



HAL
open science

Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France)

Jean-François Pastre, Chantal Leroyer, Nicole Limondin-Lozouet, Christine Chaussé, Michel Fontugne, Anne Gebhardt, Christine Hatté, Vincent Krier

► **To cite this version:**

Jean-François Pastre, Chantal Leroyer, Nicole Limondin-Lozouet, Christine Chaussé, Michel Fontugne, et al.. Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire*, 2000, 11 (2), pp.107-122. 10.3406/quate.2000.1660 . hal-02497045

HAL Id: hal-02497045

<https://hal.science/hal-02497045>

Submitted on 19 Oct 2020

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.

LE TARDIGLACIAIRE DES FONDS DE VALLÉE DU BASSIN PARISIEN (France)



Jean-François PASTRE*, Chantal LEROYER**, Nicole LIMONDIN-LOZOUET*,
Christine CHAUSSE***, Michel FONTUGNE****, Anne GEBHARDT*****,
Christine HATTÉ**** et Vincent KRIER*****

RÉSUMÉ

Les fonds de vallée du Bassin Parisien offrent des enregistrements tardiglaciaires contrastés étroitement liés aux variations climatiques. L'étude des réponses morphosédimentaires et l'analyse des données palynologiques et malacologiques permettent une reconstitution des environnements, dont les grandes lignes s'intègrent bien dans le schéma général du nord-ouest de l'Europe. La transition du Pléniglaciaire au Tardiglaciaire, qui reste la plus mal connue, semble marquée par une phase de sédimentation limono-sableuse, liée à un réseau en tresse. Le Bølling débute par une importante phase d'incision corrélative de l'installation d'un système à méandres évoluant rapidement de plusieurs chenaux à un chenal unique. Si la seconde partie du Bølling et le Dryas moyen voient des épisodes de sédimentation récurrente, l'Allerød est relativement stable. Le développement d'un sol-repère et l'instauration locale d'une sédimentation tourbeuse amorcée au Bølling traduisent l'extension de la couverture végétale et le ralentissement de la dynamique alluviale. Au Dryas récent, une crise d'érosion majeure induit une importante phase de dépôt limono-calcaire, précédant la réincision du début de l'Holocène. Les données palynologiques permettent de reconnaître 3 zones polliniques régionales. La première, à *Juniperus*, *Betula* et *Artemisia* majoritaires, couvre le Bølling (1a) et le Dryas moyen (1b). La deuxième correspond à l'Allerød, avec d'abord la prédominance de *Betula* (2a), puis celle de *Pinus* (2b). La zone 3, caractérisée par le recul de *Pinus* au profit de *Artemisia*, est associée au Dryas récent. Le passage des malacofaunes du Pléniglaciaire aux associations de la première moitié du Tardiglaciaire (Dryas ancien ? + Bølling) se traduit par le développement des *Vallonia* et l'apparition d'un cortège de taxons mésophiles. A l'Allerød, les malacofaunes sont plus diversifiées et contiennent des espèces xérophiles. La dégradation climatique du Dryas récent se traduit par une baisse importante des effectifs et de la diversité spécifique. Si les enregistrements concernés restent partiellement lacunaires, leur réponse aux variations climatiques modulées par le couvert végétal, constitue un bon reflet de l'évolution des bassins-versants et de la dynamique fluviale dans ce domaine à relief peu contrasté du nord-ouest de l'Europe.

Mots-clés : Tardiglaciaire, archives fluviales, palynologie, malacologie, France.

ABSTRACT

THE LATE-GLACIAL FROM THE PARIS BASIN FLOODPLAINS (France)

The Paris Basin floodplains provide contrasted Late-Glacial records closely connected to climatic changes. Extensive study of morpho-sedimentary evolution associated with palynological and malacological data allows palaeoenvironmental reconstructions which fit well with what is known for N-W Europe. The transition between the Pleniglacial and the Late-glacial remains poorly documented. It is represented by sand and silt deposits sedimented by a braided river network. The Bølling begins with a significant incision related to a meandering system evolving from several channels to a single one. Whereas the second part of the Bølling and the Older Dryas show episodes of recurring sedimentation, the Allerød appears relatively stable. A key-horizon paleosol, and local peat formation, which started locally during the Bølling, illustrate the vegetation development and a significant decrease in alluvial

*Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591 CNRS, 1 place Aristide Briand, 92195 MEUDON Cedex, France. E-mail : pastre@cncrs-belleuve.fr

**Centre National de Préhistoire, UMR 5808 CNRS, 38 avenue du 26ème R.I., 24000 PERIGUEUX, France.

***Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire, ESA 8018 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ cedex, France.

****Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement CEA/CNRS, avenue de la Terrasse, 91118 GIF-SUR-YVETTE Cedex, France.

*****Laboratoire d'Anthropologie, UMR 6566 CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, France.

*****AFAN, 7, rue de Madrid, 75008 PARIS, France.

dynamics. During the Younger Dryas a major erosion crisis induces an important phase of marly silt deposition, preceeding a further incision at the beginning of the Holocene. Three regional pollinic zones are defined. Zone 1, with *Juniperus*, *Betula* and *Artemisia* is allocated to the Bølling (1a) and the Older Dryas (1b). Zone 2, which corresponds to the Allerød is marked by a rise in *Betula* (2a), followed by the expansion of *Pinus* (2b). Zone 3, allocated to the Younger Dryas, shows a decrease in *Pinus* and an extension of *Artemisia*. The oldest Late-glacial malacological assemblages (Oldest Dryas and/or Bølling) are characterized by abundant *Vallonia* and appearance of some mesophilous species. Species diversity increases during the Allerød. The Allerød paleosol yields open-ground assemblages including some xerophilous species. The climatic degradation of the Younger Dryas results in a significant fall of diversity and number of specimens. Although, the records still remain partially lacunar, their response to the climatic variations modulated by vegetation, give good information about catchment evolution and fluvial dynamics trends in this plateau region of N-W Europe.

