- le 25 octobre 2011, en collaboration avec I-Lin Wu, « Les Terrasses marines holocènes de la baie de Doulan (côte est de Taiwan) : évolution paléogéographique et conditions de préservation d'un gisement néolithique, GéoReg (Géosciences des Régions françaises et des pays environnants), 23 au 27 octobre 2011 à Villeneuve-d'Ascq

- le 25 octobre 2011, « Cartographie géologique des formations superficielles de Lille et genèse urbaine », GéoReg (Géosciences des Régions françaises et des pays environnants), 23 au 27 octobre 2011 à Villeneuve d'Ascq

Communication à un colloque national (1 colloque = 1 ETCS)

- le 21 juin 2012, « Les sondages géoarchéologiques avant la fouille : les pratiques à l'INRAP », Musée National de Préhistoire de Taiwan

- Le 15 août 2012, « Le produit des fouilles dans des caisses, inventaires et préparation du mobilier avant conservation : les pratiques à l'INRAP », Musée National de Préhistoire de Taiwan

- Le 7 novembre 2013, « Waziers (Nord) un témoin de l'Interglaciaire eemien dans un contexte alluvial, indice de fréquentation humaine au Paléolithique moyen », journée régionales de l'archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Université de Valenciennes et du Hainaut-Cambrésis, avec Angélique Sergent et Yann Petite

Communication avec un poster scientifique (1 poster = 3 ETCS)

- **Deschodt L., 2013** - « L'île avant Lille. Une carte géologique peut-elle nous renseigner sur un site mal connu et sur sa genèse urbaine ? », Journée des jeunes chercheurs de l'Institut de Géographie de Paris, 22 avril 2013 « géographies des marges et marge en géographie » (1^{er} prix)

Publication dans une revue à comité de lecture (1 publication = 3 ETCS)

- **Cercy C. et Deschodt L., 2011** - La Genèse de Lille et son développement en zone humide : l'apport de l'archéologie, *Revue du Nord*, 26, 45-77.

- **Moine O., Antoine P., Deschodt L. et Sellier-Segard N., 2011** - Enregistrements malacologiques à haute résolution dans les loess et les gleys de toundra du Pléniglaciaire weichselien supérieur : premiers exemples du nord de la France, *Quaternaire*, (vol. 22/4), 307-325. [DOI : 10.4000/quaternaire.6042]

- **Deschodt L., Salvador P.-G., Feray P. et Schwenninger J.-L., 2012** - Transect partiel de la plaine de la Scarpe (Bassin de l'Escaut, Nord de la France). Stratigraphie et évolution paléogéographique du Pléniglaciaire supérieur à l'Holocène récent, *Quaternaire*, 23 (1), 87-116.

- **Deschodt L., 2012** - Sédimentologie et datation des dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien à Lille (Vallée de la Deûle, bassin de l'Escaut, France), *Quaternaire*, 23 (1), 117-127.

• **Deschodt L., 2012** - Variations d'humidité et peuplements du marais de Dourges au Tardiglaciaire, in Berger J.-F. (dir.) Des climats et des Hommes, Paris, La Découverte, 157-169.

• **Boucher M., Deschodt L. et Lemaire F., 2012** - La série lithique du « Pendu » à Etaples-sur-Mer (estuaire de la Canche, Pas-de-Calais) : une occupation à la transition Néolithique ancien / moyen, *Bulletin de la Société préhistorique française*, 109 (3), 571-580.

• **Bertran P., Andrieux E., Antoine P., Coutard S., Deschodt L., Gardère P., Hernandez M., Legentil C., Lenoble A., Liard M., Mercier N., Moine O., Sitzia L. et Van Vliet-Lanoë B., 2013** - Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results, *Boreas*, n/a–n/a. [DOI : 10.1111/bor.12025]

• **Locht J.-L., Coutard S., Antoine P., Sellier N., Ducrocq T., Paris C., Guerlin O., Kiefer D., Defaux F., Deschodt L., et Limondin-Lozouët N., 2013** - Données inédites sur le Quaternaire et le Paléolithique du Nord de la France, *Revue archéologique de Picardie*, 3/4, 5-70.

• **Deschodt L. et Cercy C., 2014** - Étude de cas n°1. De l'île à Lille : l'urbanisation d'une vallée loessique, in Scarwell H.-J., Schmitt G., Salvador P.-G., *Urbanisme et inondation : outils de réconciliation et de valorisation*, Environnement et Société, Presses universitaires du Septentrion, 76-85.

• **Deschodt L., Teheux E., Lantoine J., Auguste P. et Limondin-Lozouët N., sous-presse** – « Géoarchéologie du Tardiglaciaire dans le Nord de la France : l'exemple du Marais de Dourges (bassin de la Deûle) », in Carcaud N et Arnaud-Fassetta (Ed.), *La géoarchéologie française au XXI^e siècle*, CNRS éditions

• **Praud I., Bernard V., Boitard E., Boulen M., Braguier S., Cayol N., Coubray S., Deschodt L., Fechner K., Hamon C., Lancelot S., Maigrot Y., Martial E., Médard F., Monchablon C., Ponel P., et Sellami-Dietsch M.-F., sous presse** - *Le Néolithique final dans la vallée de la Deûle : le site d'Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (Nord)*, Villeneuve d'Ascq, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, Centre National de la Recherche Scientifique Éditions, coll. Recherches Archéologiques, 9

• **Boulen M., Deschodt L. et Henton A., soumis** - Étude palynologique d'une tourbe atlantique (Valenciennes "Le Vignoble", vallée de l'Escaut, Nord de la France) : mise en évidence de plusieurs phases humides, Quaternaire

Total 1^{er} groupe : 54 ETCS soit 11 modules

2^e groupe

Participation à un atelier de la formation doctorale (2 ateliers = 1 module)

• « réaliser un poster scientifique » (Chantal Béranger, école doctorale) (8 janvier, 22 janvier, 13 février, 6 mars et 21 mars 2013)

Formation doctorale (18 h = 1 module, 30 h = 2 modules)

• « Waziers "Bas-Terroir" 2013. Opération programmée. Reconnaissance géophysique et tarière mécanique », sous la direction scientifique de Pierre Antoine (CNRS), participation au terrain les 9 juillet et du 11 au 13 septembre 2013, participation au rapport du 30 septembre au 3 octobre et le 11 octobre 2013, soit 72 heures (2 modules)

Total 2^e groupe : 2 modules

3^e groupe

travail salarié (1 an = 2 modules)

• travail salarié (INRAP, chargé d'étude et de recherche, puis ingénieur d'étude, du 1^{er} novembre 2012 au 31 octobre 2013).

mobilité internationale d'au moins 3 mois (2 modules)

• Participation à la fouille et à l'étude des sites néolithiques de Shan Yun et Caholai, séjour à Taiwan du 21 novembre 2011 au 9 février 2012 et du 24 février 2012 au 19 août 2012.

Total 3^e groupe : 4 modules

nombre total de modules : 17

Index des illustrations et tables

Figures du volume I

Figure 1 - Le bassin de l'Escaut dans le contexte Nord-Ouest européen.....	2
Figure 2 - Régime de l'Escaut.....	3
Figure 3 - Localisation des stations citées dans la table 1 et la figure 2.....	4
Figure 4 - Le bassin de l'Escaut.....	4
Figure 5 - La zone d'étude : relief et hydrographie.....	5
Figure 6 - Zone d'étude (partie ouest).....	6
Figure 7 - Zone d'étude (partie est).....	7
Figure 8 - Représentation des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données (partie 1 sur 2).....	9
Figure 9 - Représentation des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données (partie 2 sur 2).....	10
Figure 10 - Représentation des fichiers de réseau hydrographique consultés (partie 1 sur 1).....	12
Figure 11 - Représentation des fichiers de réseau hydrographique consultés (partie 1 sur 1).....	13
Figure 12 - Création d'un fichier personnel du réseau hydrographique.....	13
Figure 13 - Géologie simplifiée du nord de la France et zone d'étude.....	14
Figure 14 - Carte de quelques débits moyens dans la zone d'étude.....	17
Figure 15 - Les bassins Scarpe-Sensée, situation actuelle.....	19
Figure 16 - Les bassins Scarpe (<i>Scarbus</i>) – Sensée (<i>Satis</i>) avant la capture.....	19
Figure 17 - Bassin Scarpe-Sensée : quelques hydronymes possibles en fonction de l'espace et du temps.....	20
Figure 18 - « Bassin de la Lys » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	25
Figure 19 - Croquis du léger encaissement de la plaine d'inondation de la Lys et des « becques » affluents dans la plaine.....	25
Figure 20 - Épaisseur du Quaternaire dans la plaine de la Lys, d'après Paepe 1965.....	26
Figure 21 - Épaisseur du Quaternaire dans la plaine de la Lys, d'après Sommé 1977.....	26
Figure 22 - Tectonique de blocs et topographie antequaternaire sur la feuille géologique d'Hazebrouck.....	27
Figure 23 - « Bassin de la Deûle » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	29
Figure 24 - « Bassin de la Marque » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	31
Figure 25 - « Bassin frontalier de l'Escaut » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	34
Figure 26 - « Bassin de la Scarpe- <i>Scarbus</i> » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	34
Figure 27 - Coupe schématique des formations superficielles dans la partie est de la plaine.....	35
Figure 28 - « Bassin de la Sensée- <i>Satis</i> » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	36
Figure 29 - « Bassin de l'Escaut » : morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	37
Figure 30 - Localisation des observations choisies.....	38
Figure 31 - Localisation de Lambersart « Les Conquérants ».....	42
Figure 32 - Lambersart « Les Conquérants » : localisation des observations.....	43
Figure 33 - Lambersart « Les Conquérants » : synthèse lithostratigraphique.....	44
Figure 34 - Lambersart « Les Conquérants » : observation détaillée Lambersart n°23, apparition du limon gris à malacofaune (unité 2).....	45
Figure 35 - Lambersart « Les Conquérants » : prélèvements palynologiques et malacologiques.....	46
Figure 36 - Lambersart « Les Conquérants » : ravines comblées par l'unité 3A.....	47
Figure 37 - Lambersart « Les Conquérants » : développement spatial des unités 2 et 3 et topographie de la base de l'unité 3.....	48
Figure 38 - Lambersart « Les Conquérants » : détail de l'interstratification entre les unités 3A et 3B.....	49
Figure 39 - Lambersart « Les Conquérants » : diagramme palynologique.....	33
Figure 40 - Transect de la vallée depuis Lambersart « Les Conquérants » jusqu'au canal de la Deûle.....	34

Figure 41 - Lille « rue du Palais Rihour » : localisation des prélèvements palynologiques et des datations par radiocarbone.....	57
Figure 42 - Lille « rue du Palais Rihour » : diagramme pollinique.....	59
Figure 43 - Lille « rue du Palais Rihour » : diagramme pollinique synthétique de la partie supérieure.....	61
Figure 44 - Lille « rue du Palais Rihour » : synthèse chronostratigraphique.....	62
Figure 45 - Lille « Rue Hegel » : localisation du bassin sur une carte des formations superficielles.....	64
Figure 46 - Lille « Rue Hegel » : détail des observations et localisation des photos.....	66
Figure 47 - Lille « Rue Hegel » : synthèse des observations.....	68
Figure 48 - Lille « Rue Hegel » : transect du versant du Weppes et du fond de vallée de la Deûle passant par la rue Hegel.....	72
Figure 49 - Vallée de la Deûle, observations personnelles à proximité du méandre de Santes.....	73
Figure 50 - Transect Houplin-Ancoisne « Station d'épuration ».....	75
Figure 51 - Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » : stratigraphie détaillée du sondage 11.....	78
Figure 52 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : microtopographie et localisation des observations.....	82
Figure 53 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : transect à la tarière mécanique, réinterprétation..	86
Figure 54 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : coupe centrale.....	88
Figure 55 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : log type.....	89
Figure 56 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : sondage PM9, interfluve formé par SV entre le petit méandre et le cours de la Deûle, transition de faciès.....	90
Figure 57 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : Datations radiocarbone, présentation graphique..	92
Figure 58 - Corrélation stratigraphique et palynologique entre la fouille 2003 et la carotte SC 25.....	93
Figure 59 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : reconstitution de l'évolution du petit méandre.....	94
Figure 60 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : synthèse chrono-stratigraphique et paléoenvironnementale.....	96
Figure 61 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : diagramme pollinique, série principale.....	97
Figure 62 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : hypothèse d'un effondrement de la berge.....	98
Figure 63 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : hypothèse d'un développement simultané et diachronique des unités SN et T.....	98
Figure 64 - Localisation de l'observation Seclin « Hôpital ».....	99
Figure 65 - Seclin « Hôpital » : sondages.....	101
Figure 66 - Seclin « Hôpital » : analyse palynologique.....	103
Figure 67 - Seclin « Hôpital » : corrélation avec Lambersart « Les Conquérants ».....	104
Figure 68 - Relief et réseau hydrographique de la région de La Bassée, entre Deûle et Lys, entre Gohelle et Weppes.....	105
Figure 69 - Localisation des observations de la région de Douvrin et Billy-Berclau.....	106
Figure 70 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord.....	108
Figure 71 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie sud.....	109
Figure 72 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord, exagération verticale et description.....	108
Figure 73 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : chenal, partie nord, exagération verticale.....	109
Figure 74 - Douvrin « Les Pâtures » : transect.....	113
Figure 75 - Douvrin « Les Pâtures » : croquis du sondage SP2.....	114
Figure 76 - Douvrin « Les Pâtures » : motte de sol remanié en fond de sondage SP2.....	114
Figure 77 - Localisation de l'interfluve de Dourges, entre Scarpe et Deûle, entre Gohelle et Pévèle.....	115
Figure 78 - Observations sur l'interfluve de Dourges.....	117
Figure 79 - Microtopographie du marais de Dourges et localisation des observations.....	119
Figure 80 - « Marais de Dourges » : coupe centrale (partie sud).....	120
Figure 81 - « Marais de Dourges » : coupe centrale (partie nord).....	121
Figure 82 - « Marais de Dourges » : coupe latS1 (partie nord).....	120
Figure 83 - « Marais de Dourges » : coupe latS1 (partie sud).....	121
Figure 84 - « Marais de Dourges » : analyse continue de la granulométrie.....	122
Figure 85 - « Marais de Dourges » : stratigraphie type.....	123
Figure 86 - « Marais de Dourges » : épaisseur approximative des formations sous les labour, présence de dépôts grossiers associés au loess et activité fluviatile postérieure à l'Allerød.....	124
Figure 87 - « Marais de Dourges » : exemple de dépôts grossiers associés au loess en bordure de la dépression.....	125
Figure 88 - « Marais de Dourges » : exemple d'un pseudomorphe de coin de glace.....	125
Figure 89 - « Marais de Dourges » : diagramme des dates radiocarbone calibrées et localisation sur la coupe.....	128

Figure 90 - « Marais de Dourges » : répartition des espèces de mollusques exprimée en valeurs absolues.....	128
Figure 91 - « Marais de Dourges » : reconstitution de l'évolution au Tardiglaciaire.....	133
Figure 92 - « Dourges-Ostricourt » : localisation des sondages profonds et des transects.....	135
Figure 93 - « Dourges-Ostricourt » : transect A, partie sud.....	138
Figure 94 - « Dourges-Ostricourt » : transect A, partie nord.....	139
Figure 95 - « Dourges-Ostricourt » : détail sud du transect A.....	138
Figure 96 - « Dourges-Ostricourt » : détail nord du transect A.....	139
Figure 97 - « Dourges-Ostricourt » : transect B, partie nord.....	140
Figure 98 - « Dourges-Ostricourt » : transect B, partie sud.....	141
Figure 99 - « Dourges-Ostricourt » : différentes unités stratigraphiques, morphostratigraphiques et morphologiques au contact entre l'interfluve et la plaine.....	142
Figure 100 - Avion « ZI des 14 » : localisation en Gohelle.....	147
Figure 101 - Avion « ZI des 14 » : bassin versant.....	148
Figure 102 - Avion « ZI des 14 » : localisation des sondages en puits et topographie.....	149
Figure 103 - Avion « ZI des 14 » : transects du vallon sec.....	150
Figure 104 - Avion « ZI des 14 » : synthèse chronostratigraphique.....	152
Figure 105 - Bouvines « Grand Marais » : localisation dans le bassin de la Marque.....	153
Figure 106 - Bouvines « Grand Marais » : localisation du transect.....	154
Figure 107 - Bouvines « Grand Marais » : transect.....	156
Figure 108 - Bouvines « Grand Marais » : détail de la partie supérieure du sondage S2, datations et interprétation chronostratigraphique.....	157
Figure 109 - Bouvines « Grand Marais » : détail de la partie supérieure du sondage S17, datations et interprétation chronostratigraphique.....	157
Figure 110 - Waziers « Bas Terroir » : localisation dans le bassin de la Scarpe.....	161
Figure 111 - Waziers « Bas Terroir » : microtopographie.....	162
Figure 112 - Waziers « Bas Terroir » : localisation des observations.....	162
Figure 113 - Waziers « Bas Terroir » : vue générale de S5.....	165
Figure 114 - Waziers « Bas Terroir » : levé du S5 au 14 février 2013.....	164
Figure 115 - Waziers « Bas Terroir » : levé du S5 par Yann Petite (DAPCAD).....	167
Figure 116 - Waziers « Bas Terroir » : levé du puisard.....	168
Figure 117 - Waziers « Bas Terroir » : partie supérieure du « puisard ».....	169
Figure 118 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », décompte et localisation des espèces de malacofaune.....	170
Figure 119 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », diagramme des effectifs de malacofaunes.....	171
Figure 120 - Waziers « Bas Terroir » : panneau de résistivité n°1.....	175
Figure 121 - Waziers « Bas Terroir » : cartographie de la résistivité des premiers mètres du sol acquise via l'EM31 et interprétation.....	175
Figure 122 - Waziers « Bas Terroir » : sélection de quelques sondages mécaniques destructifs.....	177
Figure 123 - Waziers « Bas Terroir » : localisation des transects interprétatifs construits à partir des données ponctuelles.....	178
Figure 124 - Waziers « Bas Terroir » : transect 1.....	178
Figure 125 - Waziers « Bas Terroir » : transect 3.....	125
Figure 126 - Waziers « Bas Terroir » : cartographie des formations organiques.....	180
Figure 127 - Scarpe « gazoduc » : localisation du tracé du gazoduc dans le bassin de la Scarpe.....	181
Figure 128 - Scarpe « gazoduc » : microtopographie le long du tracé.....	182
Figure 129 - Scarpe « gazoduc » : découpage en sections.....	183
Figure 130 - Scarpe « gazoduc » : sections A à C, lithostratigraphie.....	186
Figure 131 - Scarpe « gazoduc » : sections D et E, lithostratigraphie.....	187
Figure 132 - Scarpe « gazoduc » : interprétation chronostratigraphique.....	188
Figure 133 - Scarpe « gazoduc » : morphologie du talus bordier de la Pévèle.....	188
Figure 134 - Scarpe « gazoduc » : unité 5, croquis de la rythmicité d'un dépôt.....	191
Figure 135 - Scarpe « gazoduc » : croquis stratigraphique dans le puits des prélèvements OSL 6 et 7.....	192
Figure 136 - Scarpe « gazoduc » : logs des puits OSL du Câtelet, du Bas-du-Quesnoy et du sondage S28.....	193
Figure 137 - Scarpe « gazoduc » : transect du Câtelet.....	194
Figure 138 - Scarpe « gazoduc » : hypothèse d'une défluviation pléniglaciaire du ruisseau de Coutiches d'après la carte IGN 1/25 000.....	196
Figure 139 - Scarpe « gazoduc » : Microtopographie du chenal amont du méandre de Vred.....	197
Figure 140 - Scarpe « gazoduc » : coupe simplifiée du chenal amont du méandre de Vred.....	140

Figure 141 - Scarpe « gazoduc » : reconstitution de l'évolution du méandre de Vred.....	200
Figure 142 - Scarpe « gazoduc » : transect du franchissement du ruisseau de Coutiches.....	203
Figure 143 - Scarpe « gazoduc » : hypothèse de l'évolution du ruisseau de Coutiches.....	204
Figure 144 - Scarpe « gazoduc » : essai de reconstitution de la paléogéographie de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien.....	206
Figure 145 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : localisation dans le bassin de la Scarpe.....	207
Figure 146 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : localisation et morphologie de la région de Saint-Amand.....	208
Figure 147 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : topographie de détail et localisation des sondages profonds.....	209
Figure 148 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : localisation des sondages et des prises de vues.....	210
Figure 149 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : mise en évidence de deux modelés liés à de probables chenaux du Pléniglaciaire weichselien et localisation du transect.....	212
Figure 150 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : tranchée S1, coupe à travers la rive nord du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien.....	213
Figure 151 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : détail des sondages SP2 à SP9.....	214
Figure 152 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : transect, synthèse lithostratigraphique.....	216
Figure 153 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : transect interprétatif, emboîtements de nappes fluviales pléniglaciaires et holocènes.....	216
Figure 154 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine.....	217
Figure 155 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation en rive droite du site de confluence.....	218
Figure 156 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : localisation du transect sur l'atlas de Trudaine (1746).....	219
Figure 157 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : Localisation des sondages sur le plan cadastral.....	220
Figure 158 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : transect.....	222
Figure 159 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : synthèse stratigraphique.....	224
Figure 160 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine.....	226
Figure 161 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : localisation du transect en rive droite de l'Hogneau.....	226
Figure 162 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : localisation des sondages et des photos panoramiques sur l'extrait de la carte IGN.....	227
Figure 163 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : transect.....	228
Figure 164 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : représentation graphique des datations radiocarbones du Tardiglaciaire.....	231
Figure 165 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : localisation dans la plaine de confluence Escaut/Haine.....	233
Figure 166 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : localisation du transect en rive droite de l'Hogneau.....	234
Figure 167 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : détail des sondages en puits.....	235
Figure 168 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : transect interprétatif.....	236
Figure 169 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : ravine sur versant postérieure au dépôt de loess.....	238
Figure 170 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : ravine, assemblage photo commenté.....	239
Figure 171 - La vallée de l'Escaut en amont de Valenciennes.....	242
Figure 172 - Valenciennes « le Vignoble » : localisation des observations.....	243
Figure 173 - Valenciennes « le Vignoble » : coupes.....	244
Figure 174 - Valenciennes « le Vignoble » : synthèse stratigraphique.....	247
Figure 175 - Valenciennes « le Vignoble » : log synthétique des prélèvements palynologiques et dates radiocarbones.....	249
Figure 176 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 1 et 2	250
Figure 177 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 3 à 5.....	251
Figure 178 - Valenciennes « le Vignoble » : hypothèse d'évolution, phases 6 à 9.....	252
Figure 179 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme pollinique.....	255
Figure 180 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme pollinique partiel (Tilia exclu)	257
Figure 181 - Valenciennes « le Vignoble » : variation des indices polliniques, de l'hydrométrie, de l'activité anthropique et du couvert forestier.....	257
Figure 182 - Valenciennes « le Vignoble » : diagramme de concentrations absolues et diversité.....	259
Figure 183 - Valenciennes « le Vignoble » : juxtaposition graphique des résultats paléoenvironnementaux.....	261
Figure 184 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : localisation des observations.....	263
Figure 185 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : transect et localisation de la datation.....	265
Figure 186 - Trith-Saint-Léger, localisation des observations.....	268

Figure 187 - Trith-Saint-Léger, transect.....	268
Figure 188 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : rive de l'ancien méandre et localisation du transect.....	270
Figure 189 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : photo commentée de la coupe tranchée 7.....	270
Figure 190 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : transect.....	273
Figure 191 - La vallée de l'Escaut entre Valenciennes et Prouvy d'après le plan de Trudaine (1746).....	276
Figure 192 - Géoréférencement approximatif d'un extrait de la carte de Trudaine entre Prouvy et Trith sur la carte IGN 1/25000 et localisation des données présentées.....	276
Figure 193 - Famars « zone d'expansion des crues » : contexte de plateau.....	277
Figure 194 - Famars « zone d'expansion des crues » : localisation des sondages et des photos.....	279
Figure 195 - Famars « zone d'expansion des crues » : transect.....	280
Figure 196 - Famars « zone d'expansion des crues » : essai de reconstruction de l'évolution depuis la fin du Pléniglaciaire.....	284

Figures du volume II

Figure 197 - Complexes de terrasses alluviales de la lys et de l'Aa à la limite haut et bas-pays.....	299
Figure 198 - Localisation des dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée.....	300
Figure 199 - Frise chronologique des dépôts de fond de vallées antérieurs au Pléniglaciaire weichselien.....	302
Figure 200 - Localisation des observations proches du « Vert-Galant ».....	303
Figure 201 - Fort du Vert-Galant : Coupe observée par Ladrière.....	304
Figure 202 - Coupes de la vallée de la Deûle à Lille (fin du 19ème siècle et début 20ème siècle).....	306
Figure 203 - Coupe du versant ouest de la vallée de la Deûle à Lille (Sommé 1977).....	307
Figure 204 - Lambersart « Les Conquérants » : synthèse.....	308
Figure 205 - Lambersart « Les Conquérants » : Conditions de dépôt de l'unité 3.....	309
Figure 206 - Logs des observations dans la vallée de la Deûle et corrélations.....	312
Figure 207 - Seclin « Hôpital » : Corrélation avec les observations proches et interprétation chronostratigraphique.....	312
Figure 208 - Transect de la Deûle à Wambrechies « Vert-Galant »	314
Figure 209 - Dépôt alluviaux attribués au Début Glaciaire Weichselien ou à l'Eemien dans la région de Lille.....	315
Figure 210 - Trois transects à la jonction versant/fond de vallée de la Deûle, interprétation chrono-stratigraphique.....	316
Figure 211 - Transect de la Marque à Marcq-en-Baroeul.....	317
Figure 212 - Transect schématique de la plaine de la Lys.....	318
Figure 213 - Coupe sud de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton.....	318
Figure 214 - Coupe est de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton.....	321
Figure 215 - Coupe est de la briqueterie Dumoulin (1967) à Warneton.....	322
Figure 216 - Coupe sud de la briqueterie Dumoulin (1967) à Warneton.....	323
Figure 217 - Corrélation entre les coupes de briqueterie de Warneton.....	324
Figure 218 - Coupe est de la briqueterie Delcourt (1964) à Warneton : évolution d'un chenal ?.....	325
Figure 219 - Coupes de Warneton : synthèse et interprétation.....	327
Figure 220 - Localisation des sondages consultés sur la plaine de la Lys.....	329
Figure 221 - Topographie de la base du Quaternaire dans la plaine de la lys.....	331
Figure 222 - Recensement des dépôts grossiers dans la plaine de la Lys.....	332
Figure 223 - Morphologie de la région de Neuffossé.....	333
Figure 224 - Recensement des dépôts organiques profonds dans la plaine de la Lys.....	335
Figure 225 - Extension de dépôts organiques attribués au Début Glaciaire weichselien dans la plaine de la Scarpe.....	337
Figure 226 - Zone de dépouillement systématique des sondages dans les environs de Lys-lez-Lannoy....	339
Figure 227 - Environs de Lys-lez-Lannoy : sondages dépouillés.....	340
Figure 228 - Transect à Lys-lez-Lannoy.....	340
Figure 229 - Topographie de la base du Quaternaire dans les environs de Lys-lez-Lannoy.....	341
Figure 230 - Epaisseur du Quaternaire et localisation des dépôts graveleux et organiques, environs de Lys-lez-Lannoy.....	341