Key-words : Late-Glacial, fluvial archives, palynology, malacology, France.

I - INTRODUCTION

Le Tardiglaciaire constitue une période de changements majeurs des régimes fluviaux dans le Nord de l'Europe. Les importantes modifications morphosédimentaires qui en découlent présentent une liaison étroite avec l'évolution climatique (Bohncke *et al.*, 1987 ; Walker *et al.* 1994 ; Walker, 1995 ; Vandenberghe, 1993 ; Vandenberghe *et al.*, 1994 ; Lowe *et al.*, 1994 ; Rose, 1995). L'évolution des vallées du Bassin Parisien, zoné de grands plateaux tertiaires au sud du domaine loessique nord-européen (fig. 1), n'était guère connue jusqu'à ces dernières années. Seuls, certains travaux avaient montré l'existence de séquences associées à des sites du Paléolithique supérieur (Roblin-Jouve, 1984, 1994). Le développement des recherches, en liaison étroite avec les travaux d'archéologie de sauvetage menés par l'AFAN (Association Française pour les Fouilles Archéologiques Nationales), a conduit à proposer des premiers éléments de synthèse (Pastre *et al.*, 1991, 1997 ; Leroyer, 1997). La réalisation de travaux extensifs, combinant l'étude de transects à la pelleuse de plusieurs centaines de mètres à des sondages à la tarière et à des carottages espacés de 5 à 50 m, a permis de comprendre l'organisation morphostratigraphique des dépôts. Des recherches malacologiques et palynologiques détaillées ont fourni en parallèle une image précise des environnements contemporains, datés par le radiocarbone (datations non calibrées). La découverte de nouvelles séquences et l'approfondissement des recherches permettent de préciser ces données et d'examiner les points non encore résolus.

II - LES GRANDS TRAITS DE L'ÉVOLUTION MORPHOSÉDIMENTAIRE DES VALLÉES

1 - LA TRANSITION DU PLÉNIGLACIAIRE AU TARDIGLACIAIRE (PLÉNIGLACIAIRE ET «DRYAS ANCIEN»)

Dans toutes les vallées du Bassin Parisien, le bilan sédimentaire du Pléniglaciaire s'exprime par une nappe de cailloutis indifférenciée qui définit dans une large mesure l'extension des lits majeurs. Cette «Nappe de fond», au toit irrégulier, sert de substrat aux formations tardi- et postglaciaires (fig. 2) qui la recouvrent en masquant une paléomorphologie de chenaux et de berges liée aux grandes étapes d'évolution hydrodynamique du système.

La phase de transition du maximum glaciaire au réchauffement décisif du Bølling reste relativement mal con-

nue. Dans la moyenne vallée de l'Oise, à l'aval de Compiègne, un corps sédimentaire silto-sableux, étendu à l'origine à la totalité du lit majeur, recouvre les cailloutis pléniglaciaires (fig. 2). Epais de 2 à 3 m, il remanie les sables tertiaires environnants, alors que les niveaux les plus fins incorporent des loess, de la craie et des argiles tertiaires. Le litage et la sédimentation graduée indiquent une activité fluviale irrégulière révélatrice d'un régime de crues, marqué cycliquement par un recyclage partiel des apports antérieurs, un épisode de dépôt sableux et un épisode de décantation. L'extension originelle des dépôts et les structures sédimentaires (litage discontinu, stratification horizontale à «entrecroisée», chenalisation) caractérisent un système en tresse. L'évolution cyclique correspond probablement à un régime annuel marqué par des crues estivales.

La quasi absence de matériel datable, l'ubiquité des faciès et le caractère ponctuel des affleurements limitent l'approche chronoséquentielle. Dans l'état actuel des recherches, il est difficile d'affirmer si le passage latéral de dépôts non ou peu chenalisés à des dépôts contrôlés par des chenaux (Oise), traduit une évolution chronologique du système ou une zonalité dynamique contemporaine. Si l'hypothèse d'une contemporanéité climato-sédimentaire peut prévaloir, il demeure aussi délicat d'étayer un synchronisme rigoureux entre les différentes vallées. La phase principale de dépôt pourrait dater de la fin du Pléniglaciaire supérieur et se poursuivre sans évolution significative durant le «Dryas ancien». Dans la vallée de l'Oise, les loess de couverture du Pléniglaciaire supérieur, datés d'environ 22 - 20 000 B.P. (Haesaerts, 1984a et b), ne recouvrent jamais cette unité. S'il convient de rester prudent sur ce constat stratigraphique (un hiatus sédimentaire ou érosif, restant toujours possible dans ce type de contexte), il signifie *a priori* que cette formation est soit synchrone, soit postérieure au Maximum Glaciaire. Les niveaux magdaléniens de Verberie qui la recouvrent en large partie, s'intercalent dans une phase de dépôt terminale que les datations ^{14}C situent vers 12 500 B.P. (Audouze *et al.*, 1991) et les datations TL vers 13 000 B.P. (Valladas, 1981, 1994). Dans la vallée de la Seine, les niveaux magdaléniens d'Etiolles, datés entre 12 800 et 13 000 B.P. par ^{14}C (Valladas, 1994) sont interstratifiés dans des sables et des limons lités (Roblin-Jouve, 1994) qui marquent des dépôts de débordement saisonniers attribuables à la partie supérieure de cet ensemble. Cette image d'une phase de dépôt majeure terminant le Pléniglaciaire et s'amortissant au début du Bølling, n'est pas en contradiction avec les résultats obtenus dans la vallée de La Meuse (Vandenberghe *et al.*,