Figure 231 - Présence d'éléments organiques associés à des sédiments du Pléistocène dans la plaine de confluence Escaut-Haine.....	342
Figure 232 - Transect Ouest-Est du versant et du fond de vallée en rive gauche de l'Aunelle au sud de Quiévrechain.....	343
Figure 233 - Les trois catégories de dépôts antérieur au Weichselien conservée en fond de vallée dans la zone d'étude et leur localisation.....	345
Figure 234 - Topographie de la base du Quaternaire dans la partie est de la Flandre belge et mise en exergue d'une partie de la vallée flamande.....	348
Figure 235 - Partie est de la vallée flamande et sa terminaison française.....	349
Figure 236 - Incisions et remblaiements : localisation des repères dans la terminaison française de la vallée flamande.....	350
Figure 237 - Esquisse des profils longitudinaux de la base du Quaternaire de la Deûle et de la Lys dans la zone d'étude.....	352
Figure 238 - Profils longitudinaux de la base du Quaternaire de la terminaison française de la vallée flamande jusqu'au bassin de la mer du Nord.....	354
Figure 239 - Transect théorique de la terminaison française de la vallée flamande.....	356
Figure 240 - Position du bassin français de l'Escaut dans le cadre structural tectonique régionale.....	357
Figure 241 - Etagement des nappes alluviales : comparaison de la terminaison française de la vallée flamande avec les régions voisines.....	358
Figure 242 - Relation théorique entre subsidence modérée et absence de conservation des nappes alluviales.....	359
Figure 243 - Schéma illustrant la tendance au développement d'un réseau hydrographique orthoclinal au contact haut et bas-pays en fonction de la lithologie ante-quaternaire.....	360
Figure 244 - Chorème illustrant la répartition du réseau hydrographique, des reliefs et des affleurements lithologiques ante-quaternaire dans le sud du bas-pays.....	360
Figure 245 - Hypothèse d'une double incision du flanc sud du Mélantais suite à un abaissement du niveau de base aval.....	363
Figure 246 - Chorème de l'hypothèse de captures successives vers la mer du Nord dans la région de l'Audomarois.....	364
Figure 247 - Vues en perspective de la région d'Arques.....	365
Figure 248 - Coupe transversale de la vallée de l'Aa au niveau d'Arques, d'après J. Sommé 1977.....	365
Figure 249 - Comparaison des profils longitudinaux schématiques de la vallée flamande (axe Deûle et Lys) et de l'axe Aa-Neufossé.....	366
Figure 250 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Lys.....	380
Figure 251 - Coupe de la briqueterie d'Armentières et transcription.....	382
Figure 252 - Coupe de la briqueterie de Ploegsteert et transcription.....	383
Figure 253 - Coupe de la briqueterie de Frelinghien et transcription.....	383
Figure 254 - Coupe de la briqueterie de Deûlémont et transcription.....	384
Figure 255 - Coupe de la briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle et transcription.....	385
Figure 256 - Synthèse des coupes de briqueteries dans la plaine de la Lys.....	386
Figure 257 - Le Pléniglaciaire Weichselien dans la carotte d'Erquinghem-sur-la-Lys.....	388
Figure 258 - Les observations de la plaine de la Lys hors briqueterie et essai de synthèse stratigraphique.....	389
Figure 259 - Proposition d'une chronologie des dépôts du Pléniglaciaire de la plaine de la Lys.....	393
Figure 260 - Contexte morphologique des sondages d'Houplines « Mal Attiré ».....	395
Figure 261 - Possibles indices morphologiques d'écoulement à la surface de la plaine de la Lys.....	396
Figure 262 - Hypothèse de la dynamique fluvio-éolienne et fluvial de la plaine de la Lys à la fin du Pléniglaciaire supérieur.....	397
Figure 263 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans les vallées de la Deûle, de la Marque et de l'Espierre.....	399
Figure 264 - Dépôts pléniglaciaires dans les vallées de la Marque et de la Deûle, observations 1 à 5.....	400
Figure 265 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 6 à 10.....	401
Figure 266 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 11 à 15.....	402
Figure 267 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 16 à 20.....	403
Figure 268 - Dépôts pléniglaciaires dans la vallée de la Deûle, observations 21 à 25.....	404
Figure 269 - Dépôts pléniglaciaires dans les vallées de la Marque, de la Deûle et de l'Espierre, observations 26 à 30.....	405
Figure 270 - Vue aérienne et croquis d'un petit chenal entre Pont-à-Vendin et Meurchin.....	408

Figure 271 - Evolution schématique des ultimes écoulements contemporains de l'invasion loessique dans les parties amont : évolution schématique.....	409
Figure 272 - Vallée de la Marque : modèle morpho-stratigraphique des écoulements de la fin du Pléniglaciaire weichselien dans une vallée de taille moyenne en contexte loessique...	410
Figure 273 - Lille « rue Hegel », expression graphique des datations et taux de sédimentation possible...	411
Figure 274 - Représentation graphique des datations de dépôt Pléniglaciaire dans la vallée de la Deûle..	413
Figure 275 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe.....	414
Figure 276 - Les dépôts attribués au Pléniglaciaire weichselien sur le transect gazoduc Scarpe.....	415
Figure 277 - Dépôts pléniglaciaires dans la plaine de la Scarpe, observations 1 à 3 et 5 à 10.....	417
Figure 278 - Les datations de dépôt Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe.....	419
Figure 279 - Exemple d'alluvions périglaciaires calcaires avec niveau organique (Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK).....	420
Figure 280 - Bloc diagramme schématique et interprétatif du site paléolithique du « Mont des Bruyères » à Saint-Amand-les-Eaux et localisation des datations OSL.....	421
Figure 281 - MNT LiDAR Scarpe avec localisation des toponymes cités et des détails présentés <i>infra</i>	423
Figure 282 - Carto interprétation du MNT LiDAR Scarpe.....	425
Figure 283 - Localisation de la rive probable présentée sur la photo 143.....	426
Figure 284 - Le méandre d'Hyverchies.....	427
Figure 285 - Le méandre d'Hasnon.....	427
Figure 286 - Les méandres dans la zone marécageuse entre Flines et Lallaing.....	428
Figure 287 - Le bord de la plaine à Fenain-Erre et traces de petits chenaux.....	428
Figure 288 - Cartographie de dunes linéaires dans la plaine de la Scarpe.....	431
Figure 289 - Dunes en forêt de Marchiennes.....	432
Figure 290 - Dunes en forêt de Saint-Amand-les-Eaux.....	432
Figure 291 - Débouché de la vallée du ruisseau de Coutiches dans la plaine.....	433
Figure 292 - Débouché du courant de l'Hôpital dans la plaine.....	434
Figure 293 - Localisation des observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de confluence Escaut-Haine et en aval.....	436
Figure 294 - Dépôts pléniglaciaires dans la plaine de confluence Escaut-Haine et en aval, observations 1 à 11.....	438
Figure 295 - Dépôts pléniglaciaires dans la plaine de confluence Escaut-Haine et dans la vallée Hogueau-Aunelle, observations 12 à 14.....	439
Figure 296 - Dépôts fluviatiles et éoliens à Beuvrages.....	440
Figure 297 - Répartition des dépôts de tourbe et travertin holocènes à la confluence Escaut-Haine et hypothèse d'une morphologie pléistocène d'origine éolienne.....	442
Figure 298 - Localisation de quelques observations sur le Pléniglaciaire des fonds de vallées du haut-pays et sur l'activité fluviatile sur versant.....	443
Figure 299 - Erosion aréolaire, érosion en ravines sur versant et conservation différentielle des sols du Début Glaciaire.....	445
Figure 300 - Bassin versant du talweg élémentaire du bassin versant Onnaing-Toyota.....	446
Figure 301 - Onnaing- Toyota, topographie du substrat (sable landénien glauconieux) et dépôts fluviatiles sus-jacents.....	447
Figure 302 - Morpho-stratigraphie de l'emprise Onnaing-Toyota.....	448
Figure 303 - Diagramme schématique de deux systèmes morpho-sédimentaires types en fonction de la pente et de la résistance du substrat.....	448
Figure 304 - Hallennes-lez-Haubourdin, transect nord-ouest/sud-est en bas de versant.....	450
Figure 305 - Bassin versant du talweg élémentaire de Mérignies et ravin comblé.....	453
Figure 306 - Mérignies, transect partiel du ravin à comblement Pléniglaciaire.....	454
Figure 307 - Avion, transect simplifié et interprétation chrono-stratigraphique du talweg élémentaire.....	455
Figure 308 - Hypothèse de fonctionnement du vallon avant l'apport de loess du Pléniglaciaire supérieur..	456
Figure 309 - Talwegs et dépôts fluviatiles associés sur le versant d'Onnaing-Toyota.....	457
Figure 310 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : un noeud du réseau de fente.....	458
Figure 311 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : association ravine-pseudomorphe de coin de glace.....	459
Figure 312 - Relation entre ravines et réseaux de coins de glace en position d'interfluve et en contexte de plateau : l'exemple de Saint-Hilaire-sur-Helpe.....	459
Figure 313 - Haut et bas-pays : deux systèmes morpho-stratigraphiques.....	463
Figure 314 - Proposition d'une lithostratigraphie des formations du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée.....	465

Figure 315 - Le pléniglaciaire weichselien de la vallée la Deûle : synthèse litho-stratigraphique.....	468
Figure 316 - Le pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Scarpe, transect gazoduc : synthèse litho-stratigraphique.....	468
Figure 317 - Le pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Scarpe, observations 1 à 10 : synthèse litho-stratigraphique.....	469
Figure 318 - Le pléniglaciaire weichselien de la plaine de la Lys : synthèse litho-stratigraphique.....	469
Figure 319 - Le pléniglaciaire weichselien de la plaine de confluence Escaut-Haine, observations 1 à 11 : synthèse litho-stratigraphique.....	470
Figure 320 - Le pléniglaciaire weichselien de la plaine de confluence Escaut-Haine, observations 12 à 14 : synthèse litho-stratigraphique.....	470
Figure 321 - Principales phases sédimentaires du Pléniglaciaire weichselien dans la zone d'étude.....	471
Figure 322 - Représentation schématique de quatre phases sédimentaires identifiées pour le Pléniglaciaire Weichselien dans la zone d'étude.....	472
Figure 323 - Evolution pléniglaciaire des vallées du bas-pays (Lys, Deûle et Scarpe) et comparaison régionale.....	472
Figure 324 - Schéma de l'évolution d'un bassin versant de faible dimension dans la zone de loess, relations entre écoulements, faciès et morphologie.....	474
Figure 325 - Répartition approximative et empirique des différentes sections fluviales de la figure 324 en fonction de la superficie du bassin versant.....	475
Figure 326 - Cartographie sommaire des zones de déflation et de dépôt éolien au Pléniglaciaire supérieur, attestées ou supposées.....	476
Figure 327 - Dépôt sableux d'Halluin.....	477
Figure 328 - Proposition de corrélation entre le système stratigraphique du bas-pays du Nord de la France et celui des Pays-Bas.....	481
Figure 329 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial.....	488
Figure 330 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial : zoom.....	488
Figure 331 - Dates radiocarbone calibrées, comparaison avec les chronozones Greenland Intertadial 1 (NGRIP) et les courbes isotopiques O18 NGRIP, GRIP et GISP2.....	493
Figure 332 - Dates radiocarbone calibrées classées et mise en exergue du site d'origine.....	494
Figure 333 - Variation de la calibration en fonction de la courbe de référence.....	495
Figure 334 - Dates radiocarbone calibrées et classées par site.....	496
Figure 335 - Dates radiocarbone calibrées et classées par site, mise en exergue de la nature du sédiment.....	497
Figure 336 - Diagramme de l'évolution de l'humidité du marais de Dourges au Tardiglaciaire (première interprétation chronologique).....	498
Figure 337 - Essai de calage chronologique des variations d'humidité à Dourges par rapport au référentiel INTIMATE et réinterprétation chronologique des phases 8 à 10.....	500
Figure 338 - Nouvelle interprétation chronologique des unités stratigraphiques et des variations d'humidités observées sur le « Marais de Dourges ».....	501
Figure 339 - Localisation des dépôts lacustres du Tardiglaciaire dans la zone d'étude et en Belgique.....	503
Figure 340 - Nombre de sites attribués aux chronozones du Tardiglaciaire et du Préboréal initial en fonction de l'environnement.....	504
Figure 341 - Nombre de sites confirmés pour chaque chronozone du Tardiglaciaire et le Préboréal initial en fonction de l'environnement.....	505
Figure 342 - Nombre de dates radiocarbone sur chaque chronozone du Tardiglaciaire et le Préboréal initial en fonction de l'environnement.....	505
Figure 343 - Nombre de dates radiocarbone sur chaque chronozone du Tardiglaciaire en fonction de l'environnement et de la sédimentologie.....	505
Figure 344 - Succession des enregistrements de la fin de l'Allerød et du Dryas dans la zone d'étude, comparaison avec la courbe Delta O18 NGRIP et proposition d'une chronologie.....	513
Figure 345 - Exemple de succession travertin-tourbe dans la vallée de l'Escaut.....	520
Figure 346 - Crise érosive gallo-romaine à Lille (vallée de la Deûle).....	523
Figure 347 - Chronologie des modifications des fonds de vallées tourbeux atlantique dans les bassins versants proches.....	526
Figure 348 - Frise chronologique et corrélation d'événements régionaux.....	528
Figure 349 / Annexe 1 - localisation des observations enregistrées dans la BDLD_V1 (octobre 2013).....	547
Figure 350 / Annexe 3 - localisation des sondages d'étalonnage.....	550
Figure 351 / Annexe 3 - sondage 12.....	557
Figure 352 / Annexe 4 - exemple de fiche descriptive utilisée pour enregistrer les sondages géotechniques.....	562

Figure 353 / Annexe 4 - exemple de fiche utilisée pour interpréter les sondages géotechniques.....	562
Figure 354 / Annexe 4 - exemple d'une cartographie de Planarch 1, topographie et lithologie des terrains ante-Quaternaires.....	563
Figure 355 / Annexe 4 - exemple d'une cartographie de Planarch 1, épaisseur de la « grave ».....	563
Figure 356 / Annexe 4 - Planarch 1, carte de synthèse.....	564

Tables du volume I

Table 1 - Caractéristiques hydrologiques du bassin de l'Escaut.....	3
Table 2 - Liste des MNT les plus couramment utilisés pour la localisation des données.....	8
Table 3 - Liste de fichiers consultés au format shapefile sur le réseau hydrographique.....	11
Table 4 - Le débit de l'Escaut à Tournai.....	16
Table 5 - Quelques données hydrologiques dans la zone d'étude.....	16
Table 6 - Hydronymes possibles dans le bassin Scarpe-Sensée, en fonction de l'espace et du temps.....	20
Table 7 - Ventilation des observations sur la zone d'étude en fonction de la technique utilisée.....	23
Table 8 - Sélection des observations présentées dans le corps du mémoire et principales problématiques associées.....	39
Table 9 - Lambersart « Les Conquérants » : liste des malacofaunes.....	52
Table 10 - Transect partiel de la vallée de puis Lambersart : stratigraphie, description et interprétation.....	54
Table 11 - Lille « rue du Palais Rihour » : datations par radiocarbone.....	56
Table 12 - Lille « rue Hegel » : description des observations.....	67
Table 13 - Lille « Rue Hegel » : calibration de la datation radiocarbone.....	71
Table 14 - Datations d'Houplin-Ancoisne transect « Station d'épuration ».....	79
Table 15 - Datations effectuées sur la zone Douvrin / Billy-Berclau.....	110
Table 16 - « Marais de Dourges » : dates radiocarbone.....	127
Table 17 - « Marais de Dourges » : inventaire d'après la position stratigraphique et dénombrement des taxons mammaliens identifiés.....	130
Table 18 - « Dourges-Ostricourt » : listes des taxons identifiés.....	144
Table 19 - Datations effectuées sur des échantillons prélevés à Bouvines « Grand Marais ».....	158
Table 20 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », liste des malacofaunes de l'observation Waziers.....	171
Table 21 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard », tests palynologiques.....	173
Table 22 - Scarpe « gazoduc » : synthèse lithostratigraphique et attributions chronologiques.....	189
Table 23 - Scarpe « gazoduc » : datations radiocarbone.....	190
Table 24 - Scarpe « gazoduc » : datations OSL.....	190
Table 25 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : datations radiocarbone.....	212
Table 26 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : datations radiocarbone.....	220
Table 27 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : datations radiocarbone.....	231
Table 28 - Valenciennes « le Vignoble » : détail de la stratigraphie (partie 1 sur 2).....	245
Table 29 - Valenciennes « le Vignoble » : détail de la stratigraphie (partie 2 sur 2).....	246
Table 30 - Valenciennes « le Vignoble » : datations radiocarbone.....	249
Table 31 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : datations radiocarbone.....	273
Table 32 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : corrélation avec le transect d'Haulchin « rue du 19 mars 1962 » et comparaison des altitudes.....	276
Table 33 - Famars « zone d'expansion des crues » : datations radiocarbone.....	283

Tables du volume II

Table 34 - Recensement des dépôts de fond de vallée antérieurs au Pléniglaciaire Weichselien.....	301
Table 35 - Corrélation des unités stratigraphiques de Lambersart «Les-Conquéranrs », Sequedin, Wambrechies «Fort du Vert-Galant » et Seclin « Hopital » et ébauche d'une synthèse de l'évolution morphosédimentaire de la vallée au Weichselien.....	310
Table 36 - Recensement des mentions de dépôts organiques profonds dans la plaine de la Lys.....	336
Table 37 - Incisions et remblaiements : quelques repères.....	350
Table 38 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Lys.....	380
Table 39 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans les vallées de la Deûle, de la Marque et de l'Espierre.....	400
Table 40 - Datations effectuées sur des dépôts de la vallée de la Deûle attribués au Pléniglaciaire weichselien.....	411
Table 41 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de la Scarpe.....	415
Table 42 - Datations effectuées sur des dépôts de la plaine de la Scarpe attribués au Pléniglaciaire weichselien.....	420
Table 43 - Observations de dépôts attribuables au Pléniglaciaire dans la plaine de confluence Escaut-Haine et en aval.....	437
Table 44 - Quelques observations sur le Pléniglaciaire des fonds de vallées du haut-pays et sur l'activité fluviatile du Pléniglaciaire sur versant.....	444
Table 45 - Recensement de ravines élémentaires pléistocènes en position de versant ou d'interfluve et mesure de leur bassin versant potentiel.....	460
Table 46 - Proposition d'une litho-stratigraphie des formations du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée.....	464
Table 47 - Recensement des dépôts datés du Tardiglaciaire ou du Préboréal initial.....	489
Table 48 - Liste des datations radiocarbone du Tardiglaciaire et du Préboréal Initial.....	491
Table 49 - Liste des datations radiocarbone calibrées du Tardiglaciaire et du Préboréal Initial.....	492
Table 50 - Récapitulatif des principales observations (sédiments, hydrologie, paléontologie) effectuées sur les niveaux interstadias du Tardiglaciaire à Dourges « Delta 3 ».....	499
Table 51 - Catégorisation des sites du Tardiglaciaire et du Préboréal initial en fonction du contexte de dépôt.....	504
Table 52 - Chronologie des modifications des fonds de vallées tourbeux atlantique dans la zone d'étude et les bassins versants proches.....	525
Table 53 / Annexes - contenu de la version papier et électronique.....	545
Table 54 / Annexe 1 - liste des rubriques utilisées dans la BDL (partie 1 sur 2).....	546
Table 55 / Annexe 1 - liste des rubriques utilisées dans la BDL (partie 2 sur 2).....	548
Table 56 / Annexe 2 - rubriques de traitement des données BSS plaine de la Lys.....	549
Table 57 / Annexe 3 - géoréférencement en Lambert 93 des sondages d'étalonnage.....	551
Table 58 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 9.....	553
Table 59 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 10.....	555
Table 60 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 12.....	558
Table 61 / Annexe 3 - analyse malacologique du sondage 13.....	560
Table 62 / Annexe 4 - liste des principales rubriques interprétatives du projet Planarch 1.....	563

Photos du volume I

Photo 1 - Lambersart « Les Conquérants » : vue partielle du talus sud-est.....	42
Photo 2 - Lambersart « Les Conquérants » : unité 3 figure 36, petites ravines.....	48
Photo 3 - Lambersart « Les Conquérants » : prélèvements palynologiques.....	50
Photo 4 - Lille « rue du Palais Rihour » : observation 2, partie inférieure.....	55
Photo 5 - Lille « Rue Hegel » : montage photo panoramique du creusement du bassin de la rue Hegel.....	63
Photo 6 - Lille « Rue Hegel » : vue générale de la coupe 1.....	65
Photo 7 - Lille « Rue Hegel » : Coupe 4, vue générale.....	65
Photo 8 - Lille « Rue Hegel » : Coupe 1, détail de l'unité 5.....	65
Photo 9 - Lille « Rue Hegel » : coupe 2, unités de détail 3 à 6.....	68
Photo 10 - Lille « rue Hegel », coupe 3, unités de détail 7 à 11.....	69
Photo 11 - Lille « Rue Hegel » : coupe 4, partie supérieure.....	69
Photo 12 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 16 et partie supérieure de l'unité de détail 17.....	69
Photo 13 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de la fente de dessiccation syngénétique au sein de l'unité de détail 16.....	69
Photo 14 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, unité de détail 15 et prélèvement OSL.....	70
Photo 15 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 15.....	70
Photo 16 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail de l'unité 11b.....	70
Photo 17 - Lille « Rue Hegel » : coupe 1, détail des agrégats de sédiment fin au sein de l'unité 11b.....	70
Photo 18 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : vue aérienne.....	83
Photo 19 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : coupe centrale.....	84
Photo 20 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : extrémité nord de la coupe centrale.....	84
Photo 21 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : sondage en puits PM3.....	89
Photo 22 - Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » : faciès du comblement du petit méandre.....	89
Photo 23 - Seclin « Hôpital » : SP1.....	100
Photo 24 - Seclin « Hôpital » : prélèvement palynologiques dans la tarière.....	100
Photo 25 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : légère dépression soulignée par un sédiment tourbeux.....	107
Photo 26 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : coupe de la dépression, vue vers le nord.....	107
Photo 27 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : coupe de la dépression, vue vers le sud.....	109
Photo 28 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : sol et gélifluxion sur la rive nord.....	110
Photo 29 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : remplissage du chenal.....	111
Photo 30 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de lits sableux à la base du chenal.....	111
Photo 31 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de blocs de tourbe à la base du chenal.....	111
Photo 32 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : remaniement de sol en contrebas de la rive sud.....	112
Photo 33 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : rive sud.....	113
Photo 34 - Billy-Berclau « Le Marécaux » : détail de restes végétaux au sein de l'unité 9.....	112
Photo 35 - Douvrin « Les Pâtures » : détail du limon lité glyifié à débris végétaux.....	113
Photo 36 - Douvrin « Les Pâtures » : détail du limon loessique oxydé avec litages sableux vers le bas.....	112
Photo 37 - Douvrin « Les Pâtures », contexte du sondage SP2 : limite d'affleurement tourbeux.....	113
Photo 38 - Douvrin « Les Pâtures » : sondage SP2.....	114
Photo 39 - « Marais de Dourges » : microtopographie.....	116
Photo 40 - « Marais de Dourges » : coupe centrale, extrémité nord (site Federmesser).....	119
Photo 41 - « Marais de Dourges » : coupe latS, extrémité nord (site Federmesser).....	119
Photo 42 - « Marais de Dourges » : coupe latS1.....	122
Photo 43 - « Marais de Dourges » : talweg hérité et colmaté.....	125
Photo 44 - « Marais de Dourges » : exemple d'un pseudomorphe de coin de glace.....	125
Photo 45 - « Marais de Dourges » : pseudomorphe, détail de la photo 44.....	126
Photo 46 - « Marais de Dourges » : réseau de fentes.....	126
Photo 47 - « Marais de Dourges » : sol de l'Allerød démantelé par des écoulements, vu du sondage n°40 dans son contexte.....	126
Photo 48 - « Marais de Dourges » : sol de l'Allerød démantelé par des écoulements, vu de détail du sondage 40.....	126
Photo 49 - « Dourges-Ostricourt » : versant de l'interfluve Deûle/Scarpe, exposé au nord.....	136
Photo 50 - « Dourges-Ostricourt » : SP26, exemple de dépôt sableux lité.....	137
Photo 51 - « Dourges-Ostricourt » : SP8, formation litée dont un lit de crayeux remarquable.....	141
Photo 52 - « Dourges-Ostricourt » : SP32, argile.....	143

Photo 53 - « Dourges-Ostricourt»: SP33, détail d'une couche riche en malacofaune.....	143
Photo 54 - « Dourges-Ostricourt » : SP12, sédimentation éolienne sur l'interfluve.....	143
Photo 55 - Waziers « Bas Terroir » : vue panoramique.....	163
Photo 56 - Waziers « Bas Terroir » : S5, détail des dépôts fluvio-éoliennes.....	165
Photo 57 - Waziers « Bas Terroir » : S5, apparition de la tourbe à bois.....	165
Photo 58 - Waziers « Bas Terroir » : S5, détail des dépôts organiques et travertineuses.....	165
Photo 59 - Waziers « Bas Terroir » : « puisard ».....	169
Photo 60 - Waziers « Bas Terroir » : campagne de sondages destructifs, exemple du TM5.....	176
Photo 61 - Scarpe « gazoduc » : une longue tranchée ponctuée de sondages en puits.....	182
Photo 62 - Scarpe « gazoduc » : test à la tarière manuelle dans le sondage en puits n°52.....	182
Photo 63 - Scarpe « gazoduc » : unité 4 sub-affleurante.....	184
Photo 64 - Scarpe « gazoduc » : unité 5 surmontée par l'unité 8.....	184
Photo 65 - Scarpe « gazoduc » : puits des prélèvements OSL 3 et 4 (Le Câtelet).....	191
Photo 66 - Scarpe « gazoduc » : unité 5, lits de sable et d'argile.....	191
Photo 67 - Scarpe « gazoduc » : S126, multiples discordances au sein de l'unité 5.....	191
Photo 68 - Scarpe « gazoduc » : puits des prélèvements OSL 6 et 7.....	192
Photo 69 - Scarpe « gazoduc » : exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5.....	192
Photo 70 - Scarpe « gazoduc » : sable éolien, au sud du Câtelet.....	194
Photo 71 - Scarpe « gazoduc » : détail des lits sable / limon de l'unité 5, puits de prélèvement OSL (dune du Câtelet).....	195
Photo 72 - Scarpe « gazoduc » : puits de prélèvement OSL de la dune du Bas-du-Quesnoy.....	195
Photo 73 - Scarpe « gazoduc » : trace topographique de la partie amont du méandre de Vred dans la plaine.....	197
Photo 74 - Scarpe « gazoduc » : franchissement du méandre de vred et fouille.....	198
Photo 75 - Scarpe « gazoduc » : méandre de Vred : structure de franchissement et partie supérieure du remplissage.....	198
Photo 76 - Scarpe « gazoduc » : colmatage argileux du lit majeur du Ruisseau de Coutiche.....	202
Photo 77 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : vue panoramique 360°.....	210
Photo 78 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : topographie de rive estompée d'un probable premier chenal du Pléniglaciaire weichselien.....	210
Photo 79 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien.....	211
Photo 80 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : rive sud du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien.....	211
Photo 81 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : début du creusement de la tranchée S1 à travers la rive nord du probable deuxième chenal du Pléniglaciaire weichselien.....	211
Photo 82 - St-Amand-les-Eaux « Port fluvial » : vue panoramique de la tranchée S1 en cours de creusement.....	211
Photo 83 - Scarpe « gazoduc » : vue générale de la tranchée S1.....	212
Photo 84 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : actuel lit mineur abandonné de l'Escaut.....	218
Photo 85 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : geste auguste du sondeur dans la peupleraie.....	218
Photo 86 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : unité « TT », succession de travertin détritique et de tourbe.....	221
Photo 87 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : unités « LPN » et « LSG », limon gleyifié surmonté par un sol noir argileux.....	223
Photo 88 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence » : détail de l'unité « SL », sable lité à débris organiques daté du Préboréal initial.....	223
Photo 89 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : vue de l'Hogneau depuis la rive gauche vers le sud-ouest.....	227
Photo 90 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : vue de l'Hogneau et de la zone sondée depuis la rive gauche vers l'est.....	227
Photo 91 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sondage SP2 en cours de creusement.....	229
Photo 92 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : unité 2 issue de SP2 vue dans le godet de la pelle mécanique.....	230
Photo 93 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : détail de l'unité 5, limon à restes végétaux datés du Bølling-Allerød.....	230
Photo 94 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sondage SP10 en cours de creusement.....	230
Photo 95 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : sable de craie légèrement graveleux (8a) avec base érosive sur (5).....	230

Photo 96 - Crespin « Zone d'expansion des crues » : partie supérieure de la stratigraphie.....	231
Photo 97 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : vue de la vallée de l'Escaut depuis le versant de Saint-Saulve (RD75).....	234
Photo 98 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL 882, apparition d'une nappe graveleuse en fin de sondage.....	236
Photo 99 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux »: BDL 878, limon et sable lité au-dessus d'une nappe fluviatile graveleuse.....	237
Photo 100 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL 879, passage du loess à un sablon limoneux lité..	237
Photo 101 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : BDL 882, l'effondrement des parois permet une lecture claire de la structure litée.....	238
Photo 102 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux » : détail du bord de la ravine.....	238
Photo 103 - Valenciennes « le Vignoble » : vue générale de l'excavation et emplacement des coupes.....	243
Photo 104 - Valenciennes « le Vignoble » : creusement de la coupe 3.....	248
Photo 105 - Valenciennes « le Vignoble » : coupe 3 et prélèvements palynologiques.....	248
Photo 106 - Valenciennes « le Vignoble » : tronc dans la partie supérieure de la tourbe.....	248
Photo 107 - Valenciennes « le Vignoble » : plusieurs générations de croûtes de battance labourées.....	253
Photo 108 - Valenciennes « le Vignoble » : prélèvement palynologique.....	253
Photo 109 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale des sondages, au pied du village.....	263
Photo 110 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : unité 2, faciès observé dans le sondage SP1.....	264
Photo 111 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : unité 2, faciès observé dans le sondage SP4.....	264
Photo 112 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP1, l'unité 3 dans le fond.....	266
Photo 113 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP2.....	266
Photo 114 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 » : vue générale du sondage SP3 vers 3 m de profondeur...	267
Photo 115 - Trith-saint-Léger, faciès de l'unité 2.....	267
Photo 116 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : coupe tranchée 7, affleurement de sable.....	270
Photo 117 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : unité 1.....	271
Photo 118 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : vue générale du sondage SPL4.....	271
Photo 119 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : pieux provenant du SPL4 remontés par la pelle mécanique.....	272
Photo 120 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : clayonnage provenant du fond du SPL4 et remonté par la pelle mécanique.....	272
Photo 121 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : unité 7a provenant du sondage SPL1.....	272
Photo 122 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL2.....	274
Photo 123 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL4.....	274
Photo 124 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais » : partie supérieure du sondage SPL1.....	275
Photo 125 - Famars « zone d'expansion des crues » : vue panoramique.....	278
Photo 126 - Famars « zone d'expansion des crues » : détail du contact entre le fond de vallée et le versant d'exposition ouest.....	278
Photo 127 - Famars « zone d'expansion des crues » : versant d'exposition est.....	279
Photo 128 - Famars « zone d'expansion des crues » : la Rhonelle, au pied du versant.....	279
Photo 129 - Famars « zone d'expansion des crues » : réalisation d'un sondage à la tarière manuelle.....	280
Photo 130 - Famars « zone d'expansion des crues » : unité 4.....	280
Photo 131 - Famars « zone d'expansion des crues » : unité 12.....	282
Photo 132 - Famars « zone d'expansion des crues » : détail de l'unité 14A.....	282
Photo 133 - Famars « zone d'expansion des crues » : sondage SP13, apparition de l'unité 16 sous les limons d'inondation 17 et 18.....	283

Photos du volume II

Photo 134 - Observation macroscopique du dépôt fluvio-éolien d'Houplines « Mal Attiré ».....	317
Photo 135 - Observation du dépôt fluvial limono-sableux lité et fortement carbonaté de Quesnoy-sur-Deûle « chemin de la bergerie ».....	317
Photo 136 - Etude micromorphologique du dépôt fluvio-éolien d'Houplines « Mal Attiré ».....	317
Photo 137 - Limon lité loessique calcaire au nord de Lille.....	320
Photo 138 - Limon loessique avec lits marqués et extensifs, secteur de Douvrin / Billy-Berclau.....	320
Photo 139 - Débris organiques, secteur de Douvrin / Billy-Berclau.....	320
Photo 140 - Gazoduc Scarpe « unité 5 » : exemple du faciès le plus commun, lits de sable et limon.....	322
Photo 141 - Lits de sable et limon blanc calcaire en rive droite de la Scarpe.....	322
Photo 142 - Exemple d'alluvions périglaciaires calcaires avec niveau organique (Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK).....	323
Photo 143 - Rive d'un probable chenal hérité du Pléniglaciaire weichselien.....	324
Photo 144 - Probable chenal pléistocène hérité du Pléniglaciaire weichselien inondé en hiver.....	325
Photo 145 - Hyverchies, rive nord d'un probable méandre hérité du Pléniglaciaire weichselien.....	326
Photo 146 - Traces de chenaux à la jonction du versant de l'Ostrevant et de la plaine de la Scarpe à Fenain-Erre.....	326
Photo 147 - Exemple d'alluvions périglaciaires litées calcaires dans la plaine de confluence Escaut-Haine (Fresnes-sur-Escaut).....	328
Photo 148 - Mérignies, détail de l'unité d (remplissage de la ravine), formation limono-sableuse litée avec restes végétaux.....	331
Photo 149 - Quesnoy-sur-Deûle « Chemin de la Bergerie » : un cailloutis d'argile lié à un écoulement révèle la présence d'un pseudo-morphe de coin de glace.....	332

Bibliographie

- Aalbersberg G. et Litt T., 1998** - Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian, *Journal of Quaternary Science*, 13 (5), 367-390.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199809)13:5<367::AID-JQS400>3.0.CO;2-I]
- Adam W., 1960** - *Faune de Belgique. Mollusques terrestres et dulciolés*, 1960, Bruxelles, Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 402 p.
- Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., et Fischer H., 2004** - High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431 (7005), 147–151.
- Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., Rasmussen S.O., Bigler M., Röthlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Peder Steffensen J., et Dahl-Jensen D., 2006** - The Greenland ice core chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale, *Quaternary Science Reviews*, 25 (23), 3246–3257.
- Andres W., Bos J., Houben P., Kalis A., Nolte S., Rittweger H., et Wunderlich J., 2001** - Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany, *Quaternary International*, 79 (1), 89-100.
[DOI : 10.1016/S1040-6182(00)00125-7]
- Antoine P., 1990** - Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique du bassin de la Somme, *Publications du CERP*, 2, 231 p.
- Antoine P., 1997 a** - Évolution tardiglaciaire et début holocène de la moyenne vallée de la Somme (France), in Fagnart J.P. et Thévenin A. dir., *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest. Actes du 119^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994, Pré- et Protohistoire*, 13-26
- Antoine P., 1997 b** - Modification des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire - Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du Bassin de la Somme (Nord de la France), *Géographie physique et Quaternaire*, 51 (1), 1-14.
- Antoine P., 1997 c** - Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale: nouveaux résultats, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325 (1), 35-42.
[DOI : 10.1016/S1251-8050(97)83270-3]
- Antoine P., Munaut A.-V., et Sommé J., 1994** - Réponse des environnements aux climats du Début Glaciaire weichselien : données de la France du Nord-Ouest, *Quaternaire*, 5 (3-4), 151-156.
- Antoine P., Lauthridou J.P., Sommé J., Auguste P., Auffret J.P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.-P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Lebreton P., Lécolle F., Lefebvre D., Limondin-Lozouet N., Munaut A.V., Ozouf J.C., Quesnel F., et Rousseau D.D., 1998** - Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : Limites et corrélations, *Quaternaire*, 9 (3), 227-241.
[DOI : 10.3406/quate.1998.1605]
- Antoine P., Lauthridou J.P., et Laurent M., 2000 a** - Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes, *Geomorphology*, 33 (3-4), 183-207.
[DOI : 10.1016/S0169-555X(99)00122-1]
- Antoine P., Fagnart J.P., Limondin-Lozouet N., et Munaut A.V., 2000 b** - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données, *Quaternaire*, 11 (2), 85-98.
[DOI : 10.3406/quate.2000.1658]
- Antoine P., Munaut A.-V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., et Fagnart J.-P., 2002 a** - Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires, in Bravard J.-P et Magny M. dir, *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Errance, 15-27.
- Antoine P., Rousseau D.D., Hatté C., Zöller L., Lang A., Fontugne M., et Moine O., 2002 b** - Évènements éoliens rapides dans les Loess du Pléniglaciaire supérieur Weichselien : l'exemple de la séquence de Nussloch (vallée du Rhin-Allemagne), *Quaternaire*, 13 (3), 199-208.
[DOI : 10.3406/quate.2002.1712]

- Antoine P., Bahain J.-J., Debenham N., Frechen M., Gauthier A., Hatté C., Limondin-Lozouët N., Loch J.-L., Raymond P., et Rousseau D.-D., 2003** - Nouvelles données sur le Pléistocène du nord du Bassin parisien : les séquences loessiques de Villiers-Adam (Val-d'Oise, France), *Quaternaire*, 14 (4), 219-235.
[DOI : 10.3406/quate.2003.1744]
- Antoine P., Limondin-Lozouët N., Auguste P., Loch J.-L., Galehb B., Reyss J.-L., Escudé É., Carbonel P., Mercier P., Bahain J.-J., Falguères C., et Voinchet P., 2006** - Le tuf de Caours (Somme, France) : mise en évidence d'une séquence eemienne et d'un site paléolithique associé, *Quaternaire*, 17 (4), 281-320.
[DOI : 10.4000/quaternaire.880]
- Antoine P., Limondin-Lozouët N., Auguste P., Loch J.-L., Galheb B., et Bahain J.-J., 2007 a** - The Caours sequence: First record of Eemian Interglacial from a calcareous tufa deposit in Northern France (Somme Basin) - INQUA 2007, abstract n°515, *Quaternary International*, 167-168 (Supplement), 12-13.
[DOI : 10.1016/j.quaint.2007.04.001]
- Antoine P., Rousseau D.-D., Saad M.-C., Moine O., Hatté C., et Zoeller L., 2007 b** - New evidences for a rapid climatic warming at about 37.5 ka BP in Western Europe: the thermokarst processes from the Nussloch loess sequence (Germany) - INQUA 2007, abstract n°506, *Quaternary International*, 167-168 (Supplement), 12-12.
[DOI : 10.1016/j.quaint.2007.04.001]
- Antoine P., Rousseau D.-D., Moine O., Kunesch S., Hatté C., Lang A., Tissoux H., et Zöller L., 2009** - Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany, *Quaternary Science Reviews*, 28 (25), 2955-2973.
- Antoine P., Fagnart J.-P., Auguste P., Coudret P., Limondin-Lozouët N., Ponel P., Munaut A.-V., Defgnée A., Gauthier A., et Fritz C., 2012 a** - Conty, vallée de la Selle (Somme, France) : séquence tardiglaciaire de référence et occupations préhistoriques, *Quaternaire*, hors série (5), 170 p.
- Antoine P., Fagnart J.-P., Auguste P., Coudret P., Limondin-Lozouët N., et Ponel P., 2012 b** - Synthèse des données : évolution des environnements de la vallée de la Selle au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène et relations avec les occupations préhistoriques, in *Conty, vallée de la Selle (Somme, France) : séquence tardiglaciaire de référence et occupations préhistoriques*, 127-147.
- Antoine P. et Deschodt L., 2013** - Site de Waziers : Note de synthèse suite à l'opération de sondage du 18-04-2013, document non publié, 6 p.
- Antoine P., Deschodt L., Gauthier A., Hullin G., et Vermoux C., 2013** - Waziers « Bas-Terroir » 2013. Reconnaissance géophysique et tarière mécanique, rapport d'opération archéologique programmée, INRAP, UMR8591 du CNRS, 2013, 27 p.
- Archéolabs, 2004** - Calibration d'une datation radiocarbone par AMS. Site de Douvrin. Échantillon n°2, rapport de datation, Archéolabs, 2004, 4 p.
- Auguste P., 1995** - Chasse et charognage au Paléolithique moyen : l'apport du gisement de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais), *Bulletin de la Société préhistorique française*, 92 (2), 155-168.
[DOI : 10.3406/bspf.1995.10003]
- Auguste P., 2009** - Évolution des peuplements mammaliens en Europe du Nord-Ouest durant le Pléistocène moyen et supérieur. Le cas de la France septentrionale, *Quaternaire*, 20 (4), 527-550.
[DOI : 10.4000/quaternaire.5361]
- Auguste P., 2012** - La grande faune de Conty : Taxinomie, écologie et palethnographie, *Quaternaire*, hors-série (5), 95-124.
- Baddock M.C., Livingstone I., et Wiggs G.F.S., 2007** - The geomorphological significance of airflow patterns in transverse dune interdunes, *Geomorphology*, 87 (4), 322-336.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2006.10.006]
- Baeteman C., Waller M., et Kiden P., 2011** - Reconstructing middle to late Holocene sea-level change: A methodological review with particular reference to 'A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea' presented by K.-E. Behre, *Boreas*, 40 (4), 557-572.
- Baeyens W., Van Eck B., Lambert C., Wollast R., et Goeyens L., 1998** - General description of the Scheldt estuary, in *Trace Metals in the Westerschelde Estuary: A Case-Study of a Polluted, Partially Anoxic Estuary*, Springer, 1-14.
- Balescu S., 1986** - La minéralogie des loess du nord de la France, et la position stratigraphique des paléosols intraloessiques, *Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest. Actes du colloque international organisé à Lille (4-6 septembre 1984), 22e Congrès Préhistorique de France. Supplément au bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 26, 165-170.
- Barraud R. et Ménanteau F., 2009** - Émergence du paradigme de la gestion physique des cours d'eau et héritages paysagers, *Revue du Nord*, hors série (14), 189-203.
- Bateman M.D. et Huissteden J.V., 1999** - The timing of last glacial periglacial and aeolian events, Twente, eastern Netherlands, *Journal of Quaternary Science*, 14 (3), 277-283.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199905)14:3<277::AID-JQS460>3.0.CO;2-W]

- Bateman M.D., Murton J.B., et Crowe W., 2000** - Late Devensian and Holocene depositional environments associated with the coversand around Caistor, north Lincolnshire, UK, *Boreas*, 29 (1), 1–15.
- Bats M., De Reu J., De Smedt P., Antrop M., Bourgeois J., Court-Picon M., De Maeyer P., Finke P., Van Meirvenne M., Verniers J., Werbrouck I., Zwertvaegher A., et Crombé P., 2009** - Geoarchaeological research of the lare palaeolake of the Moervaart (municipalities of Wachtebeke and Moerbeke-Waas, East Flanders, Belgium) From Late Glacial to Early Holocene, *Notae Praehistoricae*, (29), 105-112.
- Bats M., De Smedt P., De Reu J., Gelorini V., Zwertvaegher A., Antrop M., Bourgeois J., De Maeyer P., Finke P., et Van Meirvenne M., 2011** - Continued geoarchaeological research at the Moervaart palaeolake area (East Flanders, B): field campaign 2011, *Notae Praehistoricae*, 31, 201–211.
- Bats M., De Smedt P., Werbrouck I., Zwertvaegher A., Court-Picon M., De Reu J., Serbruyns L., Demiddele H., Antrop M., Bourgeois J., De Maeyer P., Finke P., Van Meirvenne M., Verniers J., et Crombé P., 2010** - Continued geoarchaeological research at the Moervaart palaeolake area (East Flanders, Belgium): preliminary results, *Notae Praehistoricae*, 30, 15-21.
- Behre K.E., 1998** - Landwirtschaftliche Entwicklungslinien und die Veränderung der Kulturlandschaft in der Bronzezeit Europas, in *Mensch und Umwelt in der Bronzezeit Europas*, Kiel, 91-109.
- Behre K.-E., 1981** - The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams, *Pollens et Spores*, 23 (2), 225-242.
- Behre K.-E. et Plicht J., 1992** - Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany, *Vegetation History and Archaeobotany*, 1 (2), 111-117.
[DOI : 10.1007/BF00206091]
- Van den Berg M.W., 1994** - Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic sedimentation, *Geologie en Mijnbouw*, 73, 143-156.
- Berger A., 1978** - Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements, *Quaternary Research*, 9 (2), 139-167.
[DOI : 10.1016/0033-5894(78)90064-9]
- Bernez S., 2006** - *Lallaing « Rue Montozon »*, rapport de diagnostic archéologique, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2006, 12 p.
- Bertran P. et Coutard J.-P., 2004** - Solifluxion, *Quaternaire*, hors-série (1), 84-109.
- Bertran P., Le Bissonnais Y., et Texier J.P., 2004** - Ruissellement, *Quaternaire*, hors-série (1), 176-191.
- Bertran P., Bateman M.D., Hernandez M., Mercier N., Millet D., Sitzia L., et Tastet J.-P., 2011** - Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology, *Journal of Quaternary Science*, 26 (4), 374–388.
[DOI : 10.1002/jqs.1461]
- Bertran P., Andrieux E., Antoine P., Coutard S., Deschodt L., Gardère P., Hernandez M., Legentil C., Lenoble A., Liard M., Mercier N., Moine O., Sitzia L., et Van Vliet-Lanoë B., 2013** - Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results, *Boreas*, n/a–n/a.
[DOI : 10.1111/bor.12025]
- Björck S., Walker M.J.C., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J.J., Wohlfarth B., et INTIMATE Members, 1998** - An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group, *Journal of Quaternary Science*, 13 (4), 283-292.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A]
- Blieck G., 1990** - *Les fouilles de la place Rihour*, rapport de fouille, Ville de Lille, 1990
- Blondiau L., 2001 a** - Lille. « Euralille ». *Rue des canoniers et du Vieux Faubourg*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001, 37 p.
- Blondiau L., 2001 b** - Seclin « Le Petit Marais », rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001, 35 p.
- Blondiau L. et Deschodt L., 2005** - *Beuvrages, Bruay-sur-Escaut, rue du Droit*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 24 p.
- Blum M.D. et Törnqvist T.E., 2000** - Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward, *Sedimentology*, 47, 2–48.
- Bogaart P.W., Tucker G.E., et De Vries J.J., 2003 a** - Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study, *Geomorphology*, 54 (3–4), 257-277.
[DOI : 10.1016/S0169-555X(02)00360-4]

- Bogaart P.W., Balen R.T.V., Kasse C., et Vandenberghe J., 2003 b** - Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change II. Application to the River Maas (The Netherlands) during the Last Glacial–Interglacial Transition, *Quaternary Science Reviews*, 22 (20), 2097–2110.
[DOI : 10.1016/S0277-3791(03)00144-6]
- Bogemans F. et Vandenberghe D., 2011** - OSL dating of an inland dune along the lower River Scheldt near Aard (East Flanders, Belgium), *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 90 (1), 23.
- Bogemans F., Meylemans E., Jacobs J., Perdaen Y., Storme A., Verdurmen I., et Deforce K., 2012** - The evolution of the sedimentary environment in the lower River Scheldt valley (Belgium) during the last 13,000 a BP, *Geologica Belgica*, 15 (1-2), 105–112.
- Bohncke S.J.P., 1993** - Lateglacial environmental changes in the Netherlands: Spatial and temporal patterns, *Quaternary Science Reviews*, 12 (8), 707–717.
[DOI : 10.1016/0277-3791(93)90008-A]
- Bohncke S., Kasse C., et Vandenberghe J., 1995** - Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland, *Quaestiones Geographicae*, special (4), 43–64.
- Bohncke S. et Vandenberghe J., 1991** - Palaeohydrological développement in the southern Netherlands during the last 15000 years, in *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley and Sons Ltd.,
- Bohncke S., Vandenberghe J., et Huijzer A.S., 1993** - Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Maas valley, the Netherlands, *Geologie en Mijnbouw*, 72, 193–210.
- Bohncke S.J.P. et Hoek W.Z., 2007** - Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands, *Quaternary Science Reviews*, 26 (15), 1965–1974.
- Bonnier G. et De Layens G., 2008** - *Nouvelle flore du Nord de la France et de la Belgique*, 2008, 310 p.
- Bonte A., 1955** - Vallées quaternaires remblayées dans les environs de Lille, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 75, 111–122.
- Bonte A., Destombes J.P., Thibaut P.M., Sommé J., et Ramon S., 1968** - *Guines (6)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°6/XXII-03), 1968, 16 p.
- Bos J.A.A., Bohncke S.J.P., Kasse C., et Vandenberghe J., 2001** - Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany - macrofossil and pollen evidence, *Journal of Quaternary Science*, 16 (3), 269–289.
[DOI : 10.1002/jqs.606]
- Bos J.A., Bohncke S.J., et Janssen C.R., 2006** - Lake-level fluctuations and small-scale vegetation patterns during the late glacial in The Netherlands, *Journal of Paleolimnology*, 35 (2), 211–238.
- Bos J.A., Van Geel B., Van der Plicht J., et Bohncke S.J., 2007** - Preboreal climate oscillations in Europe: wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records, *Quaternary Science Reviews*, 26 (15), 1927–1950.
- Bosch J.H.A., Cleveringa P., et Meijer T., 2000** - The Eemian stage in the Netherlands: history, character and new research, *Geologie en Mijnbouw*, 79 (2/3), 135–146.
- Bostyn F. et Vallin L., 1986** - L'outillage préhistorique en os de la région Nord-Pas-de-Calais. Inventaire et aspects techniques, *Gallia préhistoire*, 29 (1), 193–215.
- Bouchet F. et Leroyer C., sans date** - *Paléoparasitologie et palynologie : Disciplines complémentaires pour une approche de l'hygiène (Grand Louvre, Paris)*, contributin de spécialiste à une opération archéologique, non publié
- Boulen M., 1997** - *Études palynologiques en contextes archéologique et naturel – La micro-aire de Bucy-le-Long (Aisne)*, diplôme de l'EHESS, 1997, 151 p.
- Boulen M., 2000** - Un enregistrement pollinique tardiglaciaire à Chivres-Val «Le Marais maudit» (Aisne, France), *Quaternaire*, 11 (2), 123–128.
- Boulen M., 2011 a** - *Évolution de l'environnement sur la plaine de Soupir/Moussy-Verneuil (Aisne), d'après les analyses palynologiques de structures archéologiques et de paléochenaux*, mémoire de Master 2 Recherche, Archéologie Préhistorique et Protohistorique, Université Paris 1, 2011, 71 p.
- Boulen M., 2011 b** - Le paysage durant le Néolithique dans Nord de la France : nouvelles données polliniques sur Subboréal, *Revue archéologique de Picardie*, numéro spécial (29), 1–11
- Boulen M., 2013** - *Étude palynologique du site de Reims « Boulevard Henrot/Vieux Port » (51), pour rapport de fouilles, sous la direction de P. Rollet*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2013, contribution de spécialiste à une opération archéologique, non publié
- Boulen M., Deschodt L., et Henton A., soumis** - Valenciennes « Le Vignoble » (vallée de l'Escaut, Nord de la France) : évolutif morpho-sédimentaire et mise en évidence de plusieurs phases humides atlantiques, *Quaternaire*.

- Bournérias M., 1968** - *Guide des groupements végétaux de la région parisienne*, Paris, sedes, réédition Marcel Bournérias et Gérard Arnal, Lavoisier, 1968, 287 p.
- Bové Y., 2006** - *Famars (59). Chemin communal de Saméon à Artres. Communauté d'agglomération Valenciennes Métropole. Bassin de rétention des eaux de la Rhonelle. Examen géotechnique des sols de fondations (mission de type G0 +G12 - phase 1)*, rapport géotechnique, Famars, SOREG, 2006
- Bové Y., 1998** - *Fresnes-sur-Escaut (59) Lieu-dit « La Neuville ». Communauté de communes du Pays de Condé. Création d'une Z.I.P. Examen géotechnique préliminaire des sols de fondations (mission G0 + G11)*, rapport géotechnique, Famars, SOREG, 1998
- Bové Y., 1999** - *Fresnes-sur-Escaut (59) Lieu-dit « La Neuville ». Communauté de communes du Pays de Condé. Zone d'Intérêt Prioritaire. Reconnaissance géotechnique complémentaire. Note de Syntèse (mission de type G0)*, rapport géotechnique, Famars, SOREG, 1999
- Bravard J.P., 1983** - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône, *Revue de géographie alpine*, 71 (4), 363-379.
[DOI : 10.3406/rga.1983.2543]
- Bravard J.-P., 1989** - La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'époque moderne, *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 25, 145–157.
- Bravard J.-P., 1997** - Géoarchéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire, *Documents d'archéologie en Rhône-Alpes et en Auvergne*, 15, 129-150.
- Bravard J.-P. et Petit F., 1997** - *Les Cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Paris, Armand Colin, Masson, 1997, 222 p.
- Bravard J.-P. et Magny M., 2002** - *Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, 2002, 316 p.
- Bravard J.-P., Verot-Bourelly A., et Salvador P.-G., 1992** - Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviaux étudiés sur des sites archéologiques, *Nouvelles de l'archéologie*, (50), 7–13.
- Briant R.M., Coope G.R., Preece R.C., Keen D.H., Boreham S., Griffiths H.I., Seddon M.B., et Gibbard P.L., 2004 a** - Fluvial system response to Late Devensian (Weichselian) aridity, Baston, Lincolnshire, England, *Journal of Quaternary Science*, 19 (5), 479-495.
- Briant R.M., Coope G.R., C.Preece R., et Gibbard, 2004 b** - Evidence for early Devensian (Weichselian) fluvial sedimentation: geochronological and palaeoenvironmental data from the upper pleistocene deposits at deeping St James, Lincolnshire, England, *Quaternaire*, 15 (1), 5-15.
[DOI : 10.3406/quate.2004.1750]
- Bridgland D.R., Antoine P., Limondin-Lozouet N., Santisteban J.I., Westaway R., et White M.J., 2006** - The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449, *Journal of Quaternary Science*, 21 (5), 437-455.
[DOI : 10.1002/jqs.1042]
- Briquet A., 1905** - Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 34, 111-120.
- Brun C., 2007** - *Archéophytes et néophytes. Pour une nouvelle détermination des marqueurs polliniques de l'anthropisation. Le cas des milieux cultivés et rudéraux de Franche-Comté.*, thèse pour l'obtention du grade de docteur de l'université de Franche-Comté, spécialité : Science de la Vie et de l'Environnement, Université de Franche-Comté, 421 p.
Consultable à : http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/28/21/04/PDF/These_Cecile_BRUN-2007.pdf [Accédé le 21 mars 2014].
- Brun C., 2009** - Biodiversity changes in highly anthropogenic environments (cultivated and ruderal) since the Neolithic in eastern France, *The Holocene*, 19 (6), 861–871.
- Brunie D., Bernard F., et Bertran P., 2011** - *LGV SEA 1, phase 19. PK 66,1 – PK 71,5*, Pessac, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2011
- Bullard J.E. et Livingstone I., 2010** - Wasson RJ and Hyde R (1983) Factors Determining Desert Dune Type. *Nature* 304: 337—339, *Progress in Physical Geography*, 34 (6), 857-862.
[DOI : 10.1177/0309133310375731]
- Busschers F.S., Kasse C., Van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., et Bunnik F.P.M., 2007** - Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy, *Quaternary Science Reviews*, 26 (25-28), 3216-3248.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.07.013]

- Busschers F.S., Cohen K.M., Vandenberghe J., Van Balen R.T., Kasse C., Wallinga J., et Weerts H.J.T., 2011** - Comment on 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe' by Westaway and Bridgland (2010), *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (13), 1836-1840. [DOI : 10.1002/esp.2204]
- Callebaut M.-N., 1982** - *Esquisse géomorphologique de la région de Douai*, Diplôme d'Etudes Approfondies, Géographie de l'aménagement, Université des Sciences et Techniques de Lille, UER de Géographie, 58 p.
- Camelbeeck T., Van Ruymbeke M., Quinif Y., Vanduycke S., De Kerchove E., et Ping Z., sans date** - Observation and interpretation of fault activity in the Rochefort cave (Belgium), *Tectonophysics*, 581, 48-61. [DOI : 10.1016/j.tecto.2011.09.027]
- Cercy C., 2004** - *Marquette (Nord), ZAC du Haut Touquet (tranche 1)*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2004, 46 p.
- Cercy C., 2006** - *Lille, rue des Tanneurs - Les Tanneurs 3*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 5 volumes
- Cercy C., Boulen M., Clavel B., Deschodt L., Dietrich A., Fechner K., Gardais C., Lanos P., Dufresne P., Le Digol Y., et Vincent G., 2012** - *La tour de l'Angèle et l'enceinte médiévale de Lille. Nord-Pas-de-Calais, Lille, rue du Palais Rihour, square Morisson*, rapport de fouille, Villeneuve d'Ascq, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2012, 2 tomes
- Cercy C. et Deschodt L., 2011** - La Genèse de Lille et son développement en zone humide : l'apport de l'archéologie, *Revue du Nord*, 26, 45-77.
- CETE, 2001** - *Plan routier départemental 2005-2010 - Opération LLI014 - RD949 - RD108. Construction d'une nouvelle voie de liaison entre la RD 949 et la RD 108 au Nord-Ouest du territoire de la commune de Wambrechies - lieu-dit « Le Vert Galant »*. Travaux de construction d'ouvrage d'art., rapport géotechnique, Conseil Général Département du Nord, CETE Laboratoire des Ponts et Chaussées de Lille, 2001, 121 p.
- Charles R., 1998** - *Late Magdalenian chronology and faunal exploitation in the North-Western Ardennes*, vol. BAR international Series, 737, Oxford, Archaeopress, 1998, 246 p.
- Chaussé C., 2003** - *Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique. L'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy*, thèse, discipline : Quaternaire et Préhistoire, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, UFR de Géographie, 412 p.
- Chaussé C., Lhomme V., Connet N., Bahain J.-J., Voinchet P., et Limondin-Lozouet N., 2004** - Middle and upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France). First result, *Quaternaire*, 15 (1), 53-64. [DOI : 10.3406/quate.2004.1754]
- Chaussé C., Leroyer C., Girardclos O., Allenet G., Pion P., et Raymond P., 2008** - Holocene history of the River Seine, Paris, France: bio-chronostratigraphic and geomorphological evidence from the Quai-Branly, *The Holocene*, 18 (6), 967-980. [DOI : 10.1177/0959683608093535]
- Church M., 2002** - Geomorphic thresholds in riverine landscapes, *Freshwater Biology*, 47 (4), 541-557. [DOI : 10.1046/j.1365-2427.2002.00919.x]
- Claessens J., 1988** - Het hydraulisch regime van de Schelde, *Water*, 43, 163-169.
- Cloetingh S., Ziegler P.A., Beekman F., Andriessen P.A.M., Matenco L., Bada G., Garcia-Castellanos D., Hardebol N., Dèzes P., et Sokoutis D., 2005** - Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography, *Quaternary Science Reviews*, 24 (3-4), 241-304. [DOI : 10.1016/j.quascirev.2004.06.015]
- Clotuche R., 2007** - *Sars et Rosières, parc d'activités, extension, tranche 1*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 45 p.
- Clotuche R. et Coquelle B., 2004** - *Thiant-Maing, ZAC de la Barrière*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2004, 49 p.
- Clotuche R. et Deschodt L., 2008** - *Famars et Artres, zone d'expansion de crues de Famars*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2008, 22 p.
- Colbeaux J.-P. et Sommé J., 1981** - Fracturation du substrat crayeux et géomorphologie dans le Nord de la France. Exemple de la feuille de Desvres à 1/50 000, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 18 (1), 33-39. [DOI : 10.3406/quate.1981.1402]
- Colbeaux J.P. et Sommé J., 1985** - Signification des analyses de linéaments dans le Nord de la France, *Hommes et Terres du Nord*, 3, 195-200.
- Colbeaux J.-P., Beugnies A., Dupuis C., Rabaszynski F., et Sommé J., 1977** - Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 97, 191-222.