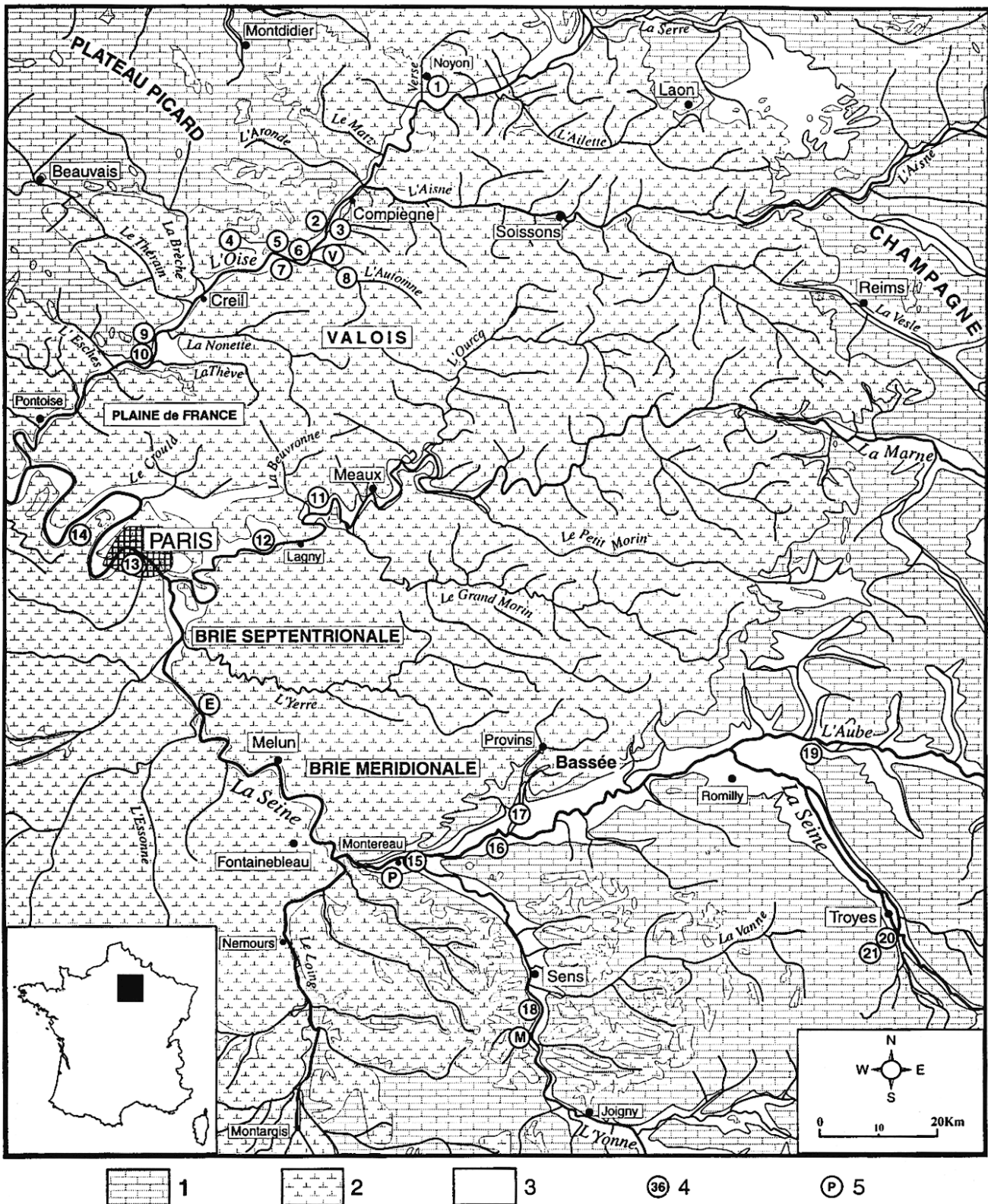
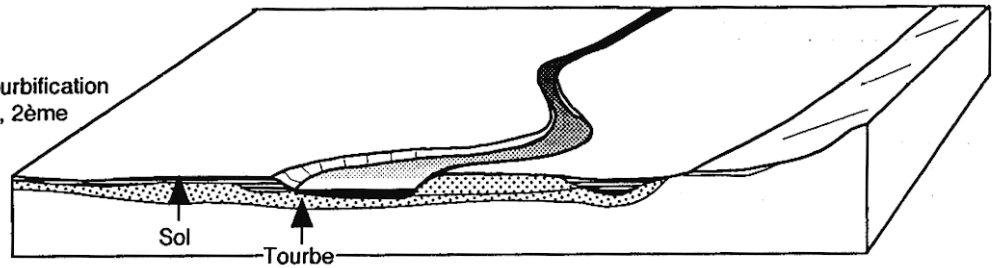


Fig. 1 : Localisation des séquences tardiglaciaires du Bassin Parisien. 1. Craie du Crétacé - 2. Calcaires, sables et argiles tertiaires - 3. Alluvions quaternaires - 4. Sites étudiés : 1. Beaumont-les-Noyon, 2. Armancourt, 3. La Croix-Saint-Ouen, 4. Sacy-le-Grand, 5. Houdancourt, 6. Longueuil-Sainte-Marie, 7. Rhuis, 8. Béthisy-Saint-Martin, 9. Boran-sur-Oise, 10. Champagne-sur-Oise, 11. Fresnes-sur-Marne, 12. Neuilly-sur-Marne, 13. Paris, 14. Ruell, 15. Pont-sur-Yonne, 16. Bazoches-les-Bray, 17. Les Ormes-sur-Voulzie, 18. Etigny, 19. Boulages, 20. Saint-Léger, 21. Saint-Pouange - 5. Sites magdaléniens : E. Etiolles, M. Marsangy, P. Pincevent, V. Verberie.