- Colbeaux J.-P., Leplat J., Paepe R., et Sommé J., 1978** - Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : Exemple de la Plaine de la Lys (Feuille d'Hazebrouck à 1/50000), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98, 179-188.
- Colbeaux J.P., Sommé J., et Tuffreau A., 1981** - Tectonique quaternaire dans le Nord de la France : l'apport du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 18 (3), 183-192. [DOI : 10.3406/quate.1981.2098]
- Collette O., 2007** - *Sin-Le-Noble. Opération diagnostics Rue de la Houlette (14/09/07) et Rue Longue (08/10/07). Contribution géomorphologique*, rapport de diagnostic archéologique, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2007, 19 p.
- Commission Locale de l'Eau du SAGE Marque Deûle, 2013** - *Élaboration du Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux des bassins de la Marque et de la Deûle. Rapport d'étape initial (phase 1)*, Commission Locale de l'Eau du SAGE Marque-Deûle, 2013, 585 p.
Consultable à : <http://www.gesteau.eaufrance.fr/document/%C3%A9laboration-du-sage-des-bassins-de-la-marque-et-de-la-de%C3%BBle-rapport-d%E2%80%99%C3%A9tat-initial-phase-1>.
- Cordier S., Frechen M., Harmand D., et Beiner M., 2005** - Middle and Upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and the Rhenish Massif, *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, (vol. 16/3), 201-215.
[DOI : 10.4000/quaternaire.418]
- Cordier S., Harmand D., Frechen M., et Beiner M., 2006** - Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif), *Quaternary Science Reviews*, 25 (13-14), 1460-1474. [DOI : 10.1016/j.quascirev.2005.11.007]
- Cordy J.-M., 1992** - Le contexte faunique du Magdalénien d'Europe du Nord-Ouest, *Documents préhistoriques*, (2), 165-175.
- Cornet J., 1904** - Études sur l'évolution des rivières belges, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 31, 261-500.
- Crombé P., 2014** - Synchronizing a Late Glacial Abrupt Cooling Event with Paleoenvironmental and Population Changes: Case Study of the Moervaart Paleolake Area (NW Belgium), *Radiocarbon*, 56 (2).
Consultable à : <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/17345> [Accédé le 13 avril 2014]. [DOI : 10.2458/56.17345]
- Crombé P., De Smedt P., Davies N.S., Gelorini V., Zwertvaegher A., Langohr R., Van Damme D., Demiddele H., Van Strydonck M., et Antrop M., 2013** - Hunter-gatherer responses to the changing environment of the Moervaart palaeolake (Nw Belgium) during the Late Glacial and Early Holocene, *Quaternary International*, 308, 162-177.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., et Bond G., 1993** - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364 (6434), 218-220.
[DOI : 10.1038/364218a0]
- De Smedt P., 1973** - Paleogeografie en kwartair-geologie van het confluentegebied Dijle-Demer, *Acta Geographica Lovaniensia*, 11, 141.
- Debs L., Deschodt L., et Gardais C., 1999** - Lille, rue Patou, rue Jacquemars Gielee, rapport de diagnostic archéologique, Afan, 1999
- Deckers M. et Delassus D., 2009** - Valenciennes, Vallée de l'Escaut, un site du Néolithique final, rapport de fouille, Service archéologique de Valenciennes, 2009, 167 p.
- Deforce K. et Bastiaens J., 2007** - The Holocene history of *Taxus baccata* (yew) in Belgium and neighbouring regions, *Belgian Journal of Botany*, 222-237.
- Degerbøl M. et Fredskild B., 1970** - The Urus (*Bos primigenius* Bojanus) and Neolithic domesticated cattle (*Bos taurus domesticus* Linné) in Denmark, with a revision of *Bos* remains from kitchen middens, *Det Kongelige Danske Videnskabskabernes Selskab, Biologiske Skrifter*, 17 (1), 1-234.
- Delassus D., Tixador A., Korpiun P., et Collette O., 2010** - Valenciennes « Allées des Bons Voulours », rapport de fouille, Service archéologique municipal de Valenciennes, 2010, 19 p.
- Delattre C., 1960** - *Béthune (19)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°19/2405), 1960, 6 p.
- Deligne, 1998** - La vallée de la Scarpe inférieure aux XIIe et XIIIe siècles, *Archaeologia Duacensis*, 13, 98 p.
- Denys L., Verbruggen C., et Kiden P., 1990** - Palaeolimnological aspects of a Late-Glacial shallow lake in Sandy Flanders, *Hydrobiologia*, 214, 273-278.
- Deschodt L., 1995** - *Observation d'une série stratigraphique quaternaire à Lambersart « Les Conquérants » et réflexion sur le système de couverture du versant de la Deûle entre Sequedin et Lambersart*, mémoire de maîtrise, Lille 1, 216 p.

- Deschodt L., 1996 a** - *Ébauche d'une cartographie au 1/10000 des formations superficielles de Lille. Sources, vestiges archéologiques, paléogéographie holocène*, Diplôme d'Etudes Approfondies, Géographie physique, ressources et risques naturels, Préhistoire, Lille 1, 246 p.
- Deschodt L., 1996 b** - Le Quaternaire de Lambersart « Les Conquérants » . Observation d'une série stratigraphique et réflexion sur le système de couverture du versant de la Deûle entre Sequedin et Lambersart, *Les Cahiers de Préhistoire du Nord*, 19, 133 p.
- Deschodt L., 1999 a** - Ébauche d'une cartographie au 1/10000 des formations superficielles de Lille, *Cahiers de la Préhistoire du Nord*, 21-22, 208 p.
- Deschodt L., 1999 b** - *Onnaing-« Toyota »*. Desserte ferroviaire, rapport de diagnostic archéologique, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 1999, 10 p.
- Deschodt L., 2001 a** - *Contribution à l'étude du Quaternaire de la vallée de l'Escaut, région de Condé-sur-l'Escaut, dans le cadre du projet européen Planarch*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001
- Deschodt L., 2001 b** - *ZAC de Fresnes-sur-Escaut, projet P.A.R.C. Reconnaissance du contexte sédimentaire et évaluation du potentiel archéologique*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001, 56 p.
- Deschodt L., 2002** - Une phase de sédimentation alluviale au Préboréal initial dans la vallée de l'Escaut (Nord de la France), *Quaternaire*, 13 (2), 149-152.
[DOI : 10.3406/quate.2002.2188]
- Deschodt L., 2003** - *Houplin-Ancoisne "le jardin des communautés. Rapport intermédiaire : la géologie du site et les premiers résultats de la campagne de sondages à la tarière mécanique*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2003, 26 p.
- Deschodt L., 2004** - *Lille, 39 rue du Port*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2004, 14 p.
- Deschodt L., 2005 a** - *Escautpont, rue du Vieux Cimetière*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 14 p.
- Deschodt L., 2005 b** - *Loos, projet bassin Joffre*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 35 p.
- Deschodt L., 2006 a** - Contribution à l'approche morpho-stratigraphique du Pléistocène supérieur du Nord de la France : Colmatage d'un vallon sec de la Gohelle (Avion, Pas-de-Calais), *Quaternaire*, 17 (3), 259-267.
- Deschodt L., 2006 b** - *Quesnoy-sur-Deûle, station d'épuration (Chemin de la Bergerie)*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 24 p.
- Deschodt L., 2009** - Quelques exemples de modifications du tracé des rivières dans le Nord de la France, *Revue du Nord*, HS (14), 19-27.
- Deschodt L., 2012 a** - Sédimentologie et datation des dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien à Lille (Vallée de la Deûle, bassin de l'Escaut, France), *Quaternaire*, 23 (1), 117-127.
- Deschodt L., 2012 b** - *Variations d'humidité et peuplements du marais de Dourges au Tardiglaciaire*, in Berger F. dir, Des climats et des hommes Paris, La Découverte, 157-169.
- Deschodt L., 2013** - Le sondage de Waziers « Le Bas-Terroir », observation du 14/02/2013,
- Deschodt L. et Blancquaert G., 2000** - *Plate-forme multimodale de Dourges, campagne de pré-sondages. Reconnaissance du contexte sédimentaire*, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 2000
- Deschodt L. et Cercy C., 2014** - Étude de cas n°1. De l'île à Lille : l'urbanisation d'une vallée loessique, in *Urbanisme et inondation : outils de réconciliation et de valorisation*, Environnement et Société, Presses universitaires du Septentrion, 76-85.
- Deschodt L. et Clavel V., 2001** - *Plate-forme multimodale de Dourges. Sondages à l'emplacement du bassin de virement des Voies Navigables de France*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001, 32 p.
- Deschodt L. et Créteur Y., 1999** - *Houplin-Ancoisne. La station d'épuration*, rapport de diagnostic archéologique, Villeneuve d'Ascq, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 1999, 16 p.
- Deschodt L. et Feray P., 2007** - *Crespin (59) « Les Cités », Lotissement « Le Clos de la Fontaine », avenue du Roi de Blicquy*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 10 p.
- Deschodt L. et Gardais C., 2000** - *Lille. Rue de Toul-Rue Norbert Ségard*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2000, 10 p.
- Deschodt L. et Harnay V., 1997** - *Amiens-Étouvie*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 1997, 171 p.

- Deschodt L. et Salvador P.-G., 2009** - L'évolution de la vallée de la Marque dans le secteur de Bouvines (Nord, 59) depuis la fin du Pléniglaciaire Weichshélien, *Revue du Nord*, 91 (383), 19-27.
- Deschodt L., Djemmalin N., Drwila G., Feray P., et Teheux E., 1998** - *Onnaing (59), usine Toyota. Rapport des sondages archéologiques profonds*, rapport de diagnostic archéologique, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 1998, 62 p.
- Deschodt L., Salvador P.-G., et Boulen M., 2004** - Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France), *Quaternaire*, 15 (3), 269-284.
- Deschodt L., Feray P., et Vallin L., 2006 a** - *Saint-Amand-les-Eaux, « Bas du Mont des Bruyères »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 25 p.
- Deschodt L., Boulen M., et Cercy C., 2006 b** - Nouvelles données archéologiques sur la Deûle lilloise: d'une crise érosive du Ile s. ap. J.-C. à l'urbanisation du lit mineur, *Revue du Nord*, (5), 8-31.
- Deschodt L., Limondin-Lozouet N., Teheux E., Lantoine J., et Auguste P., 2005** - L'enregistrement tardiglaciaire de Dourges (Nord de la France, bassin de la Deûle) : évolution d'une zone lacustre et gisements archéologiques associés, *Quaternaire*, (vol. 16/3), 229-252.
[DOI : 10.4000/quaternaire.457]
- Deschodt L., Limondin-Lozouet N., Munaut A.-V., et Boulen M., 2008** - Lambersart « Les Conquérants » (vallée de la Deûle, Nord de la France) : une transition versant-fond de vallée au Début Glaciaire et Pléniglaciaire weichselien, *Quaternaire*, (vol. 19/4), 309-333.
[DOI : 10.4000/quaternaire.4722]
- Deschodt L., Teheux E., Lantoine J., et Limondin-Lozouët N., 2009** - The Dourges's final palaeolithic sites : a lacustrine and marshy area in a lowland of northern France, *Archaeological Reports Ghent University*, 5, 333-361.
- Deschodt L., Salvador P.-G., Feray P., et Schwenninger J.-L., 2012** - Transect partiel de la plaine de la Scarpe (Bassin de l'Escaut, Nord de la France). Stratigraphie et évolution paléogéographique du Pléniglaciaire supérieur à l'Holocène récent, *Quaternaire*, 23 (1), 87-116.
- Desoignies J., 1966** - *Douai (27)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°27/XXV-6), 1966, 20 p.
- Desoignies J., 1967** - *Valenciennes (28)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°26/XXVI-6), 1967, 14 p.
- Desoignies J. et Sangnier P., 1968 a** - *Carvin (20)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°20/XXV-5), 1968, 27 p.
- Desoignies J. et Sangnier P., 1968 b** - *Saint-Amand, Crespin, Mons (21)*, Orléans, BRGM, (carte géologique 1/50000, n°21/XXVI-05), 1968, 16 p.
- Desoignies J. et Thibaut P.M., 1982** - *Saint-Omer (12)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°12/2304), 1982, 19 p.
- Desoutter S., 2007 a** - *Dourges (62), Derrière les Jardins*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 31 p.
- Desoutter S., 2007 b** - *Wervicq sud (59), ZAC des Prés de Lys*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 28 p.
- Dion R., 1983** - Un exemplaire de modelé agraire : les champs bombés dans la plaine de la Lys, *Hommes et Terres du Nord*, 2, 1-12.
- Doize R., 1952** - Quelques objets maglemôsiens trouvés en Belgique, *Bulletin de la société royale belge d'études géologiques et archéologiques*, 15, 1-12.
- Douvinet J. et Delahaye D., 2010** - Caractéristiques des « crues rapides » du nord de la France (Bassin parisien) et risques associés, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (1/2010), 73-90.
[DOI : 10.4000/geomorphologie.7829]
- Dubois G., 1925** - Note sur la plaine de la Lys aux environs d'Armentières et observations sur la nature sur l'âge de cette plaine, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 50, 97-107.
- Duchesne C., Laganier R., et Roussel I., 2000** - Vulnérabilité d'un hydrosystème fortement anthropisé : l'exemple du bassin minier Nord-Pas-de-Calais, in Bravard J.P. dir, *Les Régions Françaises face aux extrêmes hydrologiques. Gestion des excès et de la Pénurie.*, 165-189.
- Ducrocq T., 2001** - Le Mésolithique du bassin de la Somme. Insertion dans un cadre morfo-stratigraphique, environnemental et chronoculturel, *Publications du CERP*, 7, 255 p.
- Duguey E., Vinchon C., et Cayet C., 2002** - *Analyse des zones tectoniques à l'ouest du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais (faille de Ruitz). Indices sur les plans d'occupation du sol. Étude réalisée dans le cadre des actions de service public du BRGM 99-H-033*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2002

- Dylik J., 1964** - Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pleistocene, *Annales de Géographie*, 73 (399), 513-523.
[DOI : 10.3406/geo.1964.16692]
- Ecole doctorale de géographie de Paris, 2014** - Parcours doctoral, page internet
Consultable à : <http://ed-geographie-paris.univ-paris1.fr/parcours-doctoral> [Accédé le 26 janvier 2014].
- Eissmann L., 2002** - Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe, *Quaternary Science Reviews*, 21 (11), 1275-1346.
[DOI : 10.1016/S0277-3791(01)00075-0]
- Ek C. et Ozer A., 1976** - Les dernières transgressions marines, in *Géomorphologie de la Belgique, hommage au Professeur P. Macar*, 9-16.
Consultable à : <http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/104960> [Accédé le 14 juillet 2012].
- Emontspohl A.-F. et Vermeersch, 1991** - Premier exemple d'une succession Bölling Dryas II - Allerød en Picardie (Famechon, Somme), *Quaternaire*, 2 (1), 17-25.
[DOI : 10.3406/quate.1991.1949]
- Evans J.G., 1972** - *Land snails in archaeology*, Londres et New York, Seminar Press, 1972, 436 p.
- Fagnart J.-P., 1997** - *La fin des Temps glaciaires dans le nord de la France. Approches archéologiques et environnementale des occupations humaines du Tardiglaciaire*, 24, Paris, Mémoire de la Société Préhistorique Française, 1997, 270 p.
- Favier J.-M., 2002 a** - *Vicq. Rue du Château d'eau*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2002, 27 p.
- Favier J.-M., 2002 b** - *Vicq. Rue Renard et Froissard*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2002, 17 p.
- Feray P., 2005** - *Hallennes-lez-Haubourdin, ZAC le Moulin Lamblin, 2nde tranche opérationnelle (Nord)*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 27 p.
- Feray P., 2006** - *Maing, rue du Marais et rue de Bantegies, projet Perce-Neige (Nord)*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 12 p.
- Feray P., 2009 a** - *Gazoduc Marcq-en-Ostrevent-Orchies, tranche 1, lot Nord Scarpe : Commune de Marchienne, Flines-lez-Râches, Bouvignies et Coutiche*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 14 p.
- Feray P., 2009 b** - *Maing (59), « Les Treize Carons » : recalibrage de l'Escaut entre Trith-Saint-Léger et Mortagne du Nord - phase 2*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 14 p.
- Feray P., 2011** - *Le Cateau-Cambrésis, Nord, « Les Près du Moulin Fourneau », voie communale 101, avenue des Essarts. Observation du colmatage historique de la vallée de la Selle*, rapport de diagnostic archéologique, INRAP, 2011, 43 p.
- Feray P., 2012** - *Bouchain, rue Roger Darthois et rue Pépin d'Héristal : occupations médiévale/moderne et mésolithique*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2012, 73 p.
- Feray P. et Deschodt L., 2007** - *Thiant (Nord), rue Roger Salengro*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 16 p.
- Field J.P., Breshears D.D., et Whicker J.J., 2009** - Toward a more holistic perspective of soil erosion: Why aeolian research needs to explicitly consider fluvial processes and interactions, *Aeolian Research*, 1 (1-2), 9-17.
[DOI : 10.1016/j.aeolia.2009.04.002]
- Fink J., 1967** - La position actuelle de l'étude des loess en Europe, in *Meeting of the sub-commission for loess-stratigraphy in Belgium 1967. Discussions*, 1-16.
- Fink J., 1969** - Les progrès de l'étude des loess en Europe, *Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3-12.
- Fortier D., Allard M., et Shur Y., 2007** - Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago, *Permafrost and Periglacial Processes*, 18 (3), 229-243.
[DOI : 10.1002/ppp.595]
- Fourrier H., 1989** - *La plaine de la Scarpe et ses bordures (Nord de la France). Analyse séquentielle des formations superficielles. Aspects des sols.*, Lille 1
- Fourrier H., 1992** - Données nouvelles sur les formations superficielles de la plaine de la Scarpe et de ses bordures (Nord de la France), *Hommes et Terres du Nord*, (4), 206-216.
- Fourrier H. et Masson F.-X., 1982** - Reconnaissance des dépôts sédimentaires, matériaux originels des sols de la région de Marchiennes (Plaine de la Scarpe), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 102, 41-47.

- Frechen M., Oches E.A., et Kohfeld K.E., 2003** - Loess in Europe — mass accumulation rates during the Last Glacial Period, *Quaternary Science Reviews*, 22 (18–19), 1835-1857.
[DOI : 10.1016/S0277-3791(03)00183-5]
- French H.M., 1974** - Active thermokarst processes, eastern Banks Island, western Canadian arctic, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11 (6), 785–794.
- Gaillard P. et Gustiaux M., 2011** - *Hordain, Iwuy, Estrun (Nord), Le Moulin à Vent, Les Petits Bois : tracé de la future ligne électrique aérienne entre les support 226 et 218*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2011, 19 p.
- Gandouin E., Ponel P., Franquet E., Van Vliet-Lanoe B., Andrieu-Ponel V., Keen D.H., Brulhet J., et Brocandel M., 2007** - Chironomid responses (Insect: Diptera) to Younger Dryas and Holocene environmental changes in a river floodplain from northern France (St-Momelin, St-Omer basin), *The Holocene*, 17 (3), 331-347.
[DOI : 10.1177/0959683607076447]
- Gaufrey S., 2001** - *Courbes « les Prés Ménart » (02)*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2001
- Gautier E. et Costard F., 2000** - Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu préglaciaire : la Léna et ses principaux affluents (Sibérie centrale), *Géographie physique et Quaternaire*, 54 (3), 327-342.
- Geluk M.C., Duin E.J.T., Duser M., Rijkers R.H.B., Van den Berg M.W., et Van Rooijen P., 1994** - Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben, *Geologie en Mijnbouw*, 73, 129-141.
- Geoffroy J.-F., 2004** - *Wavrin (Nord), rue du Colonel Driant*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2004, 21 p.
- Germain L., 1931** - Mollusques terrestres et fluviatiles (deuxième partie), in *Faune de France*, 22, Paris, Librairie de la Faculté des Sciences, 478-938.
- Geurts M.-A., 1976** - Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique, *Acta Geographica Lovaniensia*, 16, 69.
- Gibbard P.L., 1994** - *Pleistocene history of the Lower Thames valley*, Cambridge University Press, 1994
- Gibbard P., 2007** - Palaeogeography: Europe cut adrift, *Nature*, 448 (7151), 259–260.
- Gibbard P. et Lewin J., 2002** - Climate and related controls on interglacial fluvial sedimentation in lowland Britain, *Sedimentary Geology*, 151 (3–4), 187-210.
[DOI : 10.1016/S0037-0738(01)00253-6]
- Gibbard P.L. et Lewin J., 2009** - River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe, *Tectonophysics*, 474 (1–2), 41-55.
[DOI : 10.1016/j.tecto.2008.11.017]
- Gillet E., 2013** - *Nord-Pas de Calais, Rouvignies, parc d'activités de l'aérodrome ouest, phase 16, tranche 3*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2013, 73 p.
- Gittenberger E., Janssen A.W., Kuijper W.J., Kuiper J.G.J., Meijer T., Van der Velde G., De Vries J.N., et Peeters G.A., 1998** - *De Nederlandse zoetwatermollusken-Recente en fossiele weekdieren uit zoet en brak water*, 288 pp, National Natuurhistorisch Museum Naturalis, KNNV Uitgeverij & European Invertebrate Survey, 1998, 288 p.
- Gobert S., 2012** - *Freshwater ostracods as palaeoenvironmental proxies in the Moervaart Depression, a palaeolake in Sandy Flanders (NW Belgium)*, memory of Master in Biology, Universiteit Gent, Gent, 93 p.
Consultable à : http://lib.ugent.be/fulltxt/RUG01/002/061/195/RUG01-002061195_2013_0001_AC.pdf [Accédé le 7 avril 2014].
- Gosselet J., 1893** - Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : la Flandre, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 21, 176-197.
- Gosselet J., 1894** - Cours de géographie physique : la plaine de la Lys, pays de Weppes, pays de Ferrain, pays de Courtrai, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 22, 38-53.
- Gosselet J., 1895** - Cours de géographie physique : Mélançois, Pévèle, Tournaisis, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 23, 88-103.
- Gosselet J., 1897** - Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : Ostrevant, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 24, 243-262.
- Gosselet J., 1898 a** - Communication sur des fondations au coin de la rue des Douze Apôtres et du Parvis Saint-Maurice, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 27, 58-59.
- Gosselet J., 1898 b** - Cours de géographie physique : Cambrésis, Vermandois, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 27, 197-212.
- Gosselet J., 1900** - Cours de géographie physique : plaine d'Arras, Gohelle, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 29, 200-212.

- Gosselet J., 1903** - *Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines*, 4^e fascicule - Terrains Quaternaires, 1903, 343-421
- Gosselet J., 1906** - Observations au sujet de quelques sondages dans la région d'Armentières, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 35, 4-7.
- Gosselet J., 1920** - La Plaine de la Lys, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 44, 146-166.
- Granger R.J., Gray D.M., et Dyck G.E., 1984** - Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21 (6), 669-677.
[DOI : 10.1139/e84-073]
- Gronenborn D., 2010** - Climate, crises, and the « neolithisation » of central Europe between IRD-Events 6 and 4, in *Die Neolithisierung Mitteleuropas. The Spread of the Neolithic to Central Europe*, Verlag des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, 61-80.
- Grootes P.M. et Stuiver M., 1997** - Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 105-year time resolution, *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26455-26,470.
[DOI : 10.1029/97JC00880]
- Le Guen P., 1995** - *Courbes « Les Pâtures » (02)*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 1995
- Gullentops F., Mullenders W., et Coremans M., 1966** - Étude de la plaine alluviale du Kaatsbeek à Diepenbeek, *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, 141-150.
- Gullentops F., Bogemans F., Moor (De) G., Paulissen E., et Pissart A., 2001** - Quaternary lithostratigraphic units (Belgium), *Geologica Belgica*, 4 (1-2), 153-164.
- Haesaerts P., 1984 a** - *Le Quaternaire : problèmes, méthodologie et cadre stratigraphique*, in Cahen D. et Haesaerts P. dir., *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*, 17-25
- Haesaerts P., 1984 b** - Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire, in Cahen D. et Haesaerts P. dir., *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*, 27-39
- Haesaerts P., 1984 c** - Les formations fluviatiles pléistocènes du Bassin de la Haine (Belgique), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, (1.2.3.), 19-26.
- Haesaerts P., 1985** - Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique. Comparaisons avec les séquences d'Europe centrale, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 22 (2), 105-115.
[DOI : 10.3406/quate.1985.1534]
- Haesaerts P., 2004** - Maisières-Canal (2000-2002) : Cadre stratigraphique, in *L'atelier de taille aurignacien de Maisières-Canal*, Études et Recherches Archéologiques de l'Université de Liège, 13-26.
- Haesaerts P. et Mestdagh H., 2000** - Pedosedimentary evolution of the last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia, *Geologie en Mijnbouw*, 79 (2-3), 313-324.
- Haesaerts P. et Van Vliet B., 1973** - Évolution d'un permafrost fossile dans les limons du dernier glaciaire à Harmignies (Belgique), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 10 (3), 151-164
- Haesaerts P., Mestdagh H., et Bosquet D., 1999** - The sequence of remicourt (Hesbaye, Belgium) : new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil, *Geologica Belgica*, 2 (3-4), 5-27.
- Harris S.A., 2002** - Causes and consequences of rapid thermokarst development in permafrost or glacial terrain, *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (3), 237-242.
[DOI : 10.1002/ppp.419]
- Havinga A.-J., 1984** - A 20-year experimental investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores in various soil types, *Pollens et Spores*, 26 (3-4), 541-558.
- Hearty P.J., Hollin J.T., Neumann A.C., O'Leary M.J., et McCulloch M., 2007** - Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e), *Quaternary Science Reviews*, 26 (17-18), 2090-2112.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.06.019]
- Van Heijst M.W.I.M. et Postma G., 2001** - Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach, *Basin Research*, 13 (3), 269-292. [DOI : 10.1046/j.1365-2117.2001.00149.x]
- Heiri O., Cremer H., Engels S., Hoek W.Z., Peeters W., et Lotter A.F., 2007** - Lateglacial summer temperatures in the Northwest European lowlands: a chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands, *Quaternary Science Reviews*, 26 (19-21), 2420-2437. [DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.06.017]
- Henton A., 2006** - *Quiévrechain (59), rue Jean Jaurés*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 18 p.
- Henton A., 2009** - *Valenciennes, « Le Vignoble IV »*, rapport de fouille, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 57 p.
- Henton A., 2012** - Saultain. Rue Henri Barbusse, *Bilan Scientifique de la région Nord-Pas-de-Calais 2011*, 15, 101-103.