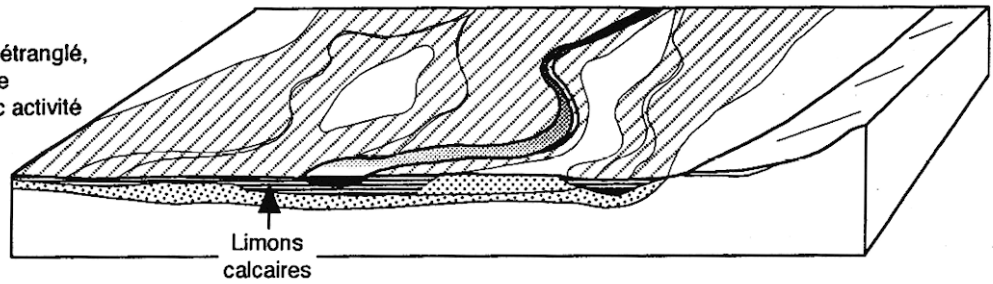
Fig. 1 : Location-map of Late-glacial sequences from the Paris Basin. 1. Cretaceous chalk - 2. Tertiary limestones, sands and clays - 3. Quaternary alluvia - 4. Sites studied (see before) - 5. Upper Palaeolithic Magdalenian sites (see before).

Préboréal

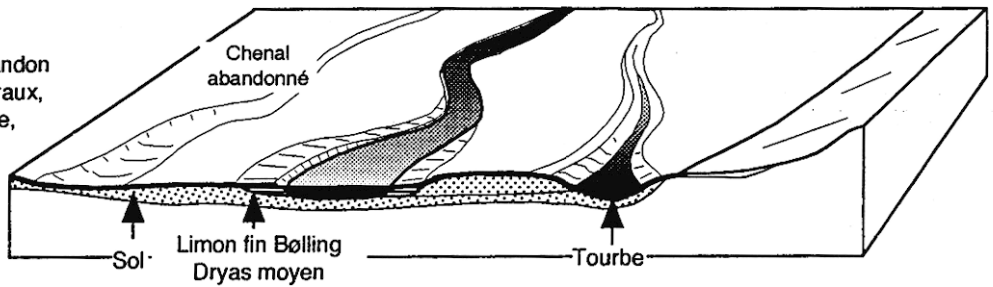
Incision, chenal principal évasé, tourbification en bord de chenal, 2ème pédogenèse

**Dryas récent**

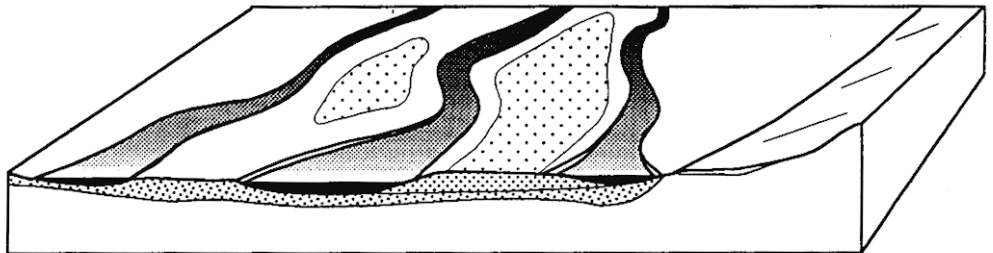
1 chenal principal étranglé, dépôt de limons de débordement avec activité saisonnière des chenaux latéraux en voie de colmatage

**Allerød**

1 chenal actif, abandon des chenaux latéraux, tourbification locale, pédogenèse

**Bølling (1ère moitié)**

1 chenal principal actif à méandres + 1 à 3 chenaux secondaires, incision

**Fin Pléniglaciaire-Dryas ancien**

Chenaux tressés
Dépôt de limons et sables lités

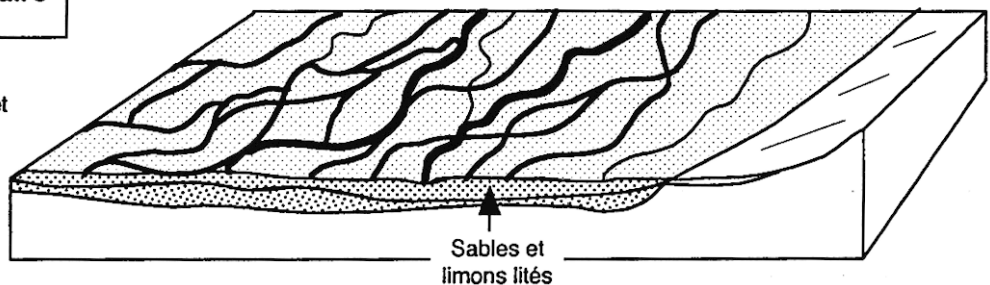


Fig. 2 : Evolution morphosédimentaire générale des grandes vallées du Bassin Parisien au Tardiglaciaire.
Fig. 2 : Late-glacial morphological and stratigraphical evolution of the large valleys from the Paris Basin.

1994 ; Kasse *et al.*, 1995) ou celle de la Vistule (Starkel, 1994) où une aggradation suivie d'une incision est aussi constatée durant cette période.

2 - L'INCISION MAJEURE ET LE RALENTISSEMENT DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES AU BØLLING

Le brusque réchauffement du Bølling (Atkinson *et al.*, 1987 ; Coope *et al.*, 1998) induit une baisse rapide de la charge alluviale corrélative du développement de la couverture végétale et de la disparition des processus cryoclastiques. Il s'ensuit d'importantes modifications du régime hydrodynamique et des modalités d'évolution morphologiques.

Dans les grandes vallées, les écoulements se concentrent dans un chenal à méandre à faible sinuosité. Les élargissements de la plaine d'inondation favorisent le fonctionnement de plusieurs chenaux secondaires, comme dans la moyenne vallée de l'Oise où 2 à 4 chenaux peuvent coexister (fig. 2). Ces chenaux dissèquent la surface de remblaiement précédente et isolent ses lambeaux sous forme de buttes surbaissées (montilles) de surface variable (quelques milliers de m² à plusieurs dizaines d'ha). L'activité de ces chenaux secondaires décroît ensuite rapidement et les écoulements se concentrent dans le chenal principal où le creusement se poursuit au sein des cailloutis pléni-glaciaires. Cette incision représente une phase d'évolution majeure désormais bien repérée dans de nombreuses vallées du N-W de l'Europe : en Belgique (Munaut et Paulissen, 1973 ; Haesaerts, 1984a et b ; Cleveringa *et al.*, 1988 ; Kiden, 1991) - en France, bassin moyen de la Seine et de la Somme (Pastre *et al.*, 1997 ; Roblin-Jouve, 1994 ; Antoine, 1997a-b), aux Pays-Bas, Meuse et Mark (Bohncke et Vandenberghe, 1987 ; Bohncke *et al.*, 1987 ; Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Vandenberghe, 1993) - en Pologne, Vistule et Warta (Kozarski, 1983, 1991 ; Kalicki, 1991 ; Starkel, 1994 ; Vandenberghe *et al.*, 1994). Située par la majorité des auteurs dans la première moitié du Bølling, cette incision représente une phase probablement courte, de l'ordre de quelques centaines d'années au maximum. Dans la moyenne vallée de l'Oise, de petits fragments de bois récoltés dans des sables limoneux jalonnant la zone d'incision ont donné un âge de 12 400 ± 120 B.P. (Pastre *et al.*, 1997). Cette mesure est malheureusement isolée, compte tenu de la rareté du matériel datable. Elle a néanmoins le mérite de situer un stade d'évolution déjà avancé du creusement, mais aussi la persistance d'un transit sédimentaire non négligeable durant cette période. A Pincevent, dans la moyenne vallée de la Seine, les niveaux magdaléniens datés entre 12 000 et 12 400 B.P. (Valladas, 1994) sont interstatifiés dans des limons de débordement qui indiquent aussi des apports saisonniers de la rivière (Roblin-Jouve, 1984, 1994 ; Orliac, 1996).

La physionomie dominante des lits des grandes rivières du Bassin Parisien à la fin du Bølling reste celle de grands chenaux abandonnés et d'un chenal principal assurant la quasi-totalité des écoulements.

Dans les vallées secondaires, l'information reste beaucoup plus fragmentaire par suite d'un effacement fréquent

des formes et des dépôts par le creusement du début de l'Holocène. Il faut aussi tenir compte d'une zonation des réponses en fonction du cadre lithostructural et des disparités amont-aval de chaque émissaire. Les données de sondages obtenues sur la vallée de l'Automne indiquent aussi un creusement parallélisable avec celui observé dans les grandes vallées. Les preuves de l'existence de premiers dépôts organiques comparables à la tourbe décrite plus au nord dans la vallée de la Selle (Conty, bassin de la Somme : Antoine, 1997a-b) demeurent par contre plus ténues. Les «passées» tourbeuses observées dans le remplissage des marais de Sacy (Oise) restent limitées. La découverte récente d'une séquence de tourbe tardiglaciaire de 110 cm non encore datée dans la vallée du Thérain, pourrait cependant démontrer comme à Conty, des possibilités de tourbification locales importantes dans des contextes édaphiques favorables.

3 - L'IMPACT PROBABLE DU DRYAS MOYEN

Le Dryas moyen a-t'il entraîné des modifications significatives du bilan morphosédimentaire dans les vallées du Bassin parisien ? La réponse, bien qu'elle reste imprécise, bénéficie d'indices favorables qui devront être précisés par la découverte de nouvelles séquences datables. Dans la moyenne vallée de l'Oise, le chenal principal du Bølling est recouvert latéralement par des limons marnés antérieurs à l'Allerød. Si ces dépôts peuvent dater de la fin du Bølling, leur charge crayeuse importante les distingue clairement des niveaux sablo-argileux antérieurs et leur position morphostratigraphique est compatible avec leur attribution au Dryas moyen.