- Henton A., sans date** - *Sautain (59). Rue Henri Brabousse-Le champs du Pont de Curgies.*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, étude en cours
- Henton A. et Deschodt L., 2005 a** - *Poix-du-Nord (59), rue Eugène Lefebvre*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 18 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2005 b** - *Saint-Amand-les-Eaux, rive droite de la Scarpe*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 11 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2006 a** - *Hasnon (59), rue Delacroix*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 17 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2006 b** - *Saint-Amand-les-Eaux (59) « Rue des Aulnois, unité de production des vaccins, Stérilyo »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 12 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2009 a** - *Fresnes-sur-Escaut (59), rue du Piré*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 13 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2009 b** - *Mortagne-du-Nord (59), rue Jules Pamelard*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 10 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2010 a** - *Fresnes-sur-Escaut, Nord, quartier Sault, rue de la Paix : transect au coeur de la vallée de l'Escaut, une berge du Néolithique moyen*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2010, 17 p.
- Henton A. et Deschodt L., 2010 b** - *Haulchin, Nord, rue du 19 mars 1962 et rue de l'Escaut : transect en bordure d'un ancien méandre de l'Escaut*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2010, 14 p.
- Henton A., Deschodt L., et Vincent V., 2010** - *Trith-Saint-Léger, Nord, îlot des Fontaines : traces d'occupation médiévale et approche géomorphologique en bordure de l'Escaut*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2010, 23 p.
- Hette A., 1886** - Coupe des couches observées dans les travaux de déviation de la Deûle à l'extrémité de l'esplanade, à Lille, au lieu dit le Petit Paradis (emplacement du siphon), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 13, 45-48.
- Hijma M.P., Cohen K.M., Roebroeks W., Westerhoff W.E., et Busschers F.S., 2012** - Pleistocene Rhine-Thames landscapes: geological background for hominin occupation of the southern North Sea region, *Journal of Quaternary Science*, 27 (1), 17-39.
[DOI : 10.1002/jqs.1549]
- Hoek W.Z. et Bohncke S.J.P., 2002** - Climatic and environmental events over the Last Termination, as recorded in the Netherlands: a review, *Netherlands Journal of Geosciences*, 81 (1), 123-137.
- Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., Ganssen G.M., et Meijer T., 1999** - Lateglacial environmental changes recorded in calcareous gyttja deposits at Gulickshof, southern Netherlands, *Boreas*, 28 (3), 416-432.
- Holbrook J. et Schumm S.A., 1999** - Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings, *Tectonophysics*, 305 (1-3), 287-306.
[DOI : 10.1016/S0040-1951(99)00011-6]
- Hosfield R.T. et Chambers J.C., 2005** - Pleistocene geochronologies for fluvial sedimentary sequences: an archaeologist's perspective, *Journal of Quaternary Science*, 20 (3), 285-296.
[DOI : 10.1002/jqs.909]
- Houben P., 2003** - Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany, *Quaternary science reviews*, 22 (20), 2125-2140.
- Houben P., Wunderlich J., et Schrott L., 2009** - Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems, *Geomorphology*, 108 (1-2), 1-7.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2008.08.018]
- Houtgast R. et Van Balen R., 2000** - Neotectonics of the Roer Valley Rift System, the Netherlands, *Global and Planetary Change*, 27 (1-4), 131-146.
[DOI : 10.1016/S0921-8181(01)00063-7]
- Huijzer B. et Vandenberghe J., 1998** - Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe, *Journal of Quaternary Science*, 13 (5), 391-417.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199809)13:5<391::AID-JQS397>3.0.CO;2-6]
- Huisink M., 1997** - Late-glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change: the Maas, southern Netherlands, *Journal of Quaternary Science*, 12 (3), 209-223. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199705/06)12:3<209::AID-JQS306>3.0.CO;2-P]

- Huisink M., 2000** - Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands, *Sedimentary Geology*, 133 (1-2), 115-134. [DOI : 10.1016/S0037-0738(00)00030-0]
- Huisink M., De Moor J.J.W., Kasse C., et Virtanen T., 2002** - Factors influencing periglacial fluvial morphology in the northern European Russian tundra and taiga, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (11), 1223–1235. [DOI : 10.1002/esp.422]
- Huybrechts W., 1989** - Palaeohydrologic conditions in the Mark River basin during the last 15000 years, *Geologie en Mijnbouw*, 68, 175-187.
- Huybrechts W., 1999** - Post-pleniglacial floodplain sediments in Central Belgium, *Geologica Belgica*, 2 (3-4), 29-37.
- Ignace J.-M. et Deschodt L., 1995** - *Les Quais du Vieux Lille*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 1995, 26 p.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., et Shackleton N.J., 1984** - The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, article de colloque, in Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing, 269-305.
- Isarin R.F.B., 1997** - Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (3), 313–333.
- Isarin R.F.B., Renssen H., et Koster E.A., 1997** - Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134 (1–4), 127-148. [DOI : 10.1016/S0031-0182(96)00155-1]
- Isarin R.F.B., Renssen H., et Vandenberghe J., 1998** - The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe, *Journal of Quaternary Science*, 13 (5), 447-453. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199809)13:5<447::AID-JQS402>3.0.CO;2-B]
- ISC-CIE, 2014** - L'Escaut en un clin-d'oeil, page internet
Consultable à : <http://www.isc-cie.org/FR/l-escaut-en-un-clin-d-oeil> [Accédé le 15 mars 2014].
- Le Jeune Y., Leroyer C., et Pastre J.-F., 2012** - L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (4/2012), 459-476. [DOI : 10.4000/geomorphologie.10060]
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Andersen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir Á.E., White J., Jouzel J., et Fisher D., 1997** - The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26397. [DOI : 10.1029/97JC00167]
- Jorgenson M.T. et Osterkamp T.E., 2005** - Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation, *Canadian Journal of Forest Research*, 35 (9), 2100-2111. [DOI : 10.1139/x05-153]
- Jorgenson M.T., Romanovsky V., Harden J., Shur Y., O'Donnell J., Schuur E.A.G., Kanevskiy M., et Marchenko S., 2010** - Resilience and vulnerability of permafrost to climate change, *Canadian Journal of Forest Research*, 40 (7), 1219-1236.
- Juvigné E., Haesaerts P., Mestdagh H., Pissart A., et Balescu S., 1996** - Révision du stratotype loessique de Kesselt (Limbourg, Belgique), *Compte rendu de l'Académie des Sciences – Série 2a*, 323 (9), 801-807.
- Kasse C., 1997** - Cold-Climate Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14–12.4 ka); a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (3), 295-311. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1530(199709)8:3<295::AID-PPP256>3.0.CO;2-0]
- Kasse C., 2002** - Sandy Aeolian Deposits and Environments and Their Relation to Climate During the Last Glacial Maximum and Lateglacial in Northwest and Central Europe, *Progress in Physical Geography*, 26 (4), 507-532. [DOI : 10.1191/0309133302pp350ra]
- Kasse C., Bohncke S.J.P., et Vandenberghe J., 1995** - Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the Middle Weichselian in the Northern Netherlands with special reference to the Hengelo Interstadial, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52, 387–414.
- Kasse C., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Bohncke S.J.P., et Bos J.A.A., 2003** - Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany), *Quaternary science reviews*, 22 (20), 2141–2156.
- Kasse C., Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., Konert M., Weijers J.W.H., Cassee M.L., et Van Der Zee R.M., 2005** - Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change, *Journal of Quaternary Science*, 20 (4), 377-394. [DOI : 10.1002/jqs.923]

- Kasse C., Vandenberghe D., De Corte F., et Van Den Haute P., 2007** - Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age, *Journal of Quaternary Science*, 22 (7), 695-708.
[DOI : 10.1002/jqs.1087]
- Kasse C., Renssen H., Bridgland D.R., Westaway R., French H., Demitroff M., Janssens M.M., Bohncke S.J.P., Greaves H., et Cohen K.M., 2012** - Palaeoenvironmental reconstructions: A tribute to the career of Jef Vandenberghe (editorial), *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 91 (1-2), 1-3.
- Kerney M.P., Cameron R.A.D., et Jungbluth J.H., 1983** - *Die Landschnecken Nord-und Mitteleuropas*, Paul Parey, Hamburg et Berlin, 1983, 384 p.
- Kiden P., 1991** - *The Lateglacial and Holocene evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium*, in Strakel L., Gregory K. L. and Thornes J. B. dir., *Temperate Palaeohydrology*, 1991, John Wiley and Sons Ltd, 283-299
- Kiefer D. et Deschodt L., 2008** - *Crespin (Nord), aménagement de la zone d'expansion de crues du Séminaire*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2008, 40 p.
- Klotz S., Guiot J., et Mosbrugger V., 2003** - Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen, *Global and Planetary Change*, 36 (4), 277-294.
[DOI : 10.1016/S0921-8181(02)00222-9]
- Kooi H., Johnston P., Lambeck K., Smither C., et Ronald Molendijk, 1998** - Geological causes of recent (100 yr) vertical land movement in the Netherlands, *Tectonophysics*, 299 (4), 297-316.
[DOI : 10.1016/S0040-1951(98)00209-1]
- Koster E.A., 2005** - Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe, *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (1), 131-143. [DOI : 10.1002/ppp.512]
- Kozarski S., 1983** - *River channel adjustment to climatic change in west central Poland*, in Strakel L., Gregory K. L. and Thornes J. B. dir., *Temperate Palaeohydrology*, 1991, John Wiley and Sons Ltd, 355-374.
- Kukla G.J., Bender M.L., De Beaulieu J.-L., Bond G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Knudsen K.-L., McManus J.F., Merkt J., Muhs D.R., Müller H., Poore R.Z., Porter S.C., Seret G., Shackleton N.J., Turner C., Tzedakis P.C., et Winograd I.J., 2002** - Last Interglacial Climates, *Quaternary Research*, 58 (1), 2-13.
[DOI : 10.1006/qres.2001.2316]
- Labarre D., sans date** - *Rapport de fouille de Rouvignies, parc d'activités de l'aérodrome ouest, phase 16, tranche 2 (titre provisoire)*, rapport de fouille, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, rapport en cours
- Lacherez S., 1999** - *Fresnes-sur-Escaut (59) Lieu-dit « La Neuville ». Communauté de communes du Pays de Condé. Z.I.P. (1ere tranche). Examen géotechnique complémentaire relatif a la viabilisation de la zone (mission de type G11)*, rapport géotechnique, Famars, SOREG, 1999, 17 p.
- Ladrière J., 1879** - Le terrain quaternaire du Nord, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 7, 11-32.
- Ladrière J., 1881 a** - Fort du Vert-Galant, *Annales de la la Société Géologique du Nord*, 8, 26-27.
- Ladrière J., 1881 b** - Les anciennes rivières, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 8.,1-17
- Ladrière J., 1883** - Le Terrain quaternaire du fort du Vert-Galant, comparé à celui des régions voisines, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 10, 86-99.
- Ladrière J., 1885** - Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 12, 405-423.
- Ladrière J., 1886** - Le Terrain quaternaire de la vallée de la Deûle, à Lille, comparé à celui du Nord de la France, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 13, 266-287.
- Ladrière J., 1888** - L'ancien lit de la Scarpe, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 15, 217-238.
- Lague D., 2013** - The stream power river incision model: evidence, theory and beyond, *Earth Surface Processes and Landforms*, 39 (1), 38-61.
[DOI : 10.1002/esp.3462]
- Lahousse P., Salvador P.-G., et Pierre G., 2003** - Contribution a la connaissance des vallons élémentaires du nord de la France : l'exemple de la Creuse des Fosses (Authieule, plateau picard) [Contribution to the knowledge of the elementary valleys of the north of France : the example of the Creuse des Fosses (Authieule, plateau picard)], *Quaternaire*, 14 (3), 189-196.
[DOI : 10.3406/quate.2003.1741]
- Lambay L., 1993** - *Étude du comblement tardiglaciaire et holocène de la vallée de l'Acon (Somme, Picardie, France) : mise en évidence d'une succession Dryas II - Allerød - Dryas III - Préboréal - Boréal*, Mémoire de Licence en sciences botaniques, Université de Louvain-la-Neuve, 30 p.

- Lambeck K., Esat T.M., Potter E.K., et Others, 2002** - Links between climate and sea levels for the past three million years, *Nature*, 419 (6903), 199–206.
- Langohr R., 2001** - L'anthropisation du paysage pédologique agricole de la Belgique depuis le Néolithique ancien - Apports de l'archéopédologie, *Étude et Gestion des Sols*, 8 (2), 103-118.
- Langohr R. et Sanders J., 1984** - Apport de la pédologie à la reconstitution du Paléoenvironnement en Belgique au Quaternaire, in Cahen D. et Haesaerts P. dir., *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*, 41-52
- Lantoine J., 2006** - *Salomé (59), extension de la station d'épuration, rue Jean Delattre*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 10 p.
- Lantoine J., 2010** - *Escoutpont, Nord, « Chaussée Brunehaut »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2010, 10 p.
- Lantoine J., 2013** - *Halluin, ZAC de la Rouge Porte : un élément archéologique du patrimoine historique d'Halluin mis au jour le long de la frontière franco-belge*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2013, 68 p.
- Lantoine J. et Deschodt L., 2007** - *Bruille-Saint-Amand (Nord), route d'Hergnies, Les Froids Champs*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 12 p.
- Lautridou J.-P., 1985** - *Le cycle périglaciaire Pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*, Thèse Lettres, Université de Caen, 980 p.
- Le Digol Y., Bernard V., et Couturier Y., 2009** - *Le Vignoble. Valenciennes (59606), Nord*, rapport d'étude dendrochronologique, Dendrotech, 2009, 14 p
- Lefèvre P., 2006 a** - *Avion, zone industrielle des 14, Pas-de-Calais*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 34 p.
- Lefèvre P., 2006 b** - *Douvrin, Billy-Berclau, et Haisnes, ZI Artois-Flandres, tranche 3 et déviation de La Bassée*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 67 p.
- Legrand T. et Leroy R., 2006** - *Flers-en-Escrebieux, rue du Maréchal Delattre de Tassigny*, rapport de fouille, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2006, 117 p.
- Leopold L.B. et Wolman M.G., 1957** - *River channel patterns: braided, meandering, and straight*, US Government Printing Office Washington (DC), 1957, 85 p.
Consultable à :
https://uvm.edu/~wbowden/Teaching/Stream_Geomorph_Assess/Resources/Private/Documents/1957_leopold_wolman_channel_patterns.pdf [Accédé le 7 décembre 2012].
- Leplat J., 1986** - *Champs captants de la Carnoye, des forages nord, de Lille et de la Madeleine*, BRGM, 1986
- Leplat J., Sommé J., et Bonte A., 1982** - *Desvres (11)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°11/XXII-04), 1982, 22 p.
- Leplat J., Sommé J., et Colbeaux J.-P., 1985** - *Hazebrouck (13)*, Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (notice de la carte géologique 1/50000, n°13), 1985, 26 p.
- Lequeux A., 1934** - Les alluvions de l'Escaut et de la Scarpe d'après de nouveaux sondages, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 59, 108-118.
- Leriche B. et Deschodt L., 2009** - *Rouvignies (59), extension du parc d'activités de l'aérodrome ouest (plateau d'Hérin) : phase 13b*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 29 p.
- Leroi-Gourhan A., 1988** - L'apport des pollens dans le gisement paléolithique moyen de Seclin (Nord), *Revue archéologique de Picardie*, 1 (1), 57-61.
[DOI : 10.3406/pica.1988.1574]
- Leroi-Gourhan A., Sommé J., et Tuffreau A., 1978** - Weichselien et Paléolithique moyen de Seclin (Melantois — Nord de la France) — Note préliminaire, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 15 (1), 69-80.
[DOI : 10.3406/quate.1978.1333]
- Leroy G., 2010** - *Proville (59). Le Bois Chenu, Le Champ des Argilières*, rapport d'opération archéologique programmée, Direction Régionale des Affaires Culturelles - Service Régional de l'Archéologie, 2010, 51 p.
- Leroy G., 2013** - Une occupation de l'extrême fin du Paléolithique dans la vallée de l'Escaut à Proville (Nord) « Le Bois Chenu », *Bulletin de la Société préhistorique française*, 110 (4), 691-702.
- Leroyer C., 1997** - *Homme, climat, végétation au Tardi-et Postglaciaire dans le Bassin parisien: apports de l'étude palynologique des fonds de vallée*, Thèse de doctorat de l'université de Paris 1, 786 p.
- Leroyer C., 1986** - Résultats palynologiques, in *Paléoenvironnement et fouilles urbaine. Une approche de l'homme dans son environnement (Ville-XVIIe). Grand Louvre – Cour Napoléon – Carrousel*, 66-68.

- Leroyer C., Pastre J.-F., Fontugne M., et Limondin-Lozouet N., 1997** - *Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène dans le bassin aval de la Marne (Seine-et-Marne - France) : chronostratigraphie et environnements des occupations humaines*, in Fagnart J.P. et Thévenin A. dir, *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest. Actes du 119^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994, Pré- et Protohistoire*, 151-164.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., et Fontugne M., 2005** - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue (Basse Normandie), *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 16 (4), 273-298.
[DOI : 10.4000/quaternaire.482]
- Lespez L., Cador J.-M., et Germaine A., 2006** - *Gestion de l'eau et trajectoires des paysages des petites vallées, exemples normands*, actes du colloque Interactions Nature-Société, analyses et modèles, UMR 6554 LETG, La Baule 2006, 6 p.
Consultable à :
http://www.researchgate.net/publication/228478347_GESTION_DE_L%27EAU_ET_TRAJECTOIRES_DES_PAYSAGES_DES_PETITES_VALLES_EXEMPLES_NORMANDS/file/d912f51370750218aa.pdf [Accédé le 10 mai 2014].
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M., et Marcigny C., 2008** - Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France), *Geomorphology*, 98 (1-2), 55-70.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2007.02.029]
- Levy J.S., Head J.W., et Marchant D.R., 2008** - The role of thermal contraction crack polygons in cold-desert fluvial systems, *Antarctic Science*, 20 (6), 565-579.
[DOI : 10.1017/S0954102008001375]
- Lewin J., Macklin M.G., et Johnstone E., 2005** - Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record, *Quaternary Science Reviews*, 24 (16-17), 1873-1889.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2005.01.009]
- Lewis S., Maddy D., et Glenday S., 2004** - The Thames valley sediment conveyor: fluvial system development over the last two interglacial-glacial cycles [Le « convoyeur sédimentaire » de la vallée de la Tamise], *Quaternaire*, 15 (1), 17-28.
[DOI : 10.3406/quate.2004.1751]
- Leynaud D., Jongmans D., Teerlynck H., et Camelbeeck T., 2000** - Seismic hazard assessment in Belgium, *Geologica Belgica*, 3 (1-2), 67-86.
- Lidberg M., Johansson J.M., Scherneck H.-G., et Milne G.A., 2010** - Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST, *Journal of Geodynamics*, 50 (1), 8-18.
[DOI : 10.1016/j.jog.2009.11.010]
- Limondin N., 1995** - Late-glacial and Holocene malacofaunas from archaeological sites in the Somme Valley (North France), *Journal of archaeological science*, 22 (5), 683-698.
- Limondin-Lozouët N., 2002 a** - *Impact des oscillations climatiques du Tardiglaciaire sur l'évolution des malacofaunes de fonds de vallées en Europe du Nord-Ouest*, in Richard H. et Vignot A. dir., *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest: Actes du colloque international de Besançon, 18-22 septembre 2000*, Presses Univ. Franche-Comté, 45-51.
- Limondin-Lozouët N., 2002 b** - Les mollusques continentaux, in Miskovsky J.-C. dir, *Géologie de la Préhistoire. Méthodes, techniques, applications*, GéoPré, Presses Universitaires de Perpignan, 773-784.
- Limondin-Lozouët N., 2012** - Les successions malacologiques de la séquence fluviatile de Conty (Somme-France) : implications paléoenvironnementales et climatiques, *Quaternaire*, hors-série (5), 23-41.
- Limondin-Lozouët N., 2013** - *Malacofaunes de Waziers, échantillonnage diagnostique du puisard du 18 avril 2013*, LGP Environnements quaternaires et actuels, note, 5 p. document non publié
- Limondin-Lozouët N., 2011** - Successions malacologiques à la charnière Glaciaire/Interglaciaire: du modèle Tardiglaciaire-Holocène aux transitions du Pleistocène, *Quaternaire*, 22 (3), 211-220.
- Limondin-Lozouët N. et Antoine P., 2001** - Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty, northern France, *Boreas*, 30, 148-164.
- Limondin-Lozouët N. et Antoine P., 2006** - A new *Lyrodiscus* (Mollusca, Gastropoda) assemblage from Saint-Acheul (Somme Valley): a reappraisal of MIS 11 malacofaunas from northern France, *Boreas*, 35 (4), 622-633.
- Limondin-Lozouët N. et Gauthier A., 2003** - Biocénoses Pléistocènes des séquences loessiques de Villier-Adam (Val d'Oise, France); Etudes Malacologiques et palynologiques, *Quaternaire*, 14 (4), 237-252.
[DOI : 10.3406/quate.2003.1745]

- Limondin-Lozouët N., Bridault A., Leroyer C., Ponel P., Antoine P., Chaussé C., Munaut A.-V., et Pastre J.-F., 2002** - *Évolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques*, in Bravard J.-P. et Magny M. dir., *Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, 46-62.
- Limondin-Lozouët N., Antoine P., Auguste P., Carbonel P., Chaussé C., Connet N., Dupéron J., Dupéron M., Falguères C., Freydet P., Ghaleb B., Jolly-Saad M.-C., Lhomme V., Lozouët P., Mercier N., Pastre J.-F., Voinchet P., et Bahain J.-J., 2006** - Le tuf calcaire de La Celle-sur-Seine (Seine et Marne) : nouvelles données sur un site clé du stade 11 dans le Nord de la France, *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 17 (2), 5-29.
[DOI : 10.4000/quaternaire.722]
- Lisiecki L.E. et Raymo M.E., 2005** - A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20 (1).
Consultable à : <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004PA001071.shtml> [Accédé le 1 février 2012]. [DOI : 10.1029/2004PA001071]
- Liu A.C., Missiaen T., et Henriët J.P., 1992** - The morphology of the top-Tertiary erosion surface in the Belgian sector of the North Sea, *Marine geology*, 105 (1-4), 275-284.
- Livingstone I. et Warren A., 1996** - *Aeolian geomorphology: an introduction.*, Addison Wesley Longman Ltd, 1996, 211 p.
- Locht J.-L., Antoine P., Bahain J.-J., Drwila G., Raymond P., Limondin-Lozouët N., Gauthier A., Debenham N., Frechen M., Rousseau D.-D., Hatté C., Haesaerts P., et Metsdagh, 2003** - Le Gisement Paléolithique moyen et les séquences pléistocènes de Villiers-Adam (Val-d'Oise). Chronostratigraphie, environnement et implantations humaines., *Gallia préhistoire*, 45, 1-111.
- Locht J.-L., Deschodt L., Coutard S., et Limondin N., 2005** - *Bruay-sur-l'Escaut*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2005, 12 p.
- Lorié J., 1921** - Le diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 62, 221-417.
- Lorin Y., 2003** - *Douvrin, « La Timbale »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2003 ; 23 p.
- Lorin Y., 2007** - *Aire sur la Lys/Thiennes, « Pont de Thiennes » R.D. 238*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 13 p.
- Lorin Y., 2010** - *Blaringhem, Nord, « Champ du Houck »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2010, 46 p.
- Louis E., 1990** - L'alimentation de Douai en eau, au Moyen Âge, *Archaeologia Duacensis*, 3, i5-i40.
- Louis E., 2006** - *Wandignies-Hamages, interventions 2006*, rapport de fouille, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2006, 216 p.
- Louis E., 2009** - Douai et les détournements de la Scarpe IX^e-XI^e s., *Revue du Nord*, 14 (14), 113-127.
- Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., et Yu Z.C., 2008** - Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group, *Quaternary Science Reviews*, 27 (1-2), 6-17.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.09.016]
- Ložek V., 1964** - *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*, vol. 31, Prague, Akademie der Wissenschaften, (Rozpravy Ústředního ústavu geologického), 1964, 374 p.
- Ložek V., 2001** - Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia, *Quaternary International*, 76-77, 141-156.
- Magny M., 2004** - Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements, *Quaternary International*, 113 (1), 65-79.
- Magny M. et Bégeot C., 2004** - Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene, *Quaternary Research*, 61 (2), 181-192.
[DOI : 10.1016/j.yqres.2003.12.003]
- Magny M. et Haas J.N., 2004** - A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman, *Journal of Quaternary Science*, 19 (5), 423-430.
- Magny M., Bégeot C., Guiot J., et Peyron O., 2003** - Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases, *Quaternary Science Reviews*, 22 (15-17), 1589-1596.
[DOI : 10.1016/S0277-3791(03)00131-8]

- Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., et Haas J.N., 2006** - Tripartite climate reversal in Central Europe 5600–5300 years ago, *Quaternary Research*, 65 (1), 3-19.
[DOI : 10.1016/j.yqres.2005.06.009]
- Magny M., Bossuet G., Ruffaldi P., Leroux A., et Mouthon J., 2011** - Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France), *Journal of Quaternary Science*, 26 (2), 171–177.
[DOI : 10.1002/jqs.1436]
- Magny M., Peyron O., Sadori L., Ortu E., Zanchetta G., Vannière B., et Tinner W., 2012 a** - Changements dans la saisonnalité des précipitations en Méditerranée centrale au cours de l'Holocène. Implications pour l'histoire des sociétés., in F. Bertonecello et F. Braemer dir., *Variabilités environnementales, mutations sociales. Nature, intensités, échelles et temporalités des changements. Actes des 32e rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, 20-22 octobre 2011*, Antibes, 17-26.
- Magny M., Peyron O., Sadori L., Ortu E., Zanchetta G., Vannière B., et Tinner W., 2012 b** - Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south- and north-central Mediterranean, *Journal of Quaternary Science*, 27 (3), 290–296.
[DOI : 10.1002/jqs.1543]
- Makaske B., 2001** - Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products, *Earth-Science Reviews*, 53 (3-4), 149-196.
[DOI : 10.1016/S0012-8252(00)00038-6]
- Maniez J., 2007** - *Sin-Le-Noble, rue de la Houlette*, rapport de diagnostic archéologique, Direction de l'Arch ologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2007, 27 p.
- Marcy A., 2004** - *Houplines « ZAC d'Houplines »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2004, 19 p.
- Martial L., 2003** - *Houplin-Ancoisne, rue Guy Mocquet - RD63 (Nord)*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2003, 15 p.
- Martial E. et Deschodt L., 2009** - *Lambersart (59), stade Guy Lefort, avenue du Colisée*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009, 11 p.
- Mathys M., 2009** - *The Quaternary geological evolution of the Belgian Continental Shelf, southern North Sea*, Thèse, université de Gand, Universiteit Gent, 382 p.
Consultable à : <https://biblio.ugent.be/record/716421> [Accédé le 14 mai 2012].
- Meijs E.P.M., 2002** - Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51, 114-130.
- Meijs E.P.M., 2011** - The Veldwezelt site (province of Limburg, Belgium): environmental and stratigraphical interpretations, *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 90 (2), 73.
- Meijs E.P.M., Van Peer P., et De Warrimont J.P.L.M.N., 2012** - Geomorphologic context and proposed stratigraphic position of lower Palaeolithic artefacts from the Op de Schans pit near Kesselt (Belgium) to the west of Maastricht, *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 91 (1-2), 173-157.
- Meire P., Ysebaert T., Van Damme S., Van den Bergh E., Maris T., et Struyf E., 2005** - The Scheldt estuary: a description of a changing ecosystem, *Hydrobiologia*, 540, 1-11.
- Meugy A., 1852** - *Essai de géologie pratique sur la Flandre française (Arrondissements de Dunkerque, Hazebrouck, Lille et Douai, département du Nord)*, 1852, 307 p.
- Meylemans E., De Smedt P., Storme A., Bastiaens J., Desloover D., et Van Meirvenne M., 2011** - A multi-disciplinary palaeoenvironmental survey in the western Moervaart-depression (East Flanderes, Belgium), *Notae Praehistoricae*, 31, 191-200.
- Meylemans E., Bogemans F., Storme A., Perdaen Y., Verdurmen I., et Deforce K., 2013** - Lateglacial and Holocene fluvial dynamics in the Lower Scheldt basin (N-Belgium) and their impact on the presence, detection and preservation potential of the archaeological record, *Quaternary International*, 308-309, 148-161.
[DOI : 10.1016/j.quaint.2013.03.034]
- Moir A.K., Leroy S.A.G., Brown D., et Collins P.E.F., 2010** - Dendrochronological evidence for a lower water-table on peatland around 3200-3000 BC from subfossil pine in northern Scotland, *The Holocene*, 20 (6), 931–942.
- Mol J., 1997 a** - *Fluvial response to climate variations. The Last Glaciation in eastern Germany*, PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 100 p.
- Mol J., 1997 b** - Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany), *Journal of Quaternary Science*, 12 (1), 43-60.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199701/02)12:1<43::AID-JQS291>3.0.CO;2-0]
- Mol J., 1995** - Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle–Leipziger Tieflandsbucht (Germany), *Eiszeitalter und Gegenwart*, 45, 32-41.