Dans la vallée de la Seine à l'aval de Paris, le site du Closeau (Bodu, 1995), livre une information plus précise. Deux niveaux épipaléolithiques datés de 12090 ± 90 et 10840 ± 110 B.P. situés sur une barre sablo-graveleuse isolant deux chenaux sont séparés par 60 cm de limon. Le premier niveau est probablement antérieur de peu au dépôt, car le niveau supérieur «post-date» la pédogenèse de l'Allerød. L'apport limoneux, fût-il bref et local, marque le seul dépôt indicatif d'un regain d'activité hydrodynamique à l'échelle du site avant le Dryas récent. Ces éléments rejoignent les observations effectuées plus au nord par Antoine (1997a-b), qui a clairement identifié dans la vallée de la Selle (Conty, Somme) un apport détritique intercalé entre des tourbes datées du Bølling et des limons organiques de l'Allerød.

4 - LA STABILISATION MORPHOGÉNIQUE DE L'ALLERØD

L'Allerød semble commencer par une courte période d'incision. Les observations réalisées sur plusieurs coupes (ex. La Croix-Saint-Ouen = Oise, Rueil, le Closeau = Seine...) indiquent une réentaille ou une évacuation importante des sédiments déposés dans les chenaux actifs durant la seconde partie du Bølling et le Dryas moyen. Cette phase est suivie par un ralentissement important des flux sédimentaires qui est corrélative de l'extension de la couverture végétale et de la formation d'un sol-répère, le «Sol Allerød». Ce sol, inconnu jusque récemment,

apparaît désormais comme un horizon marqueur des séquences de fond de vallée à l'échelle régionale. D'abord mis en évidence dans plusieurs localités de la vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 1997), il a été reconnu à Rueil près de Paris, puis dans le bassin amont de la Seine, dans la Bassée, la vallée de l'Yonne et la vallée de l'Aube. Son absence manifeste dans la basse vallée de la Marne, où il semblerait avoir été érodé au début du Dryas récent, montre toutefois sa grande dépendance vis-à-vis des conditions morphogéniques locales, qu'elles soient contemporaines, ou postérieures à sa mise en place. Sur les berges, il présente le faciès inconstant d'un petit sol gris à brunâtre plus ou moins marqué, très lié au substrat et sujet à de rapides variations latérales. En bordure de chenal, il passe à un gley qui évolue latéralement vers des limons argileux légèrement organiques. Ces limons, qui tapissent fréquemment le chenal actif sur quelques dizaines de centimètres, tendent à indiquer un transit sédimentaire contemporain faible et régulier. Ce sol peut être corrélé avec le «Sol de Belloy» reconnu dans le bassin de la Somme (Fagnart, 1997 ; Antoine, 1997a-b), le sol d'Usselo en Hollande (Van Geel *et al.*, 1989) ou le sol Allerød d'Angleterre (Preece, 1994). Il s'impose ainsi comme un niveau repère important pour le N-E de l'Europe. A Rueil, sa position par rapport aux occupations aziliennes atteste son développement avant et pendant la mise en place d'un niveau daté à environ 11 200 B.P. et son recouvrement par un niveau daté à $10\,840 \pm 110$ B.P. Postérieur à l'occupation de $12\,090 \pm 90$ B.P., le début de sa mise en place reste beaucoup plus délicat à fixer, sa genèse principale semblant s'effectuer durant la seconde partie de l'Allerød.

Cette pédogenèse est contemporaine de la formation locale de tourbe qui concerne certains paléochenaux des grandes et petites rivières. Dans la vallée de l'Automne (carottages de Bethisy-Saint-Martin, fig. 1), la partie supérieure d'un remplissage de ce type a donné un âge de $11\,140 \pm 100$ B.P. (Pastre *et al.*, 1997). Dans la moyenne vallée de l'Oise, à Houdancourt (fig. 1), un petit paléochenal creusé au Bølling a livré récemment une tourbe datée entre 11 400 et 10 700 B.P. (fig. 3). Ces données encore trop ponctuelles, ne permettent pas d'affirmer si cette tourbogenèse, qui semble concerner surtout la seconde partie de l'Allerød, correspond à des conditions hydrodynamiques et/ou édaphiques particulières à cette période, mais il convient de souligner son caractère relativement local, soumis à des conditions d'alimentation hydriques optimales. Ainsi, la zone tourbeuse du chenal d'Houdancourt ne concerne qu'un tronçon surcreusé de moins de 100 m de long, alors que la plupart des chenaux de ce type présentent le sol classique mais pas de tourbe.

En dépit de l'instabilité climatique caractérisant la seconde partie de l'Allerød, la végétation semble avoir joué un rôle stabilisateur beaucoup plus important durant cette période qu'auparavant. Les traces d'un impact climato-sédimentaire fiable aux épisodes de refroidissement caractéristiques de cette période (Lehman et Keigwin, 1992 ; Lévesque *et al.*, 1993) sont largement absentes. Seul un très faible apport limoneux, pouvant correspondre à un événement saisonnier simple, interrompt localement la sédimentation tourbeuse à Houdancourt.

5 - LA CRISE DU DRYAS RÉCENT

Le retour du froid durant le Dryas récent va induire un renouveau important des processus érodo-sédimentaires, ainsi qu'il a été montré dans de nombreuses régions d'Europe (ex. Rose *et al.*, 1980 ; Bohncke *et al.*, 1987 ; Brown *et al.*, 1994 ; Vandenberghe *et al.*, 1994 ; Kasse *et al.*, 1995 ; Rose, 1995 ; Collins *et al.*, 1996). Les résultats obtenus récemment sur de nombreuses coupes montrent l'impact majeur de cette crise climatique dans le Bassin parisien. Les datations proches de 10 700 B.P, obtenues à Rueil et à Houdancourt tendraient à montrer une perdurance des sols et des tourbes jusqu'à cette période, permettant d'évoquer un léger «effet retard» lié à la végétation en cours de dégradation. Cependant, les apports détritiques perçus juste après, pouvaient alors très bien avoir commencé dans le chenal principal, avant de gagner rapidement la totalité des zones basses. Dans la majorité des grandes vallées, les chenaux abandonnés du Bølling sont ainsi fossilisés par des limons argileux épais de 0 à 4 m en fonction de leur niveau de creusement originel. Le chenal principal est partiellement remblayé, alors que des limons de débordement recouvrent les berges les plus basses. La physionomie des chenaux hérités du Bølling est ainsi largement effacée, de faibles concavités subsistant simplement à l'aplomb de ces chenaux en fin de remblaiement. Les taux élevés de CaCO_3 constatés dans ces sédiments (40 à 70 %) indiquent une forte érosion des zones crayeuses amont comme cela est bien établi dans le bassin de la Somme (Antoine, 1997 a-b). Ceci suppose une érosion préférentielle des versants crayeux en fonction de processus de microgelivation, de dénudation et de ruissellement qui demeurent à préciser. Des apports diffus de matière organique dans la partie inférieure des remplissages, tendent à montrer l'érosion plus ou moins complète du sol Allerød sur les versants, bien que ses reliques éventuelles soient confondues avec la pédogenèse holocène. Dans certaines séquences de chenaux bénéficiant de conditions favorables (sédiments mous, apports hydriques suffisants...), des cryoturbations peuvent être observées dans la partie inférieure des dépôts et dans les niveaux Allerød. Le meilleur exemple actuel est donné par la séquence d'Houdancourt (fig. 3) où des involutions et des injections perturbent la tourbe Allerød et les limons marneux du Dryas. Ces figures, qui peuvent être attribuées à un sol gelé saisonnièrement (Isarin, 1997), illustrent la rigueur climatique de la première moitié du Dryas récent. La perdurance des apports durant une partie de la seconde moitié, étant probable, il demeure, toutefois impossible d'en déterminer la fin, compte-tenu de l'absence de matériel datable et d'un recouvrement par des niveaux datant au mieux du milieu du Préboréal. On peut toutefois présumer d'une «basculée» relativement rapide vers les conditions de creusement du Préboréal, ce processus s'amorçant dès avant 10 000 B.P. Les sédiments holocènes les plus anciens conservés à la base des lits mineurs holocènes livrent en effet des âges de 9700-9800 B.P., marquant alors déjà la fin de l'incision holocène.