- Mol J., Vandenberghe J., et Kasse C., 2000** - River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe, *Geomorphology*, 33 (3-4), 131-148.
[DOI : 10.1016/S0169-555X(99)00126-9]
- Monnet C. et Gemehl D., 1998** - *Lille (59). Quais du Vieux Lille. Rue Saint-Sébastien. Rue Ampère, rapport de diagnostic archéologique*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 1998, 79 p.
- De Moor G. et Heyse I., 1974** - Lithostratigrafie van de Kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de kustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noordwest België, *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 56, 85-109.
- De Moor G. et Heyse I., 1978** - De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei, *Aardrijkskunde*, 4, 343–375.
- De Moor J.J.W., Kasse C., Van Balen R., Vandenberghe J., et Wallinga J., 2008** - Human and climate impact on catchment development during the Holocene — Geul River, the Netherlands, *Geomorphology*, 98 (3–4), 316-339.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2006.12.033]
- Morin E., Macaire J.-J., Hirschberger F., Gay-Ovéjéro I., Rodrigues S., Bakyono J.-P., et Visset L., 2011** - Spatio-temporal evolution of the Choisille River (southern Parisian Basin, France) during the Weichselian and the Holocene as a record of climate trend and human activity in north-western Europe, *Quaternary Science Reviews*, 30 (3), 347–363.
- Mostaert F., Auffret J.P., De Batist M., Henriot J.P., Moons A., Sevens E., Van den Broeke I., Verschuren M., et Others, 1989** - Quaternary shelf deposits and drainage pattern of the French and Belgian coasts, 111-118. Consultable à <http://www.vliz.be/imis/imis.php?refid=10575> [Accédé le 17 juillet 2012].
- Mücher H.J. et De Ploey J., 1977** - Experimental and micromorphological investigation of erosion and redeposition of loess by water, *Earth Surface processes*, 2, 117-124.
- Mullenders W., Gullentops F., Coremans J., et Gilot F., 1966** - Le remblaiement de la vallée de la Nethen, *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, 169-181.
- Munaut A.-V., 1967** - *Recherches paléo-écologiques en basse et moyenne Belgique*, Acta Geographica Lovaniensia, 6, Louvain, 191 p.
- Munaut A.-V., 2001** - *Analyse pollinique à Dourges « Plateforme multimodale » (Nord)*, in Teheux et al., *Delta 3, le Marais de Dourges. Sites palynologiques*, rapport de fouille, Inrap, 30 p.
- Munaut A.-V. et Defgnée A., 1997** - Biostratigraphie et environnement végétal des industries tardiglaciaire et du début de l'Holocène dans le bassin de la Somme, in Fagnart J.P. et Thévenin A. dir, *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest. Actes du 119^e Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994, Pré- et Protohistoire*, 27-37.
- Munaut A.V. et Paulissen E., 1973** - Évolution et paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique), *Annales Soc. Géol. de Belgique*, 96, 301–348.
- Munaut A.V., Sommé J., et Demolon P., 1995** - Tardiglaciaire (Alleröd) et Holocène ancien dans la vallée de la Scarpe à Douai (Nord de la France) [Late Glacial (Alleröd) and early Holocene in the Scarpe valley at Douai (Northern France)], *Quaternaire*, 6 (3), 167-172.
[DOI : 10.3406/quate.1995.2049]
- Murton J.B., Bateman M.D., Baker C.A., Knox R., et Whiteman C.A., 2003** - The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 (3), 217-246.
[DOI : 10.1002/ppp.442]
- Nanson G.C. et Knighton A.D., 1996** - Anabranching rivers: their cause, character and classification, *Earth surface processes and landforms*, 21 (3), 217–239.
- Naton H.-G., Cordier S., Brou L., Damblon F., Frechen M., Hauzeur A., Brun-Ricalens F.L., Valotteau F., Baes R., et Dovener F., 2009** - Fluvial evolution of the Moselle valley in Luxembourg during Late Pleistocene and Holocene: palaeoenvironment and human occupation, *Quaternaire (Paris)*, 20 (1), 81-92.
- Naughton F., Bourillet J.-F., Sanchez Goni M.F., Turon J.-L., et Jouanneau J.-M., 2007** - Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years, *The Holocene*, 17 (7), 939-953.
[DOI : 10.1177/0959683607082410]
- Neaud P., 2012** - *Nord-Pas de Calais, Rouvignies, parc d'activités de l'aérodrome ouest, phase 16, tranche 2 : occupations protohistorique et gallo-romaine*, rapport de diagnostic archéologique, Amiens, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2012, 93 p.
- Neaud P., 2007** - *Onnaing, Nord, extension du parc d'activité du val d'Escaut, tranche 1*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 37 p.
- Nesje A. et Dahl S.O., 2003** - The « Little Ice Age » – only temperature?, *The Holocene*, 13 (1), 139-145. [DOI : 10.1191/0959683603hl603fa]
- Nocquet J.M., Calais E., et Parsons B., 2005** - Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe, *Geophysical Research Letters*, 32, L06308, 5 p.

- Notebaert B. et Verstraeten G., 2010** - Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review, *Earth-Science Reviews*, 103 (3-4), 163-182. [DOI : 10.1016/j.earscirev.2010.09.009]
- Notebaert B., Verstraeten G., Rommens T., Vanmontfort B., Govers G., et Poesen J., 2009** - Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle, *Catena*, 77 (2), 150-163. [DOI : 10.1016/j.catena.2008.02.001]
- Notebaert B., Verstraeten G., Vandenberghe D., Marinova E., Poesen J., et Govers G., 2011 a** - Changing hillslope and fluvial Holocene sediment dynamics in a Belgian loess catchment, *Journal of Quaternary Science*, 26 (1), 44-58. [DOI : 10.1002/jqs.1425]
- Notebaert B., Verstraeten G., Ward P., Renssen H., et Van Rompaey A., 2011 b** - Modeling the sensitivity of sediment and water runoff dynamics to Holocene climate and land use changes at the catchment scale, *Geomorphology*, 126 (1-2), 18-31. [DOI : 10.1016/j.geomorph.2010.08.016]
- O'Miel C., 2010** - La candidature du Bassin Minier Nord-Pas de Calais à une inscription sur la liste du patrimoine mondial de l'UNESCO, in *Territoire (s) wallon (s), Actes du colloque de la Conférence Permanente du Développement Territorial, Région wallonne*, 79-87. Consultable à : [http://p881.phpnet.org/old/Data/publications/territoire\(s\)wallon\(s\)/TW4/TW4.pdf#page=79](http://p881.phpnet.org/old/Data/publications/territoire(s)wallon(s)/TW4/TW4.pdf#page=79) [Accédé le 28 mars 2014].
- Orth P., Pastre J.F., Gauthier A., Limondin-Lozouet N., et Kunesch S., 2004** - Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : perception des changements climatoanthropiques à l'Holocène, *Quaternaire*, 15 (3), 285-298. [DOI : 10.3406/quate.2004.1775]
- Osterkamp T.E., Jorgenson M.T., Schuur E.A.G., Shur Y.L., Kanevskiy M.Z., Vogel J.G., et Tumskoj V.E., 2009** - Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in Interior Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (3), 235-256. [DOI : 10.1002/ppp.656]
- Oudry S., 2007** - *Saint-Saulve (59), RD 75*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 40 p.
- Oudry-Brailion S., 2011** - *Neuf-Mesnil, lotissement « les champs de l'Agache »*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2011, 28 p.
- Paepe R., 1964** - Les dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys, *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 73 (3).
- Paepe R., 1965** - Évolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre, *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 74 (2).
- Paepe R., 1967** - Corrélation litho-stratigraphique entre les dépôts du Pléistocène supérieur de la Belgique, in *Meeting of the sub-commission for loess-stratigraphy in Belgium 1967. Discussions*, 17-29.
- Paepe R., 1969** - Les unités litho-stratigraphiques du Pléistocène Supérieur de la Belgique, *Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 45-51. Consultable à : <http://www.vliz.be/IMIS/imis.php?module=ref&refid=110386> [Accédé le 16 juin 2013].
- Paepe R. et Baeteman C., 1979** - The Belgian coastal plain during the Quaternary, in *Acta Universitatis Upsaliensis. Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, 143-146. Consultable à <http://www.vliz.be/imisdocs/publications/233585.pdf> [Accédé le 26 octobre 2012].
- Paepe R. et Sommé J., 1970** - Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 90 (4), 191-201.
- Paepe R. et Sommé J., 1975** - Marine Pleistocene transgressions along the Flemish coast (Belgium and France), *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, SibravaV (ed.). International Geological Correlation Programme*, 73 (1), 24.
- Paepe R. et Vanhoorne R., 1967** - The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium, *Mémoire pour servir à l'explication des Cartes géologique et minières de la Belgique*, 8, 96.
- Pastre J.-F., Fontugne M., Kuzucuoglu C., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Talon M., et Tisnérat-Laborde N., 1997** - L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 (4), 291-312 [DOI : 10.3406/morfo.1997.929]
- Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Chaussé C., Fontugne M., Gebhardt A., Hatté C., et Krier V., 2000** - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France), *Quaternaire*, 11 (2), 107-122. [DOI : 10.3406/quate.2000.1660]

- Pastre J.-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Fontugne M., Hatté C., Krier V., Kunesch S., et Saad M.-C., 2002 a** - L'Holocène du Bassin parisien : variations environnementales et réponses géoécologiques des fonds de vallées, in Richard H. et Vignot A. dir., *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest: Actes du colloque international de Besançon, 18-22 septembre 2000*, Presses Univ. Franche-Comté, 61-73.
- Pastre J.-F., Leroyer C., Limondin-Lozouët N., Orth P., Chaussé C., Fontugne M., Gauthier A., Kunesch S., Le Jeune Y., et Saad M.-C., 2002 b** - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France), in Bravard J.-P. et Magny M. dir., *Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, 29-44.
- Pastre J.F., Limondin-Lozouet N., Leroyer C., Ponel P., et Fontugne M., 2003 a** - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France), *Quaternary science reviews*, 22 (20), 2177–2188.
- Pastre J.-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Antoine P., Gauthier A., Le Jeune Y., et Orth P., 2003 b** - Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallées, in Muxart T., Vivien F.-D., Villalba B., Burnouf J. ed., *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées.*, Collection environnement, Elsevier, 43-55.
- Peltier W.R., 2004** - Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 32, 111–149.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., P[*Eacute*]pin L., Ritz C., Saltzman E., et Stievenard M., 1999** - Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399 (6735), 429-436.
[DOI : 10.1038/20859]
- Ponel P., Gandouin E., Coope G.R., Andrieu-Ponel V., Guiter F., Van Vliet-Lanoë B., Franquet E., Brocandel M., et Brulhet J., 2007** - Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France), *Coleoptera and Trichoptera, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245 (3-4), 483-504.
[DOI : 10.1016/j.palaeo.2006.09.005]
- Praud I., Bernard V., Bossut D., Boulen M., Braguier S., Clarys B., Coubray S., Dietsch-Sellami M.-F., Fabre J., Fechner K., Jouanin G., Lantoine J., Lemouland Q., Maigrot Y., Martial E., Michel L., Monchablon C., Palau R., Ponel P., et Van Der Plicht J., 2007 a** - *Houplin-Ancoisne (59). « Le Marais de Santes »*, Villeneuve d'Ascq, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007
- Praud I., Deschodt L., et Laperle G., 2007 b** - *Lille-Lomme, ZAC les Rives de la Haute-Deûle (Nord)*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007
- Praud I., Bernard V., Boitard E., Boulen M., Braguier S., Cayol N., Coubray S., Deschodt L., Fechner K., Hamon C., Lancelot S., Maigrot Y., Martial E., Médard F., Monchablon C., Ponel P., et Sellami-Dietsch M.-F., sous presse** - *Le Néolithique final dans la vallée de la Deûle : le site d'Houplin-Ancoisne « Le Marais de Santes » (Nord)*, Villeneuve d'Ascq, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, Centre National de la Recherche Scientifique Éditions, (Recherches Archéologiques, 9), sous presse
- Priesnitz K., 1988** - *Cryoplanations*, in M. J. Clark dir., *Advances in Periglacial Geomorphology*, Chichester, 49-67.
- Prost D., Pernaud J.-M., Pastre J.-F., Cottiaux R., Billand G., Bernard V., et Talon M., 1995** - Le niveau organique du Néolithique récent du site stratifié de la « Station d'Épuration » à La Croix-Saint-Ouen (Oise), *Revue archéologique de Picardie*, 9 (1), 83-103.
[DOI : 10.3406/pica.1995.1832]
- Puisségur J.-J., 1976** - Mollusques continentaux et quaternaires de Bourgogne, *Mémoire de géologie de l'université de Dijon*, 3, 241.
- Rameau J.-C., Mansion D., Dumé G., Timbal J., Lecoïnte A., Dupont P., et Keller R., 1989** – *Taxus, Flore forestière française. Guide écologique illustré. Tome 1: Plaines et collines*, volume 1, Institut pour le développement forestier, Paris, 1989, 314-315
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., et Ruth U., 2006** - A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *Journal of Geophysical Research*, 111 (D06102), 6 p.
DOI : 10.1029/2005JD006079]
- Rasmussen S.O., Seierstad I.K., Andersen K.K., Bigler M., Dahl-Jensen D., et Johnsen S.J., 2006** - Greenland Ice Core Calcium and Oxygen Isotope Data, *S/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-120. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.*
Consultable à : <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/ngrip/gicc05-calcium-20yr.txt>
[Accédé le 16 mars 2014].

- Rasmussen S.O., Seierstad I.K., Andersen K.K., Bigler M., Dahl-Jensen D., et Johnsen S.J., 2008 - Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications, *Quaternary Science Reviews*, 27 (1), 18–28.
- Reille M., 1990 - *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*, Paris, CNRS éd., 1990, 206 p.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., et Others, 2004 - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, 46 (3), 1029–1058.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., et Friedrich M., 2013 - IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55 (4), 1869–1887.
- Renssen H. et Vandenberghe J., 2003 - Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation, *Quaternary Science Reviews*, 22 (2-4), 209–223.
- Révillion S., 1988 - La collection Louis Théry à Lille (deuxième partie), *Revue du Nord*, 70, 123-173.
- Robise A., 2010 - *Analyse d'une séquence palynologique à Sin-le-Noble dans la vallée de la Scarpe (Nord de la France)*, Master en Biologie des Organismes et Écologie, Université Catholique de Louvain, Facultés Universitaires Notre Dame de la Paix, 57 p.
- Rommens T., Verstraeten G., Peeters I., Poesen J., Govers G., Van Rompaey A., Mauz B., Packman S., et Lang A., 2007 - Reconstruction of late-Holocene slope and dry valley sediment dynamics in a Belgian loess environment, *The Holocene*, 17 (6), 777-788.
[DOI : 10.1177/0959683607080519]
- Rorive S., 2012 - *Waziers « Le Bas Terroir », Chemin du Bourdeau*, rapport de diagnostic archéologique, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2012, 176 p.
- Rose J., 1995 - Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain, *Palaeoclimate Research*, 14, 51–74.
- Rousseau D.-D., 1989 - Réponses des malacofaunes terrestres quaternaires aux contraintes climatiques en Europe septentrionale, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69, 113-124.
- Rousseau D.-D. et Keen D.H., 1989 - Malacological records from the Upper Pleistocene at Portelet (Jersey, Channel Islands): comparisons with western and central Europe, *Boreas*, 18, 61-66.
- Rousseau D.-D., Preece R., et Limondin-Lozouet N., 1998 - British late glacial and Holocene climatic history reconstructed from land snail assemblages, *Geology*, 26 (7), 651-654.
[DOI : 10.1130/0091-7613(1998)026<0651:BLGAHC>2.3.CO;2]
- Routier J.-C. et Deschodt L., 2006 - *Houplines, « rue de l'Aventure », projet de station d'épuration*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2006, 10 p.
- Ruchard N., Lenaerts S., et Munaut A.-V., 1992 - Étude palynologique de sédiments holocènes dans la plaine alluviale du Haut Escaut (Nord, France), *Cahiers de la Préhistoire du Nord*, 10, 118-130.
- SAGE Scarpe aval, 2009 - *Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux de la Scarpe aval*, 2009, 96 p.
- Salmon J., 1913 - Esquisse géologique du Bassin lacustre de Saint-Omer (Note préliminaire), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 42, 248-257.
- Salvador P.-G., Vérot-Bourrély A., Bravard J.-P., Franc O., et Macé P., 2002 - Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise, in Bravard J.-P. et Magny M. dir., *Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, 215-221.
- Salvador P.-G., Deschodt L., et Coutard S., 2005 - Nouvelles observations sur la stratigraphie des formations holocènes (récent) de la plaine de la Lys à Houplines (Nord), *Quaternaire*, 16 (1), 65-68.
[DOI : 10.4000/quaternaire.243]
- Sanders J., Baes R., et Langhor R., 1986 - Micromorphology of a dry flat-bottomed valley soil in the Zonien Forest, loess belt of Middle Belgium, *Pédologie*, 36 (3), 277–302.
- Sangnier P., 1968 - *Lille-Halluin (14)*, Orléans, BRGM, (carte géologique 1/50000, n°14/XXV-3-4), 1968, 24 p.
- Save S. et Beta Analytic Ltd, 2009 - *Rapport de datation radiocarbone de trois prélèvements réalisés à Sin-le-Noble (59)*, rapport de datation, AMÉLIE, 2009, 15 p.
- Save S. et Beta Analytic Ltd, 2013 - *Rapport de datation radiocarbone d'un prélèvement de Tourbe réalisé sur le site de Waziers, « chemin du Bourdeau » (59)*, rapport de datation, AMÉLIE, 2013, 9 p.
- Scherneck H.-G., Lidberg M., Haas R., Johansson J.M., et Milne G.A., 2010 - Fennoscandian strain rates from BIFROST GPS: A gravitating, thick-plate approach, *Journal of Geodynamics*, 50 (1), 19-26.
[DOI : 10.1016/j.jog.2009.11.005]

- Schokker J. et Koster E.A., 2004** - Sedimentology and facies distribution of Pleistocene cold-climate aeolian and fluvial deposits in the Roer Valley Graben (southeastern Netherlands), *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (1), 1-20.
[DOI : 10.1002/ppp.477]
- Schotman H.H.A., Wu P., et Vermeersen L.L.A., 2008** - Regional perturbations in a global background model of glacial isostasy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171 (1), 323-335.
- Schwan J., 1986** - The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in Northwestern Europe, *Sedimentary Geology*, 49 (1-2), 73-108.
[DOI : 10.1016/0037-0738(86)90016-3]
- Sellier N. et Deschodt L., 2007** - *Saint-Saulve (59), rue V. Hornez, rue des Fostiaux, RD.75*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 16 p.
- Seppälä M., 1997** - Piping causing thermokarst in permafrost, Ungava Peninsula, Quebec, Canada, *Geomorphology*, 20 (3-4), 313-319.
[DOI : 10.1016/S0169-555X(97)00032-9]
- Sergent A. et Petite Y., 2013** - *WAZIERS Route de Tournai, « Le Bas Terroir », tranche 2*, rapport de diagnostic archéologique, Direction de l'Archéologie Préventive Communauté d'Agglomération du Douaisis, 2013, 179 p.
- Shackleton N.J., Sánchez-Goñi M.F., Paillet D., et Lancelot Y., 2003** - Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial, *Global and Planetary Change*, 36 (3), 151-155.
[DOI : 10.1016/S0921-8181(02)00181-9]
- Sommé J., 1968** - Coupe dans le Quaternaire récent de la vallée de la Deûle de Lille, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 5 (2), 89-99.
- Sommé J., 1976** - Formes et formations fluviatiles en Picardie et dans le Nord, in H. de Lumley dir, *La Préhistoire française. Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*, Paris, 118-121.
- Sommé J., 1977 a** - Introduction à la géomorphologie de la plaine de la Lys, *Travaux et recherches du laboratoire de géographie rurale de Lille*, 4, 11-17.
- Sommé J., 1977 b** - *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*, Thèse d'Etat, 2 tomes, 810 p.
- Sommé J., 1978 a** - Formations superficielles, quaternaire et géomorphologie, les données de la région du Nord de la France, *Hommes et Terres du Nord*, 2, 5-18.
- Sommé J., 1978 b** - Géomorphologie et lithostratigraphie du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, (1-2-3), 27-34.
- Sommé J., 1980** - *Nord de la France. Géomorphologie, Formations superficielles, Quaternaire*, carte au 1/200 000
- Sommé J., 1991** - le système morphotectonique de boutonnière dans le relief du Nord de la France, *Hommes et Terres du Nord*, (2-3), 171-176.
- Sommé J., 2006** - Tufs calcaires holocènes récents dans le Nord de la France N. Limondin-Lozouet et P. Antoine dir, *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 17 (2), 43-49. [DOI : 10.4000/quaternaire.758]
- Sommé J., 2013** - Unités lithostratigraphiques quaternaires du Nord de la France: un inventaire, *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 24 (1), 3-12.
[DOI : 10.4000/quaternaire.6441]
- Sommé J. et Tuffreau A., 1971** - Stratigraphie du Pléistocène récent et moustérien de tradition acheuléenne à Marcoing (Cambrésis - Nord de la France), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 8 (2), 57-74.
[DOI : 10.3406/quate.1971.1171]
- Sommé J. et Tuffreau A., 1976** - Le gisement acheuléen supérieur de Vimy (Pas-de-Calais), in G. Verron (dir.), *Nord-Ouest de la France (bassin de la Somme et Nord). Livret-guide A10 de l'excursion du 9^e congrès de l'Union International des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques*, Nice, 191-194.
- Sommé J. et Tuffreau A., 1978** - Historique des recherches sur le Quaternaire de la région du Nord de la France, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 15 (1), 5-13.
[DOI : 10.3406/quate.1978.1330]
- Sommé J., Paepe R., Baeteman C., Beyens L., Cunat-Bogé N., Geeraerts R., Hardy A.F., Hus J., Juvigné E., Mathieu L., Thorez J., et Vanhoorne R., 1978** - La formation d'Herzelee : un nouveau stratotype du Pléistocène moyen marin de la mer du Nord, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 15 (1), 81-149.
[DOI : 10.3406/quate.1978.1334]

- Sommé J., Munaut A.-V., Emontspohl A.-F., Limondin N., Lefèvre D., Cunat-Bogé N., Mouthon J., et Gilot É., 1994** - The Watten boring - an Early Weichselian and Holocene climatic and palaeoecological record from the French North Sea coastal plain, *Boreas*, 23 (3), 231-243. [DOI : 10.1111/j.1502-3885.1994.tb00945.x]
- Sommé J., Munaut A.V., Puisségur J.J., Cunat-Bogé N., Heyvaert F., et Leplat J., 1996** - L'Eemien sous les formations fluviales Weichseliennes et holocènes du sondage d'Erquinghem (Nord de la France) dans la plaine de la Lys., *Quaternaire*, 7 (1), 15-28. [DOI : 10.3406/quate.1996.2054]
- Sommé J., Antoine P., Cunat-Bogé N., Lefèvre D., et Munaut A.-V., 1999** - Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France : falaise de Sangatte et formation d'Herzelee [The marine middle pleistocene of the north ssa in France : Sangatte cliff and Herzelee formation], *Quaternaire*, 10 (2), 151-160. [DOI : 10.3406/quate.1999.1638]
- Starkel L., 1991 a** - Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone, in Strakel L., Gregory K. L. and Thornes J. B. dir., *Temperate Palaeohydrology*, 1991, John Wiley and Sons Ltd, 473-491
- Starkel L., 1991 b** - The Vistula river valley : a case study for Central Europe, in Strakel L., Gregory K. L. and Thornes J. B. dir., *Temperate Palaeohydrology*, 1991, John Wiley and Sons Ltd, 171-188
- Starkel L., 1983** - The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years, in K. J. Gregory dir., *Background to palaeohydrology*, Chichester, John Wiley, 213-235.
- Street M. et Baales M., 1999** - Pleistocene/Holocene changes in the Rhineland fauna in a northwest European context, *Archäologie in Eurasien*, 6, 9-38.
- Stuiver M. et Grootes P.M., 2000** - GISP2 Oxygen Isotope Ratios, *Quaternary Research*, 53 (3), 277-284. [DOI : 10.1006/qres.2000.2127]
- Stuiver M., Reimer P.J., et Braziunas T.F., 1998** - High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples, *Radiocarbon*, 40, 1127-1151.
- Svensson H., 1982** - Valley formation initiated by ice-wedge polygonal nets in terrace surfaces, *Biuletyn peryglacjalny*, 29, 139-142.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Rasmussen S.O., et Röthlisberger R., 2006** - The Greenland ice core chronology 2005, 15-42ka. Part 2: comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, 25 (23), 3258-3267.
- Syndicat mixte du Pays Aigoual Cévennes Vidourle - SMPACV, 2014** - Eaux oligo-mésotrophes calcaires avec végétation à Chara spp, page internet Consultable à : http://valleegardonsaintjean.n2000.fr/sites/all/files/valleegardonsaintjean/files/Document/Fiches/FicheHabitat%28DOCOB%29_3140.1_EauxOligo-mesotrophesCalcaires.pdf [Accédé le 24 février 2014].
- Tabarin Y. dir., 1994** - *Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien*, Paris, Maison des sciences de l'homme, Documents d'Archéologie Française, 43, 1994, 189 p.
- Tavernier R., 1946** - L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur, *Bulletin de la société belge de géologie*, 55, 106-125.
- Tavernier R., 1948** - Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays, *Bulletin de la société belge de géologie*, 42, 609-641.
- Tavernier R. et De Moor G., 1974** - L'évolution du bassin de l'Escaut, in *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. Centenaire de la société géologique de Belgique*, Liège, 159-231.
- Taylor K.C., Mayewski P.A., Alley R.B., Brook E.J., Gow A.J., Grottes P.M., Meese D.A., Saltzman E.S., Severinghaus J.P., Twickler M.S., White J.W.C., Whithlow S., et Zielinski G.A., 1997** - The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland, *Science*, 278, 825-827.
- Tebbens L.A., Veldkamp A., Westerhoff W., et Kroonenberg S.B., 1999** - Fluvial incision and channel downcutting as a response to Late-glacial and Early Holocene climate change: the lower reach of the River Meuse (Maas), The Netherlands, *Journal of Quaternary Science*, 14 (1), 59-75. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199902)14:1<59::AID-JQS408>3.0.CO;2-Z]
- Tebbens L.A., Veldkamp A., Van Dijke J.J., et Schoorl J.M., 2000** - Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes: the River Meuse, *Global and Planetary Change*, 27 (1-4), 165-186. [DOI : 10.1016/S0921-8181(01)00065-0]
- Teheux E., Lantoine J., et Deschodt L., 2001** - *plate-forme multimodale. Rapport des évaluations paléolithiques à Hénin-Beaumont*, rapport de fouille, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, 2001, 30 p.
- Bui-Thi M., 1984** - Conservation des pollens et leur interprétation en milieu archéologique, in *Palynologie archéologique, Actes des journées du 25-26-27 janv. 84*, 23-31.

- Toniolo H., Kodial P., Hinzman L.D., et Yoshikawa K., 2009** - Spatio-temporal evolution of a thermokarst in Interior Alaska, *Cold Regions Science and Technology*, 56 (1), 39-49.
[DOI : 10.1016/j.coldregions.2008.09.007]
- Toquenue J.-L., 2007** - *Mérignies (59). Domaine du Golf de la Pévèle. tranche 3*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007, 116 p.
- Törnqvist T.E., Wallinga J., Murray A.S., De Wolf H., Cleveringa P., et De Gans W., 2000** - Response of the Rhine–Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment, *Global and Planetary Change*, 27 (1-4), 89-111.
[DOI : 10.1016/S0921-8181(01)00072-8]
- Toucanne S., Zaragosi S., Bourillet J.F., Cremer M., Eynaud F., Van Vliet-Lanoë B., Penaud A., Fontanier C., Turon J.L., Cortijo E., et Gibbard P.L., 2009 a** - Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2, *Quaternary Science Reviews*, 28 (13–14), 1238-1256.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2009.01.006]
- Toucanne S., Zaragosi S., Bourillet J.F., Gibbard P.L., Eynaud F., Giraudeau J., Turon J.L., Cremer M., Cortijo E., Martinez P., et Rossignol L., 2009 b** - A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin, *Quaternary Science Reviews*, 28 (25–26), 2974-2981.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2009.08.003]
- Toucanne S., Zaragosi S., Eynaud F., Bourillet J.F., Lericolais G., et Gibbard P.L., 2011** - Comments to Westaway and Bridgland - 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe', *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (10), 1410-1413.
[DOI : 10.1002/esp.2170]
- Trudaine D.-C., 1746 a** - Atlas de Trudaine pour la généralité du Hainaut-Cambrésis, chapitre 4 de l'inventaire, Rivière de l'Escaut en remontant au dessus de Valenciennes tirant vers Cambrai par Bouchain
Consultable à : http://gallica.bnf.fr/Search?adva=1&adv=1&tri=&t_relation=cb40773495g&q=trudaine [Accédé le 24 février 2014].
- Trudaine D.-C., 1746 b** - Atlas de Trudaine pour la généralité du Hainaut-Cambrésis, chapitre 19, chemin Royal de Condé à Mons en commun depuis Condé jusqu'au village de Crespin pour conduire au Quesnoy & à Bavay sur la partie de ce Département
Consultable à : <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/btv1b5969606n/f2.item> [Accédé le 24 février 2014].
- Tuffreau A., Munaut A.-V., Puisségur J.-J., et Sommé J., 1981** - Les basses terrasses dans les vallées du Nord de la France et de la Picardie : Stratigraphie et Paléolithique, *Bulletin de la Société préhistorique française*, 78 (10), 291-305.
[DOI : 10.3406/bspf.1981.5283]
- Tuffreau A. et Sommé J., 1971** - Stratigraphie du Pléistocène récent et moustérien de tradition acheuléenne à Marcoing (Cambrésis - Nord de la France), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du quaternaire*, 8 (2), 57-74. [DOI : 10.3406/quate.1971.1171]
- Tuffreau A., Munaut A.-V., Puisségur J.J., et Sommé J., 1982** - Stratigraphie et environnement de la séquence archéologique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, (2-3), 57-61.
- Tuffreau A., Somme J., Aitken M.J., Auguste P., et Beyries S., 1988** - Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). Volume I. Stratigraphie, environnement, études archéologiques (1ère partie)., *Mémoires de la Société Préhistorique Française*, 21, 338 p.
- Tuffreau A., Révillion S., Sommé J., et Van Vliet-Lanoë B., 1994** - Le gisement paléolithique moyen de Seclin (Nord), *Bulletin de la Société préhistorique française*, 91 (1), 23-46.
[DOI : 10.3406/bspf.1994.9702]
- Turner C., 2000** - The Eemian interglacial in north European plain and adjacent areas, *Geologie en Mijnbouw*, 79 (2/3), 217–232.
- Valladas H., 1994** - Chronologie des sites du Magdalénien final du Bassin parisien, in Y. Taborin dir, *Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien*, Documents d'Archéologie Française, 43, Paris, Maison des sciences de l'homme, 65-67.
- Valladas H., Mercier N., Falguères C., et Bahain J., 1999** - Contribution des méthodes nucléaires à la chronologie des cultures paléolithiques entre 300 000 et 35 000 ans BP, *Gallia préhistoire*, 41 (1), 153-166.
[DOI : 10.3406/galip.1999.2163]
- Vallin L., 1991** - La Flandre intérieure et la métropole lilloise, *Cahiers de la Préhistoire du Nord*, 10, 26-32.
- Vallin L. et Masson B., 1988** - Recherches sur la plaine alluviale de l'Escaut (1984-1986), *Les Cahiers de Préhistoire du Nord*, 3.

- Van Asch N., Heiri O., Bohncke S.J.P., et Hoek W.Z., 2013** - Climatic and environmental changes during the Weichselian Lateglacial Interstadial in the Weerterbos region, the Netherlands, *Boreas*, 42 (1), 123-139. [DOI : 10.1111/j.1502-3885.2012.00281.x]
- Van Balen R.T., Houtgast R.F., et Cloetingh S.A.P.L., 2005** - Neotectonics of The Netherlands: a review, *Quaternary Science Reviews*, 24 (3-4), 439-454. [DOI : 10.1016/j.quascirev.2004.01.011]
- Van Den Haute P., Vancraeynest L., et De Corte F., 1998** - The Late Pleistocene loess deposits and palaeosols of eastern Belgium: new TL age determinations, *Journal of Quaternary Science*, 13 (5), 487-497. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(1998090)13:5<487::AID-JQS405>3.0.CO;2-Z]
- Van Der Woude J. et Roeleveld W., 1985** - Paleocological evolution of an interior coastal zone: the case of the northern France coastal plain, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 22 (1), 31-39.
- Van Geel B., Coope G.R., et Van Der Hammen T., 1989** - Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands), *Review of Palaeobotany and Palynology*, 60 (1), 25-129.
- Van Geel B., Buurman J., et Waterbolk H.T., 1996** - Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP, *Journal of Quaternary Science*, 11 (6), 451-460. [DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(199611/12)11:6<451::AID-JQS275>3.0.CO;2-9]
- Van Geel B., Van Der Plicht J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouwenberg J.H.M., Renssen H., Reynaud-Farrera I., et Waterbolk H.T., 1998** - The sharp rise of Delta (super 14) C ca. 800 cal BC; possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments., *Radiocarbon*, 40 (1), 535-550
- Van Geel B. et Magny M., 2002** - Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléocéologiques et archéologiques : la transition Subboréal-Subatlantique, in Richard H. et Vignot A. dir., *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest: Actes du colloque international de Besançon, 18-22 septembre 2000*, Presses Univ. Franche-Comté, 107-122.
- Van Huissteden J. (Ko., Vandenberghe J., Van der Hammen T., et Laan W., 2000** - Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands, *CATENA*, 40 (3), 307-321. [DOI : 10.1016/S0341-8162(00)00085-0]
- Van Huissteden J., Van Der Valk L., et Vandenberghe J., 1986** - Geomorphological evolution of a Lowland valley system during the Weichselian, *Earth Surface Processes and Landforms*, 11 (2), 207-216. [DOI : 10.1002/esp.3290110210]
- Van Huissteden J., Gibbard P.L., et Briant R.M., 2001** - Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3, *Quaternary International*, 79 (1), 75-88. [DOI : 10.1016/S1040-6182(00)00124-5]
- Van Huissteden J. et Kasse C., 2001** - Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial successions in The Netherlands, *Global and Planetary Change*, 28 (1-4), 319-339. [DOI : 10.1016/S0921-8181(00)00082-5]
- Van Huissteden K. (J) et Vandenberghe J., 1988** - Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands, *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge Supplemental*, supplément 71, 131-146.
- Van Huissteden K., Vandenberghe J., et Van Geel B., 1986** - Late Pleistocene stratigraphy and fluvial history of the Dinkel basin Twente, eastern Netherlands, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 36, 43-59.
- Van Huissteden K., Vandenberghe J., et Pollard D., 2003** - Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results, *Journal of Quaternary Science*, 18 (5), 453-464. [DOI : 10.1002/jqs.766]
- Van Sevencoten F., 2004** - *Projet Scaldit. Analyse transnationale de l'état des lieux du District hydrographique international de l'Escaut : projet pilote pour le test des documents guides européens*, Commission Internationale de l'Escaut, Internationale Scheldecommissie, 2004, 194 p. Consultable à <http://www.isc-cie.com/members/docs/documents/12190.pdf>.
- Van Vliet-Lanoë B., 1989** - Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (Substage 5E to stage 1), *Quaternary International*, 3-4 (0), 109-113. [DOI : 10.1016/1040-6182(89)90080-3]
- Van Vliet-Lanoë B., 1990** - Le pédocomplexe de Warneton, Ou en est-on ? Bilan paléopédologique et micromorphologique., *Quaternaire*, 1 (1), 65-75. [DOI : 10.3406/quate.1990.1922]
- Van Vliet-Lanoë B., 1996** - Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du Nord-Ouest et la dynamique de l'inlandsis weichsélien, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 322 (6), 461-468.

- Van Vliet B. et Langohr R., 1981** - Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and northern France, *CATENA*, 8 (2), 137-154.
[DOI : 10.1016/0341-8162(81)90002-3]
- Van Vliet-Lanoë B., Fagnart J.P., Langohr R., et Munaut A.-V., 1992** - Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique, *Science du sol*, 30 (2), 75-93.
- Vandenberghé J., 1983** - Late Weichselian river dune formation Grote Nete valley, central Belgium, *Zeitschr Geomorphol (supplement)*, 45, 251-263.
- Vandenberghé J., 1985** - Paleoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region, *Quaternary Research*, 24 (1), 23-38.
[DOI : 10.1016/0033-5894(85)90081-X]
- Vandenberghé J., 1987** - Changing fluvial processes in a small lowland valley at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial, *International Geomorphology 1986, Part I*, 731-744.
- Vandenberghé J., 1991** - Changing conditions of aeolian sand deposition during the last deglaciation period, *Z Geomorph NE Suppl Bd*, 90, 193-207.
- Vandenberghé J., 1992** - Periglacial phenomena and pleistocene environmental conditions in the Netherlands - An overview, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 (4), 363-374.
[DOI : 10.1002/ppp.3430030410]
- Vandenberghé J., 1993** - Recent results of Pleistocene periglacial research in the Netherlands, *Geologie en Mijnbouw*, 72, 103-106.
- Vandenberghé J., 1995 a** - The role of rivers in palaeoclimatic reconstruction, *European River Activity and Climatic Change during the Lateglacial and early Holocene*, *Paläoklimaforschung*, 14, 11-19.
- Vandenberghé J., 1995 b** - Timescales, climate and river development, *Quaternary Science Reviews*, 14 (6), 631-638.
[DOI : 10.1016/0277-3791(95)00043-O]
- Vandenberghé J., 2001** - A typology of Pleistocene cold-based rivers, *Quaternary International*, 79 (1), 111-121.
- Vandenberghé J., 2002** - The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary, *Quaternary International*, 91 (1), 17-23.
[DOI : 10.1016/S1040-6182(01)00098-2]
- Vandenberghé J., 2003** - Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas, *Quaternary Science Reviews*, 22 (20), 2053-2060.
[DOI : 10.1016/S0277-3791(03)00213-0]
- Vandenberghé J., 2008** - The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory, *Geomorphology*, 98 (3-4), 275-284.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2006.12.030]
- Vandenberghé J. et Bohncke S., 1985** - The Weichselian Late Glacial in a small lowland valley (Mark River, Belgium and The Netherlands), *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 22 (2), 167-175.
[DOI : 10.3406/quate.1985.1541]
- Vandenberghé J. et Czudek T., 2008** - Pleistocene cryopediments on variable terrain, *Permafrost and Periglacial Processes*, 19 (1), 71-83.
[DOI : 10.1002/ppp.605]
- Vandenberghé J. et De Smedt P., 1979** - Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin (Central Belgium)-The dijle-demmer-grote nete confluence area, *Catena*, 6 (1), 73-105.
- Vandenberghé J. et Huisink M., 2003** - High-latitude fluvial morphology: the example from the Usa River, northern Russia, in Gregory K.J. and Benito G. dir., *High-latitude fluvial morphology: the example of the Usa river, northern Russia*, Wiley, Chichester, 49-58.
- Vandenberghé J. et Kasse C., 1993** - Cryopedimentation on soft-sediment subsoils, *Würzburger Geographische Arbeiten*, 87, 283-297.
- Vandenberghé J. et Kasse C., 2008** - Les formations sableuses en milieux périglaciaires : sables de couvertures et sables dunaires, in Y. Dewolf et G. Bourrié dir., *Les formations superficielles. Genèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques*, ellipses, 317-321.
- Vandenberghé J. et Woo M.-K., 2002** - Modern and Ancient Periglacial River Types, *Progress in Physical Geography*, 26 (4), 479-506.
[DOI : 10.1191/0309133302pp349ra]
- Vandenberghé J., Paris P., Kasse C., Gouman M., et Beyens L., 1984** - Paleomorphological and Botanical evolution of small lowland valleys, *CATENA*, 11 (1), 229-238.
[DOI : 10.1016/S0341-8162(84)80022-3]

- Vandenberghé J., Bohncke S., Lammers W., et Zilverberg L., 1987** - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene, *Boreas*, 16 (1), 55-67.
[DOI : 10.1111/j.1502-3885.1987.tb00754.x]
- Vandenberghé J., Huijzer B.S., Mûcher H., et Laan W., 1998** - Short climatic oscillations in a western European loess sequence (Kesselt, Belgium), *Journal of Quaternary Science*, 13 (5), 471-485.
[DOI : 10.1002/(SICI)1099-1417(1998090)13:5<471::AID-JQS401>3.0.CO;2-T]
- Vandenberghé J., Lowe J., Russell C., Litt T., et Zöller L., 2004** - Climatic and environmental variability in the mid-latitude Europe sector during the last Interglacial-Glacial cycle, in Battarbee R.W., Gasse F. and Stickley C.E. dir., *Past climate variability through Europe and Africa*, Kluwer Academic Pub, 493-416.
- Vandenberghé D., Vanneste K., Verbeeck K., Paulissen E., Buylaert J.-P., De Corte F., et Van den Haute P., 2009** - Late Weichselian and Holocene earthquake events along the Geleen fault in NE Belgium: OSL age constraints, *Quaternary International*, 199 (1-2), 56-74.
[DOI : 10.1016/j.quaint.2007.11.017]
- Vandenberghé D.A.G., Derese C., Kasse C., et Van den Haute P., 2013** - Late Weichselian (fluvio-)aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands): a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence, *Quaternary Science Reviews*, 68, 96-113.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2013.02.009]
- Vandenbruwaene W., Plancke Y., Verwaest T., et Mostaert F., 2013** - *Interestuarine comparison: Hydro-geomorphology: Hydro- and geomorphodynamics of the TIDE estuaries Scheldt, Elbe, Weser and Humber. Version 4*, WL Rapporten, 770_62b, Antwerp, Flanderes Hydraulics Research, 2013, 71 p.
- Vanhoorne R. et Ferguson D.K., 1997** - A palaeoecological interpretation of an Eemian floral assemblage in the Scheldt Valley at Liefkenshoek near Antwerp (Belgium), *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97 (1-2), 97-107.
[DOI : 10.1016/S0034-6667(96)00069-3]
- Vanmaercke-Gottigny M.C., 1964** - La géomorphologie de l'Escaut d'Oudenaarde, *Acta Geographica Lovaniensia*, 3, 443-473.
- Vanneufville É., 2003** - Le géologue Jules Gosselet (1832-1916). Un personnage attachant, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 10 (2e série), 61-64.
- Verbruggen C., 1971** - La morphogenèse de la vallée flamande. Bref aperçu et quelques aspects nouveaux, *Hommes et Terres du Nord*, (1), 61-67.
- Verbruggen C., 1999** - Quaternary palaeobotanical evolution of Northern Belgium, *Geologica Belgica*, 2 (3-4), 99-110.
- Verbruggen C. et Kiden P., 1989** - L'évolution postglaciaire du Bas et Moyen Escaut, *Les Cahiers de Préhistoire du Nord*, 6, 5-14.
- Vermeersch P., 1972** - Twee Mesolitische site te Hoslbeek, *Archaeologia Belgica*, 138, 141 p.
- Vérot-Bourrély A., Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Salvador P.-G., Bravard J.-P., Berger J.-F., et Provansal M., 1999** - Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age, *Gallia*, 56 (1), 13-32.
[DOI : 10.3406/galia.1999.3241]
- Verslype L., 2009** - Ville en mouvement, fleuve immobile...? L'évolution des berges de l'Escaut à travers les siècles, *Revue du Nord*, 14 (14), 113-127.
- Verstraeten G., 2012** - Combining quantitative field and modelling approaches towards understanding landscape dynamics: an evolution of ideas spanning Jef Vandenberghé's research career, *Geologie en Mijnbouw*, 91 (1-2), 233-244.
- Vincent V., 2012** - *Carvin, Pas-de-Calais, rue du Moulin*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2012, 49 p.
- Vincent V., Cercy C., et Gillet E., 2011** - *Carvin, Pas-de-Calais, rue du Vieux Château : la basse-cour de la motte féodale de Carvin et autres occupations...*, rapport de diagnostic archéologique, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2011, 59 p.
- Vink A., Steffen H., Reinhardt L., et Kaufmann G., 2007** - Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea), *Quaternary Science Reviews*, 26 (25-28), 3249-3275.
[DOI : 10.1016/j.quascirev.2007.07.014]
- Wasson R.J. et Hyde R., 1983** - Factors determining desert dune type, *Published online: 28 July 1983*; | doi:10.1038/304337a0, 304 (5924), 337-339.
[DOI : 10.1038/304337a0]
- Waterlot G., 1968** - *Cassel (12)*, Orléans, BRGM, (notice de la carte géologique 1/50000, n°7/XXIII-03), 1968, 12 p.

- Weisrock A., 2010** - L'incision des vallées : une question de temps ?, *Revue Géographique de l'Est*, 42 (4).
Consultable à : <http://rge.revues.org/2569> [Accédé le 14 mai 2012].
- Weninger B. et Jöris O., 2008** - A 14C age calibration curve for the last 60 ka: the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia, *Journal of Human Evolution*, 55 (5), 772-781.
[DOI : 10.1016/j.jhevol.2008.08.017]
- Westaway R. et Bridgland D.R., 2010** - Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (9), 1071-1094.
[DOI : 10.1002/esp.1968]
- Westaway R. et Bridgland D.R., 2011 a** - Reply to comments by F.S. Busschers, K.M. Cohen, J. Vandenberghe, R.T. Van Balen, C. Kasse, J. Wallinga, and H.J.T Weerts on 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Euro, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (13), 1841-1846.
[DOI : 10.1002/esp.2202]
- Westaway R. et Bridgland D.R., 2011 b** - Reply to comments by S. Toucanne, S. Zaragosi, F. Eynaud, J. F. Bourillet, G. Lericolais and P. L. Gibbard on 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe', by Rob Wes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (10), 1414-1418.
[DOI : 10.1002/esp.2171]
- Woo M., 1990** - Consequences of climatic change for hydrology in permafrost zones, *Journal of cold regions engineering*, 4 (1), 15-20.
- Woo M. et Heron R., 1987** - Breakup of small rivers in the subarctic, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24 (4), 784-795.
[DOI : 10.1139/e87-076]
- Zagwijn W.H., 1974** - The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary, *Geologie en Mijnbouw*, 54 (6), 369-385.
- Zagwijn W.H., 1983** - Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian, *Geologie en Mijnbouw*, 62, 437-450.
- Zagwijn W.H., 1989** - The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution, *Geologie en Mijnbouw*, 68, 107-120.
- Zagwijn W.H., 1996** - An analysis of Eemian climate in western and central Europe, *Quaternary Science Reviews*, 15 (5), 451-469.
- Ziegler P.A., 1994** - Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview, *Geologie en Mijnbouw*, 73, 99-124.
- Zwertvaegher A., Finke P., De Reu J., Vandenbohede A., Lebbe L., Bats M., De Clercq W., De Smedt P., Gelorini V., et Sergant J., 2013** - Reconstructing phreatic palaeogroundwater levels in a geoarchaeological context: A case study in Flanders, Belgium, *Geoarchaeology*, 28 (2), 170-189.

Table des matières

Volume I - Observations choisies

Acronymes et abréviations utilisés.....	iii
Parties rédigés par des collaborateurs.....	iii
I.1 - Cadre et contexte.....	1
1. Cadre géographique.....	1
1.1 L'Escaut et son bassin.....	1
1.2 Le bassin amont français.....	5
1.2.1 Délimitation de la zone d'étude.....	5
1.2.2 Représentation du relief.....	5
1.2.3 Représentation du réseau hydrographique.....	11
2. Description succincte de la zone d'étude et état des connaissances.....	15
2.1 Relief et géologie.....	15
2.2 Les cours d'eau.....	17
2.2.1 Des débits modestes.....	17
2.2.2 Un réseau fortement anthropisé.....	18
2.2.3 Capture anthropique de la Scarpe et problèmes de dénomination induits.....	18
2.3 La recherche sur les « anciennes rivières » : quelques repères.....	21
2.4 Les données disponibles.....	23
3. Présentation par sous-bassins.....	24
3.1 Le bassin de la Lys.....	24
3.2 Le bassin de la Deûle.....	28
3.3 Le bassin de la Marque.....	30
3.4 Le bassin frontalier de L'Escaut.....	32
3.5 Le bassin de la Scarpe- <i>Scarbus</i>	33
3.6 Le bassin de la Sensée- <i>Satis</i>	36
3.7 Le bassin de l'Escaut.....	37
4. Méthodes et référentiels chronologiques.....	40
I.2 - Lambersart « les Conquérants ».....	41
1. Résumé	42
2. Lithostratigraphie.....	42
2.1 Unité 1.....	42
2.2 Unité 2 : limon gris à malacofaune inférieur.....	43
2.3 Unité 3 : Dépôt fluviatile, sable et cailloutis et limon gris coquillier supérieur (3B).....	43
2.3.1 Sur le versant : dépôt grossier pelliculaire et discontinu.....	43
2.3.2 Au pied du versant : dépôt grossier en petits chenaux.....	43
2.3.3 À distance du versant : un faciès lité.....	45
2.4 Unité 4 : lits limoneux et sablo-limoneux.....	45
2.5 Hiatus avec fentes de dessiccation et fentes de gel à remplissage minéral.....	46
2.6 Unités 5 à 8 : loess typique.....	49
3. Palynologie et Malacologie.....	50
3.1 Palynologie (unités 2 et 3A, étude A.-V. Munaut).....	50
3.2 Malacologie (Unité 2, étude N. Limondin-Lozouët).....	52
4. Transect partiel : « Les Conquérants » dans le contexte stratigraphique de la vallée.....	53

I.3 - Lille « rue du Palais Rihour».....	55
1. Résumé	55
2. Données et étude.....	56
2.1 Description lithologique.....	56
2.2 Datations par radiocarbone.....	57
2.3 Palynologie (étude M. Boulen).....	58
2.3.1 Méthode.....	58
2.3.2 Interprétation.....	58
3. Synthèse chronostratigraphique et paléoenvironnementale.....	61
I.4 - Lille « rue Hegel ».....	63
1. Résumé	63
2. Lithostratigraphie.....	65
3. Datations	71
4. Mise en contexte : transect de la vallée.....	71
I.5 - Houplin-Ancoisne, transect « Station d'épuration ».....	73
1. Résumé	73
2. Les formations antérieures au Tardiglaciaire.....	76
2.1 Le substrat crayeux.....	76
2.2 Les formations fluviatiles antérieures au dépôt de loess.....	76
2.3 Les formations loessiques de fond de vallée.....	76
3. Les formations fluviatiles tardiglaciaires.....	76
3.1 Lithostratigraphie.....	76
3.2 Interprétation.....	77
3.2.1 L'incision tardiglaciaire et la formation d'une terrasse Pléniglaciaire supérieur/Tardiglaciaire.....	77
3.2.2 Le comblement Bølling initial du chenal.....	77
3.2.3 Le développement tourbeux Bølling-Allerød.....	77
3.2.4 Première partie du comblement Dryas récent.....	78
3.2.5 Seconde partie du comblement Dryas récent.....	78
4. Holocène	80
4.1 Lithostratigraphie.....	80
4.2 Chronologie et évolution holocène : une réinterprétation.....	80
I.6 - Houplin-Ancoisne, « Le Marais de Santes ».....	81
1. Résumé	81
2. Historique et nature des observations.....	83
3. Stratigraphie « type » et variations spatiales.....	84
4. L'évolution du petit méandre.....	91
4.1 Un méandre hérité du Pléniglaciaire (antérieur à 15 000 BP).....	91
4.2 L'enregistrement palynologique de « SV » (étude M. Boulen).....	91
4.3 Stabilité du Bølling au Néolithique (15 000-5 000 BP).....	92
4.4 Une crise érosive néolithique (post-quem 5 210 BP).....	93
4.5 Écoulements dans le méandre (environ 4 100 BP).....	95
4.6 Envahissement du méandre par la tourbe puis aménagement d'un chemin.....	95
I.7 - Seclin « Hôpital ».....	99
1. Résumé	99
2. Lithostratigraphie.....	100
3. Palynologie (étude M. Boulen).....	102
4. Interprétation et corrélation.....	104

I.8 - Douvrin et Billy-Berclau.....	105
1. Résumé	105
2. Zone est : Billy-Berclau « Le Marécaux ».....	107
2.1 Morphostratigraphie et lithostratigraphie.....	107
2.2 Datations.....	110
2.3 Commentaires.....	110
3. Zone ouest : Douvrin « Les Pâtures ».....	113
3.1 Transect sud-nord.....	113
3.2 Petite dépression tourbeuse (sondage SP2).....	114
I.9 - Le marais de Dourges (Dourges « Delta 3 »).....	115
1. Résumé	115
2. Lithostratigraphie.....	118
2.1 Stratigraphie type de la zone nord	118
2.2 Variations spatiales et points particuliers.....	124
2.2.1 Une dépression fermée.....	124
2.2.2 Dépôts grossiers et talwegs associés au loess.....	124
2.2.3 Érosion et figures cryogéniques affectant des niveaux de l'Allerød.....	124
3. Les datations radiocarbone.....	127
4. La Faune	129
4.1 L'ichtyofaune (détermination B. Clavel).....	129
4.2 La malacofaune (étude N. Limondin-Lozouët).....	129
4.3 La faune mammalienne (étude P. Auguste).....	130
5. Les vestiges archéologiques (étude É. Teheux).....	131
5.1 Une pointe barbelée de l'Allerød associée au dépôt Bølling.....	131
5.2 Une halte Federmesser.....	131
6. Évolution tardiglaciaire du marais de Dourges.....	132
I.10 - Dourges-Ostricourt « extension Delta 3 ».....	135
1. Résumé	135
2. Lithostratigraphie.....	137
3. Malacologie (étude O. Moine).....	144
3.1 Déterminations.....	144
3.2 Tolérances écologiques.....	145
3.3 Interprétations paléoenvironnementales.....	145
4. Commentaires.....	146
4.1 Un réseau hydrographique extensif.....	146
4.2 Un dépôt de solifluxion argileux ?.....	146
4.3 La présence d'une zone en eau.....	146
4.4 Une limite entre bassins mal fixée.....	146
I.11 - Avion « Z.I. des 14 ».....	147
1. Résumé	147
2. Lithostratigraphie.....	148
3. Commentaires.....	152
I.12 - Bouvines « Grand Marais ».....	153
1. Résumé	153
2. Lithostratigraphie.....	155
3. Commentaires.....	159
3.1 Dépôts fluvio-éoliens et héritage morphologique du Pléniglaciaire.....	159
3.1.1 Le passage progressif du versant au fond de vallée.....	159
3.1.2 Une morphologie de chenaux peu profonds conservée.....	159
3.2 L'évolution du fond de vallée au Tardiglaciaire et à l'Holocène.....	159
3.2.1 Une vallée sans rivière ?.....	159
3.2.2 Un dépôt travertineux du Bølling initial.....	160
3.2.3 Un faciès à débris organiques du Dryas récent.....	160
3.2.4 Une faible accumulation holocène.....	160

I.13 - Waziers « Bas-Terroir »	161
1. Résumé	161
2. Le sondage S5.....	164
2.1 Stratigraphie.....	164
2.2 Xylologie (étude A. Dietrich).....	166
2.3 Étude de la faune.....	166
3. Le sondage « puisard ».....	166
3.1 Stratigraphie.....	166
3.1.1 Partie observée en coupe :.....	166
3.1.2 Partie observée en puits :.....	166
3.1.3 Commentaires.....	170
3.2 Malacologie (étude N. Limondin-Lozouët).....	170
3.2.1 Les données.....	170
3.2.2 Interprétation.....	172
3.3 Test palynologique (étude A. Gauthier).....	173
4. Les prospections géophysiques.....	174
4.1 Panneaux électriques (étude C. Virmoux).....	174
4.2 EM31 (étude G. Hulin).....	174
5. Sondages à la tarière mécanique.....	176
6. Commentaires.....	179
I.14 - Gazoduc Scarpe	139
1. Résumé	139
2. Synthèse stratigraphique.....	140
2.1 Le talus bordier.....	140
2.2 Le Pléniglaciaire.....	140
2.2.1 Formation fluviatile limono-sableuse (unité 4).....	140
2.2.2 Formation fluviatile à texture contrastée (unité 5).....	141
2.2.3 Remaniements en ravine des formations antérieures (unité 6).....	141
2.2.4 Formations éoliennes de sable et de sable-limon (unité 7).....	142
2.3 Des avulsions pléniglaciaires ?.....	142
2.4 Le Tardiglaciaire et l'Holocène.....	143
2.4.1 Formation éolienne de sable clair (unité 8).....	143
2.4.2 Les chenaux recoupés.....	143
2.4.3 Le ruisseau de Coutiches.....	146
3. Reconstitution de l'évolution de la plaine.....	148
I.15 - Saint-Amand-les-Eaux « Port fluvial »	155
1. Résumé	155
2. Microtopographie.....	155
3. Stratigraphie.....	156
4. Commentaires.....	156
I.16 - Fresnes-sur-Escaut « Confluence »	163
1. Résumé	163
2. Stratigraphie.....	163
3. Commentaires.....	164
I.17 - Crespin « Zone d'expansion des crues »	168
1. Résumé	168
2. Lithostratigraphie et datations.....	169
3. Commentaires.....	169
I.18 - Saint-Saulve « rue des Fostiaux »	173
1. Résumé	173
2. Lithostratigraphie.....	173
2.1 Transect interprétatif.....	173
2.2 L'observation 882.....	174
3. Commentaires.....	174

I.19 - Valenciennes « le Vignoble »	178
1. Résumé	178
2. Stratigraphie et datations.....	179
3. Hypothèse d'évolution de la zone.....	180
4. Étude palynologique (M. Boulen).....	182
4.1 Échantillonnage, protocole, richesse pollinique.....	182
4.2 Description.....	183
4.3 Interprétation des palynozones.....	184
4.4 La présence de rudérales et le lien avec l'activité humaine.....	186
4.5 Des conditions de plus en plus humides au cours de l'Atlantique.....	186
I.20 - Haulchin « rue du 19 mars 1962 »	191
1. Résumé 191	
2. Stratigraphie et datation.....	191
3. Commentaires.....	193
I.21 - Rouvignies-Haulchin « Le Marais »	196
1. Résumé 196	
2. Stratigraphie et datation.....	197
3. Commentaires.....	198
I.22 - Famars « zone d'expansion des crues »	202
1. Résumé 202	
2. Stratigraphie et datations.....	203
3. Commentaires.....	204

Volume II - Synthèse

Résumé	289
Abstract	291
II.1 - Les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien	293
Résumé détaillé (les dépôts antérieurs au Pléniglaciaire weichselien).....	293
<i>Detailed abstract (the deposits anterior to the Weichselien Pleniglacial)</i>	296
Introduction.....	299
1. La région de Lille : secteur clef de la problématique.....	303
1.1 Les travaux pionniers de Ladrière.....	303
1.1.1 Le diluvium et limon coquillier du fort du « Vert-Galant ».....	303
1.1.2 La « glaise à Succinées » à Lomme et Canteleu : une profonde vallée sous le bas de versant.....	305
1.1.3 Peu de recherches ultérieures.....	305
1.2 Lambersart « Les Conquérants » : une transition versant-fond de vallée sous les loess du Pléniglaciaire weichselien.....	305
1.3 Corrélations locales.....	307
1.3.1 Des témoins bien représentés dans la vallée de la Deûle.....	307
1.3.2 Le cas du fort du Vert-Galant : un témoin interglaciaire.....	308
A. Un limon eemien à <i>Quercus</i> et <i>Taxus</i> ?.....	308
B. Un dépôt en pied de versant ?.....	313
1.3.3 Stratigraphie des dépôts à l'échelle de la vallée : l'apport des sondages géotechniques... 313	
1.3.4 La Marque.....	317

2. La plaine de la Lys.....	221
2.1 Deux observations de référence : Warneton et Erquinghem-sur-la-Lys.....	319
2.1.1 Erquinghem-sur-la-Lys : une formation fluviatile eemienne.....	319
2.1.2 Warneton.....	319
A. Le "sol de Warneton" : stratotype du Début Glaciaire.....	319
B. Les descriptions.....	320
C. Une interprétation alternative.....	324
D. Arguments à l'encontre d'un sol Début Glaciaire.....	326
E. Des investigations supplémentaires nécessaires.....	328
2.2 Approche du remplissage de la plaine à travers les sondages géotechniques.....	328
2.2.1 Réalisation.....	328
2.2.2 Creusements maximums.....	328
2.2.3 Répartition des alluvions graveleuses.....	330
2.2.4 L'absence d'alluvions graveleuses en aval : indice paléogéographique ou problème de reconnaissance ?	332
2.2.5 Répartition des formations organiques profondes.....	334
A. Composante organique, profondeur modérée (<10 m) : Weichselien ?.....	334
B. Tourbe, profondeur importante (>10 m) : Eemien ?.....	334
2.2.6 Un enregistrement limité aux deux derniers cycles glaciaires : un comblement fluvio-éolien massif propre au Weichselien ?.....	336
3. La Scarpe.....	337
3.1 Quelques passées organiques au nord de la Plaine.....	337
3.2 Waziers « Bas-Terroir ».....	338
3.2.1 Découverte d'une formation fluviatile eemienne.....	338
3.2.2 Stratigraphie et conditions de préservation.....	338
4. L'Escaut.....	339
4.1 Le bassin frontalier (est du Ferrain).....	339
4.1.1 État des connaissances.....	339
4.1.2 Cartographie du substrat ante-quaternaire.....	339
4.2 La plaine de confluence Escaut-Haine.....	341
4.2.1 La plaine.....	341
4.2.2 En deçà Quiévrain.....	342
4.3 Le haut-pays.....	342
5. Bilan, comparaisons et discussions.....	344
5.1 Les nappes alluviales anciennes conservées en fond de vallée.....	344
5.1.1 Les témoins du Début Glaciaire Weichselien.....	344
A. Le sol de Warneton.....	344
B. L'exemple de la Deûle : une conservation sous les bas de versant.....	344
C. Autres indices dans le bas-pays.....	344
D. Une présence possible dans le haut-pays ?.....	344
5.1.2 Les témoins de l'Eemien.....	345
A. Erquinghem-sur-la-Lys : un cas non isolé.....	345
B. Waziers "Bas Terroir" : un témoin majeur à l'échelle du nord-ouest européen ?.....	345
C. Autre indice.....	346
5.1.3 Les témoins du Saalien (stade isotopique marin 6).....	346
5.1.4 Des témoins antérieurs ?.....	346
5.1.5 En résumé : trois types de dépôts ante-weichseliens en fond de vallée.....	346
5.2 La terminaison française de la vallée flamande.....	347
5.2.1 La vallée flamande, définition et limite.....	347
5.2.2 Depuis la fin du Saalien, en Belgique.....	347
A. L'incision saalienne et la vallée d'Ostende.....	347
B. Le remblaiement eemien.....	347
C. L'incision weichselienne et les "dutch channels".....	347
D. La fin du Glaciaire weichselien et l'estuaire actuel.....	348
5.2.3 La vallée flamande en France.....	348
A. Creusements maximum et profil longitudinaux.....	348
B. Intégration de la terminaison française à la "vallée flamande".....	353

5.3 Considérations sur l'évolution quaternaire du bas-pays.....	356
5.3.1 Évolution tectonique à long terme d'après les archives sédimentaires fluviales.....	356
A. Une conservation contrastée de l'archive fluviale.....	356
B. Considérations préalables sur l'ajustement glacio-isostatique dans la zone d'étude.....	357
C. Une zone de transtion avec un bilan surrectif proche de la neutralité.....	358
D. Mais une influence prépondérante de la structure sur la morphologie.....	359
5.3.2 Des apports éoliens massifs et atypiques au cours des deux derniers cycles.....	361
5.3.3 Une évolution morphologique récente dictée par l'évolution paléogéographique saaliennne du bassin de la mer du Nord.....	361
A. La vallée flamende : hypothèse d'un approfondissement et d'une extension récente....	361
B. La percée non achevée de l'anticlinal du Mélançois : indice d'une morphogenèse en cours.....	362
C. L'Audomarois : petite sœur de la vallée flamande ?.....	363
Conclusion partielle.....	367
<i>Partial conclusion</i>	368

II.2 - Les dépôts du Pléniglaciaire weichselien.....369

Résumé détaillé (les dépôts du Pléniglaciaire weichselien).....	369
<i>Detailed abstract (the Weicshelian Pleniglacial deposits)</i>	373
Introduction.....	377
1. Remarques générales.....	377
1.1 « Enlève ton masque Fantômas » ou les limites incertaines de quelques fonds de vallée.....	377
1.2 « Grelé-Grelo, combien de cailloux dans mon sabot ? » ou la faible représentation des formations grossières.....	377
1.3 « Comment veux-tu ? comment veux-tu ? » : difficultés et méthode.....	378
1.3.1 Une difficile synthèse stratigraphique.....	378
A. Le mode d'observation.....	378
B. Homogénéité et redondance des faciès.....	379
C. Un faible corpus de dates.....	379
1.3.2 Méthode.....	379
2. Les vallées de rang supérieur.....	381
2.1 La plaine de la Lys.....	381
2.1.1 Nature et répartition des données.....	381
2.1.2 Observations anciennes en briqueteries	381
A. La briqueterie de Warneton.....	381
B. La briqueterie d'Armentières.....	382
C. La briqueterie de Ploegsteert.....	382
D. La briqueterie de Freulinghien.....	383
E. La briqueterie de Deûlémont.....	384
F. La briqueterie de Quesnoy-sur-Deûle.....	385
G. Les briqueteries de la plaine de Lys : essai de synthèse lihostratigraphique.....	387
2.1.3 Le carottage d'Erquinghem-sur-la-Lys.....	387
A. Description.....	387
B. Commentaires.....	388
2.1.4 Stratigraphie : une couverture fluvio-éolienne.....	390
A. Observations, corrélations et variations de faciès.....	390
B. Micromorphologie du faciès de "linéoles sableuses" (étude S. Coutard).....	391
C. Interprétation : une mise en place par épandage fluvio-éolien ou par inondations régulières.....	392
2.1.5 Stratigraphie : sous la couverture fluvio-éolienne.....	279
A. Une formation limono-sableuse litée.....	392
B. Des épandages gravleux épars associés à la fonte d'un réseau de coins de glace.....	392
C. Des formations fluviales grossières.....	393

2.1.6 Chronologie.....	393
A. Erquinghem-sur-la-Lys : un remblaiement fluvial du Pléniglaciaire supérieur ?.....	393
B. Une couverture fluvio-éolienne du Pléniglaciaire supérieur.....	393
C. Autres éléments de chronologie.....	394
2.1.7 La microtopographie de la plaine : des héritages morphologiques du Pléniglaciaire ?.....	394
A. Encaissement et concavité de versant d'une partie du réseau hydrographique.....	394
B. L'exemple du Becques du Paradis (Houplins "Mal Attiré").....	394
C. Un encaissement hérité du Pléniglaciaire ?.....	395
D. Autres modelés hérités ?.....	395
2.1.8 Hypothèse de dynamique fluvio-éolienne au Pléniglaciaire supérieur.....	396
2.1.9 Évolution weichselienne de la plaine de la Lys : essai de synthèse.....	397
2.2 La Deûle, la Marque et l'Espierre.....	398
2.2.1 Sur les données disponibles.....	398
2.2.2 Faciès, lithostratigraphie et éléments de datations dans différents secteurs de vallées.....	399
A. La région de Lille.....	399
B. La région d'Houplin-Ancoisne et de Seclin.....	402
C. La région de Douvrin / Billy-Berclau.....	403
D. La région de Carvin.....	403
E. Bouvines "Le Grand Marais".....	405
F. La vallée de l'Espierre.....	405
2.2.3 Des modelés associés aux écoulements pléniglaciaires.....	406
A. Un méandre à Houplin-Ancoisne.....	406
B. Un chenal méandrique entre Vendin-le-Vieil et Meurchin.....	406
C. Des dépressions fermées dans la région de Carvin.....	406
D. Les ultimes écoulements de la fin du Pléniglaciaire supérieur en contexte loessique.....	406
2.2.4 Récapitulatif des éléments de chronologie.....	411
A. Lille, rue Hegel.....	411
B. Douvrin / Billy-Berclau.....	411
2.2.5 Le Pléniglaciaire de la vallée de la Deûle : essai de synthèse.....	412
A. Aperçu général de la lithostratigraphie.....	412
B. Avant le Pléniglaciaire supérieur.....	412
C. Première partie du Pléniglaciaire supérieur : phase érosive, sables et graviers.....	412
D. Pléniglaciaire supérieur : avant 21,7 ka, remblaiement rapide, sables et limons.....	412
E. Pléniglaciaire supérieur : vers 21,7 ka, envahissement loessique.....	413
2.3 La plaine de la Scarpe.....	414
2.3.1 Sur les données disponibles.....	414
2.3.2 Le transect Gazoduc : une observation clef.....	414
A. Gazoduc "unité 4" : formation fluviale limoneuse ou sablo-limoneuse.....	415
B. Gazoduc "unités 4 et 6" : formations fluviales à texture contrastée datées du Pléniglaciaire supérieur.....	415
C. Gazoduc "unité 7" : formation éolienne datée du Pléniglaciaire supérieur.....	416
2.3.3 Autres observations et comparaison avec le gazoduc.....	416
A. La plaine loessique à l'ouest, de Flers à Lallaing.....	416
B. La plaine sableuse, en aval de Lallaing.....	417
2.3.4 Récapitulatif des données chronologiques.....	418
2.3.5 Observation du modelé de détail et réflexions sur la morphostratigraphie et les héritages morphologiques du Pléniglaciaire.....	419
A. État des connaissances, observations et documents disponibles.....	419
B. L'apport du gazoduc.....	421
C. Wandignies-Hamage et Saint-Amand "Port fluvial".....	422
D. Le LIDAR Scarpe : des modelés fluviaux et éoliens.....	422
E. Le LIDAR Scarpe : discussion sur la chronologie des modelés.....	430
2.3.6 Le Pléniglaciaire de la plaine de la Scarpe : essai de synthèse.....	434
A. Pléniglaciaire inférieur.....	434
B. Pléniglaciaire moyen.....	434
C. Pléniglaciaire supérieur.....	435
2.4 La plaine de l'Escaut.....	437
2.4.1 Sur les données disponibles et leur répartition.....	437
A. Les nappes graveleuses pléistocènes.....	437
B. Des formations fluviales sableuses et sablo-limoneuses litées.....	439

C. Beuvrages : fluviatile et éolien.....	439
D. Des formations loessiques.....	439
E. Les formations sableuses à l'affleurement.....	440
2.4.2 Microtopographie héritée du Pléniglaciaire.....	440
A. Une mauvaise conservatoir.....	440
B. Quelques soupçons et indices.....	441
2.4.4 Le Pléniglaciaire de la plaine de l'Escaut : essai de synthèse.....	441
2.5 Les fonds de vallées du haut-pays.....	443
2.5.1 Les données.....	443
2.5.2 Synthèse et commentaires.....	444
3. L'activité fluviatile sur versant et dans les talwegs élémentaires.....	445
3.1 Problématique.....	445
3.2 Érosion aréolaire et érosion en ravines.....	445
3.2.1 L'érosion aréolaire et la constitution de <i>cryopediments</i> sur les versants sableux à faible pente.....	445
3.2.2 Érosion en ravines et conservation partielle des sols du Début-Glaciaire sur les versants à pente modérée.....	446
3.2.3 Rétrocontrôle positif d'une couverture limoneuse pédogenisée sur son potentiel de conservation.....	446
3.2.4 Deux systèmes morpho-sédimentaires types pour le haut et bas-pays ?.....	449
3.3 Les contacts versant/fond de vallée du bas-pays.....	449
3.3.1 Lambersart « Les Conquérants ».....	449
3.3.2 Hallennes-lez-Haubourdin.....	450
3.3.3 Salomé.....	351
3.3.4 Saint-Amand-les-Eaux « Mont des Bruyères ».....	451
3.3.5 Commentaires.....	451
A. un "sable et cailloutis" fluviatile commun au versant et au fond de vallée : une stratigraphie type du bas-pays.....	451
B. Environnement et processus.....	451
C. Chronologie, causes possibles.....	452
3.4 Les talwegs élémentaires.....	452
3.4.1 Un héritage de phases périglaciaires humides.....	453
3.4.2 Un enregistrement sédimentaire généralement indigent.....	452
3.4.3 Mérignies.....	453
A. Un ravin incisé dans l'argile.....	453
B. Description du comblement du ravin et datation par radiocarbone.....	453
3.4.4 Avion.....	455
A. Un talweg dans la Gohelle	
B. Une remaniement par solifluxion des sols antérieurs au Pléniglaciaire.....	455
C. Activité fluviatile dans le talweg.....	455
D. Ravine isolée.....	456
E. Hypothèse : le fonctionnement du talweg avant le dépôt de loess.....	456
3.4.5 Onnaing-Toyota.....	456
A. Un dépôt grossier limité à la partie aval.....	456
B. Une compétence forte mais une morphogenèse limitée.....	457
C. Un témoin saalien similaire : un phénomène cyclique ?.....	457
3.5 Thermokarst, ravines et morphogenèse.....	458
3.5.1 Relation ravines / réseau de coins de glace dans la plaine de la Lys.....	458
3.5.2 Des ravines en position d'interfluve dans le haut-pays : un phénomène d'origine thermokarstique ?.....	459
3.5.3 Éléments de comparaison pléistocènes.....	460
3.5.4 Analogues actuels.....	461
3.5.5 Discussions.....	461
A. Des exemples connus rares mais un phénomène probablement répandu.....	461
B. De brèves phases plusieurs fois répétées au cours du Pléniglaciaire.....	462
C. Une intime conviction : un rôle morphogénétique prépondérant dans les parties amonts des bassins.....	462
D. Un transit efficace vers l'aval.....	462
E. Un impact inconnu sur les parties aval des bassins.....	462

4. Le Pléniglaciaire weichselien et l'évolution du Pléniglaciaire supérieur dans le bas-pays.....	463
4.1 Lithostratigraphie : du sable au limon.....	463
4.1.1 Lithostratigraphie type du haut-pays.....	463
4.1.2 Lithostratigraphie type du bas-pays.....	463
A. Répartition spatiale et représentativité temporelle.....	463
B. Une synthèse lithostratigraphique pour la vallée de la Scarpe et de la Deûle.....	465
4.2 Le Pléniglaciaire inférieur et moyen.....	466
4.2.1 Une documentation lacunaire.....	466
4.2.2 Une ébauche d'évolution pour le Pléniglaciaire inférieur et moyen.....	467
4.3 Pléniglaciaire supérieur.....	467
4.3.1 Des plaines balayées par l'eau.....	467
4.3.2 Des plaines balayées par le vent.....	472
A. Une rétractation du réseau hydrographique et envahissement loessique.....	472
B. Un faciès fluvio-éolien limoneux caractéristique étendu à l'ensemble du bas-pays.....	473
C. Évolution amont-aval du système morpho-sédimentaire d'un petit bassin versant en contexte loessique.....	473
D. Sable éolien et dunes.....	476
E. Style fluvial, écoulements et interaction avec les phénomènes éoliens.....	477
4.3.3 Du fluviatile à l'éolien : chronologie.....	478
A. Difficultés et limites.....	478
B. Un basculement vers 21,7 ka ?.....	479
4.3.4 Comparaisons et discussions.....	479
A. Comparaison avec la vallée de la Haine.....	479
B. Comparaison avec la vallée de l'Escaut de Tournai à Oudenaarde.....	479
C. Comparaisons avec les vallées du Bassin parisien et de la Moselle.....	480
D. Comparaisons avec les plaines du nord-ouest européen : des similitudes.....	480
E. Comparaisons avec les plaines du nord-ouest européen : des singularités.....	481
Conclusion partielle.....	483
<i>Partial conclusion</i>	484

II.3 - L'enregistrement postérieur au Pléniglaciaire weichselien..... 485

Résumé	485
Abstract	486
Introduction	487
1. Le Tardiglaciaire.....	487
1.1 Les données disponibles.....	487
1.1.1 Recensement.....	487
1.1.2 Contexte d'acquisition et valeur des données.....	487
1.1.3 Dourges et Houplin-Ancoisne : deux stratotypes potentiels ?.....	490
A. "Le Marais de Dourges" : une dépression de fond de vallée.....	490
B. Houplin-Ancoisne "station d'épuration" : un dépôt en chenal.....	502
1.1.4 Vision synoptique du corpus de dates.....	503
1.2 Synthèse.....	506
1.2.1 La transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire.....	506
1.2.2 Le Bølling.....	506
A. Récapitulatif des dépôts connus dans la zone d'étude.....	506
B. Le réseau fluviatile.....	507
C. Les dépressions fermées en fond de vallée.....	507
D. Comparaisons.....	507
1.2.3 Le Dryas moyen.....	508

1.2.4 L'Allerød.....	509
A. Le réseau fluvial.....	509
B. Les dépressions fermées en fond de vallée.....	509
C. Comparaisons.....	509
D. Humidité (nappe) vs humidité (crues) ?.....	510
1.2.5 Le Dryas récent.....	511
A. Les données en dépression de fond de vallée.....	511
B. Les données en chenaux.....	511
C. Les données sur versant.....	511
D. Épandage éolien de la plaine de la Scarpe.....	512
E. Synthèse sur le Dryas dans la zone d'étude.....	512
F. Comparaisons.....	514
1.3 Conclusion partielle : similitudes et particularités.....	514
2. L'Holocène : un aperçu.....	517
2.1 Une exigence de précision non tenue.....	517
2.1.1 Un objet complexe.....	517
2.1.2 ...une donnée encore trop fragmentaire.....	518
2.1.3 ...mais quelques thèmes et évolutions perceptibles.....	518
2.2 La première partie de l'Holocène : comblement organique et travertineux.....	518
2.2.1 L'incision du début de l'Holocène et le Préboréal.....	518
2.2.2 Le Préboréal et l'Atlantique.....	519
2.2.3 Eléments de comparaison.....	520
2.3 Phases d'incisions intra-Holocène, indices de fortes activités fluviales et marqueurs d'humidité.....	521
2.3.1 Atlantique.....	521
A. Valenciennes "Le Vignoble" : phases d'humidité.....	521
B. Ruisseau de Coutiches, transect amont, incision <i>ante quem</i> 6,2 ka BP.....	521
2.3.2 Fin de l'Atlantique ou début du Subboréal.....	522
A. Rouvignies-Haulchin "le Marais" : incision de l'Escaut entre 7 et 4 ka BP.....	521
B. Houplin-Ancoisne "Le Marais de Santes" : crise érosive <i>post quem</i> 5,2 ka BP (vers 4,2 ka BP ?).....	521
C. Valenciennes "rue Bernier" : glissement de terrain <i>ante quem</i> 4,1 ka BP.....	521
2.3.3 Fin du Subboréal.....	374
A. Ruisseau de Coutiches, méandre de Vred : forte activité <i>terminus</i> 2,7 ka BP.....	522
B. Billy-Berclau "Le marécaux", érosion <i>ante quem</i> 3 ka BP ?.....	522
C. Saint-Amand "Port fluvial", forte activité 3 ka BP.....	522
D. Forte activité fluviale sur l'Écaillon (Thiant) avec matériel de l'Âge du Bronze.....	522
E. Crespin "Zone d'expansion des crues", forte activité <i>ante quem</i> 3,3 ka BP.....	522
F. Famars "Zones d'expansion des crues", forte activité non datée.....	522
2.3.4 Antiquité.....	523
A. Deûle à Lille, forte activité et crise érosive au 2 ^e siècle apr. J.-C.....	523
B. Famars "Zone d'expansion des crues", forte activité au 1 ^{er} ou 2 ^e siècle apr. J.-C.....	523
C. Rouvignies-Haulchin "Le Marais", compétence plus forte et inondation, <i>post quem</i> gallo-romain.....	524
2.3.5 Forte activité ultérieure.....	524
2.3.6 Comparaisons et commentaires.....	524
A. Métamorphose fin Atlantique marquant une bipartition de l'Holocène.....	524
B. Une forte activité fluviale vers la fin du Subboréal ?.....	527
C. Une forte activité fluviale antique ?.....	527
2.3.7 Importance relative de quelques incisions intra-Holocène dans le bas-pays.....	528
2.4 Apports détritiques massifs et récents en fond de vallée.....	529
Conclusion	530

II.4 - Remarques méthodologiques, synthèse géographique et perspectives.....	531
Introduction	531
1. Remarques générales.....	531
1.1 Méthodes : de l'importance de.....	531
1.1.1 ...la reconnaissance stratigraphique en diagnostic.....	531
1.1.2 ...quelques analyses en phase de diagnostic.....	532
1.1.3 ...d'un échantillonnage aléatoire.....	532
1.1.4 ...du partage d'une prothèse mnémonique.....	532
1.2 Problématiques communes : de belles choses à ne pas (ne plus) rater.....	533
1.2.1 Chronologie du phénomène éolien en fond de vallée.....	533
1.2.2 Des dépressions en fond de vallées.....	533
A. Un déficit de reconnaissance des zones palustres-lacustres du Tardiglaciaire.....	533
B. La transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire : un thème à creuser.....	534
1.3 Des transects de vallées.....	534
2. Le bassin de la Lys.....	534
2.1 Ce que nous savons.....	534
2.2 Perspective et prospective.....	534
2.2.1 Warneton, « le retour ».....	535
2.2.2 Exploration des paléochenaux eemiens profonds.....	535
2.2.3 De l'Eemien à faible profondeur ?.....	535
2.2.4 Autopsie des becques.....	535
2.2.5 Partie centrale de la plaine.....	535
3. Le bassin de la Deûle.....	536
4. Le bassin de la Marque.....	537
5. Le bassin frontalier de l'Escaut.....	537
6. Le bassin de la Scarpe-Scarbus.....	538
7. Le bassin de la Sensée-Satis.....	539
8. Le bassin de l'Escaut et affluents de rive droite.....	539
 Conclusion.....	 541
 Conclusion.....	 543

Annexes	545
Présentation des annexes.....	545
Annexe 1 - « BDL D » (base de données Laurent Deschodt).....	547
Annexe 2 - Sondages géotechniques « plaine de la Lys ».....	549
Annexe 3 - Données inédites sur la plaine de la Lys.....	551
Annexe 4 - Sondages géotechniques « plaine de confluence Escaut-Haine ».....	561
Annexe 5 - Détail du « parcours doctoral ».....	565
Index des illustrations et tables	567
Figures du volume I.....	567
Figures du volume II.....	571
Tables du volume I.....	575
Tables du volume II.....	576
Photos du volume I.....	577
Photos du volume II.....	580
Bibliographie	581

The French upstream catchment of the Scheldt river consists of high-land (chalky plateaux) and a low-land (sandy and clayed hills and low plains). It is characterized by the absence of major river and (in the low country) by continuous Quaternary sedimentary cover and gentle slopes. The Quaternary fill of the valley bottom is relatively little studied despite the interest of the records. These can be classified into three groups: Pleniglacial Weichselian deposits, anterior ones or subsequent ones.

Among the deposits anterior to the Pleniglacial, we distinguish the Early Glacial ones from older ones. Early Glacial layers can be preserved over large areas in the low-land in favor of protection of the subsequent loess and progradation of slopes (for example the Deûle river valley in the Lille region). The Warneton Early Glacial pedostratotype (in the Leie river plain) is commented. In our opinion, a new study is needed to confirm it or possibly diminish its age. In all cases, it is a Weichselian peaty formation of major interest which deserves a complement of environmental studies.

The valley bottom deposits anterior to the Weichselian can be of three different natures: (a) accumulations of gravel layers at the foot of high country (southern Liei river plain, Scheldt-Haine rivers confluence plain) during several climatic cycles, (b) shallow isolated Eemian deposits, preserved in favor of the hazards of the palaeogeographic evolution of wide plains (site of Waziers in the Scarpe river plain), (c) Saalian and Eemian fluvial layer about twenty meters deep in the Leie river plain or in downstream section of the Deûle and Marque rivers. In this case, they fill the "Flemish valley" in continuity with the Belgian downstream part. The chronostratigraphy and changes of longitudinal bed rock slopes in the French part suggest a recent morphogenesis (since Saalian) probably related to the paleogeographic evolution of the North sea basin. The Weichselian fluvio-aeolian filling which overlain anterior deposits seems atypical for the Pleistocene and could also be related to the paleogeographic evolution. Anyway, the sedimentary records of the Middle Pleistocene suggest an almost stable tectonic balance almost stable during the Quaternary. This is in accordance with the geographical position between the uplifted Paris basin and subsiding Belgian-Dutch one. The fact contributes to the poor preservation of the oldest deposits.

Particular attention has been paid to Pleniglacial records of fluvial activity on slopes and in the upstream extremities of the talwegs network. Some evidence suggests that development of the talwegs network is due to rapid morphogenetic phases linked with thermokarstic phenomena. The lower and middle pleniglacial weichselians are poorly documented. Indirect evidences suggest a strong fluvial activity during the Lower Pleniglacial. Some buried silt formations are attributed to the Middle Pleniglacial, without certainty. The lower limit of the Upper Pleniglacial is erosive. The Upper Pleniglacial is divided into: (a) a phase of intense fluvial activity which is extended up to the upstream extremity of the network and on the slopes (permafrost context), (b) from about 22 ka, a severe shrink of the active hydrographic network and a massive fluvio-aeolian filling which is in stratigraphic continuity with the loess cover on slopes. Deflation locally permits dunes growth (particularly in the Scarpe river plain). We propose a model for the morphosedimentary evolution of a small valley in loess area context during the Weichselian Upper Pleniglacial. The Weichselian Upper Pleniglacial morphosedimentary heritage is the late Weichselian Pleniglacial is prevalent. It explains the proposed stratigraphic subdivision.

Lateglacial is mainly known through the complementary records of Houplin-Ancoise and of Dourges. They are proposed as stratotypes for the low-land and compared to about fifteen other sites in the study area. The presence of lake sites relate the North of France low country to the northern plains. Divergence observed in the evolution of water levels in the late Bølling and early Allerød early could be indicative of changes in seasonal patterns of rainfall. Available data on the Younger Dryas allow the following subdivision: (a) a dry start to 11.0 ka BP, comparable to the Intra Allerød Cold Period, (b) development of discontinuous permafrost (Dourges is the southernmost evidence), (c) erosive crisis on slope (rapid gullies development), (d) regular fluvial activity between about 10.7 and 10.4 ka BP, (e) a severe dry phase.

The fragmentation of data about the Holocene limits the possibilities of synthesis. However, we propose some topics which have to be considered as research issues: (a) bi-partition of the Holocene with, during the first part a tendency to the peat or travertine extension and, at Late Atlantic or Early Subboreal a new incision phase probably under the main control of the climate (but without strict synchronism in a region or even for the same river); (b) different periods of strong hydrological activities, or even local erosive crises: Late Atlantic / Early Subboreal, about 3.0 kya BP?, during the 2nd century AD?, (c) massive silty or clayed flood-deposit linked to medieval activities.

We proposed a synthesis in each sub-catchment, with methodological considerations, prospectives and research proposals. All the proposals can't be strictly carried out within our preventive archeology activities (in particular research about deep feeling of the Flemish Valley). However, preventive archeology can undoubtedly be a major provider of knowledge when stratigraphic observations are complemented by few analyzes.