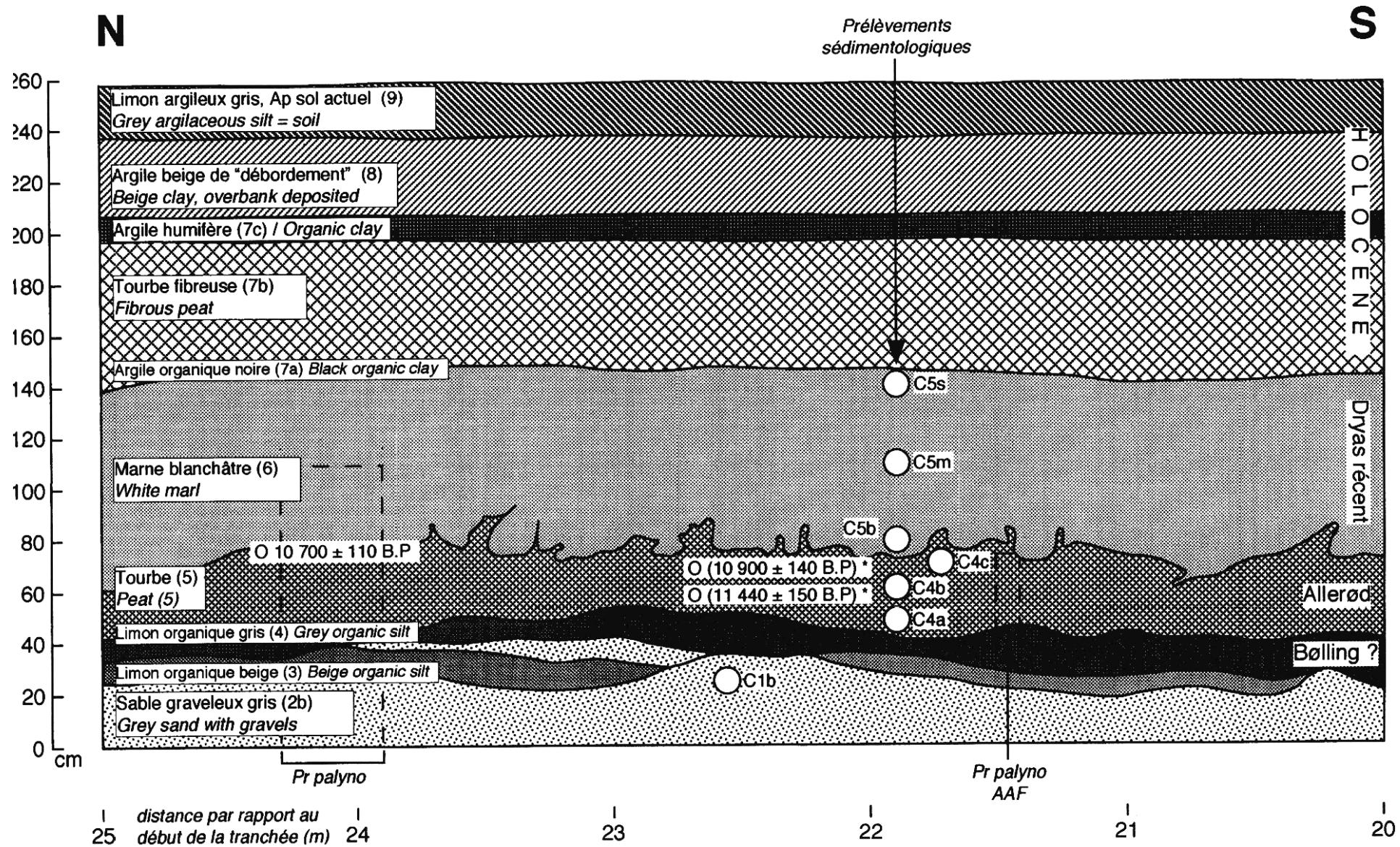


Fig. 3 : Coupe de la zone centrale du paléochenal tardiglaciaire d'Houdancourt (vallée de l'Oise).
 Fig. 3 : Cross-section of the central part of the Late-glacial palaeochannel from Houdancourt (Oise valley).

6 - L'ÉVOLUTION MORPHOSÉDIMENTAIRE ET LES IMPLANTATIONS HUMAINES

Le dispositif morphostratigraphique établi contribue à expliquer la distribution générale (choix des implantations et taphonomie) des sites de la fin du Paléolithique supérieur (Magdalénien) et de l'Épipaléolithique (Azilien). Sans entrer dans les détails, un schéma général peut être proposé (fig. 2). Les sites magdaléniens (fig. 1) sont pour la plupart interstratifiés dans des dépôts de débordement (sables, mais surtout limons) mis en place durant le Bølling. Le plus ancien (Étiolles) est localisé sur le bord du lit majeur et bénéficie d'une dynamique de dépôt généralement plus active (sables), que les sites postérieurs (ex. Pincevent = limons). Les chasseurs paléolithiques se sont installés sur des zones soumises à des débordements saisonniers et situées plus ou moins à l'écart du chenal principal. Parmi ces gisements, le site plus tardif de Marsangy (Schmider, 1992) présente un bel exemple de paléoberge, matérialisant probablement le lit mineur creusé durant la première moitié du Bølling. Ces données montrent que ces sites doivent être recherchés dans les zones latérales des basses terrasses et/ou sur les lambeaux de sables et limons du début du Tardiglaciaire («montilles»), préservés par le creusement contemporain ou postérieur. Si l'on peut effectivement penser qu'une majorité d'implantations de la seconde partie du Bølling se sont systématiquement effectuées à l'écart des chenaux actifs, un certain nombre parmi les plus anciennes peuvent avoir été détruites par l'incision contemporaine du début du réchauffement. Durant l'Allerød, les chasseurs-cueilleurs aziliens semblent avoir affectionné particulièrement les zones de berges exondées situées à la marge des chenaux abandonnés du Bølling ou du principal chenal actif subsistant. Seules les premières occupations de ce corpus culturel (niveau inférieur de Rueil - Le Closeau), semblent avoir été assujetties aux derniers débordements attribuables avec une bonne probabilité au Dryas moyen (cf. 3). Les zones de berges ou localement les chenaux latéraux abandonnés les moins incisés (le Closeau) jalonnés par le sol Allerød et recouverts par les limons du Dryas récent représentent les secteurs les plus favorables à la découverte de ce type d'implantations. Pendant, le Dryas récent, hormis le caractère sans doute très contraignant des rigueurs climatiques, le dépôt des limons marneux a rendu la totalité des zones-basses peu praticables. Si aucune occupation rapportable à la phase principale de cette période n'est connue, les implantations les plus tardives (niveaux «Belloisiens» du Closeau), tendent à montrer, que vers 10 000 B.P., seules les zones les plus externes des fonds de vallées pouvaient accueillir les haltes des chasseurs-cueilleurs. L'incision rapide et le «nettoyage» du début de l'Holocène, en abaissant le niveau du plan d'eau et en libérant des zones très vite reconquises par la végétation, faciliteront ensuite la reconquête des fonds de vallées par les Mésolithiques.

III - L'ENREGISTREMENT POLLINIQUE

Dans le centre du Bassin parisien, les données polliniques concernant le Tardiglaciaire sont encore peu nombreuses. A quelques études antérieures (Jalut, 1967 ; Van Zeist et Van der Spoel-Walvius, 1980 ; Barthélémy, 1983) s'ajoutent les analyses récentes de neuf séquences organiques de fonds de vallées (Allenet et Leroyer, 1998 ; Leroyer, 1997 ; Leroyer et Allenet, 1998 ; Connet *et al.*, 1999). Elles se rattachent au bassin de l'Oise (Marais de Sacy et vallée de la Verse), au bassin aval de la Marne (Fresnes-sur-Marne), au bassin aval de l'Yonne (Pont-sur-Yonne et Etigny) et à la vallée de la Seine avec d'amont en aval : Saint-Pouange et Saint-Léger en Plaine de Troyes, Bazoches-les-Bray en Bassée et Rueil-Malmaison en aval de Paris (fig. 1).

Sur la base de ces travaux récents, l'histoire de la végétation tardiglaciaire, peut être résumée par l'individualisation de trois zones polliniques régionales, dont deux sont subdivisées (fig. 4). Bien que leurs datations restent encore insuffisantes, elles s'intègrent bien dans le cadre classique du Tardiglaciaire nord-ouest européen.

1 - LA ZONE À *JUNIPERUS* ET *BETULA* (ZONE 1)

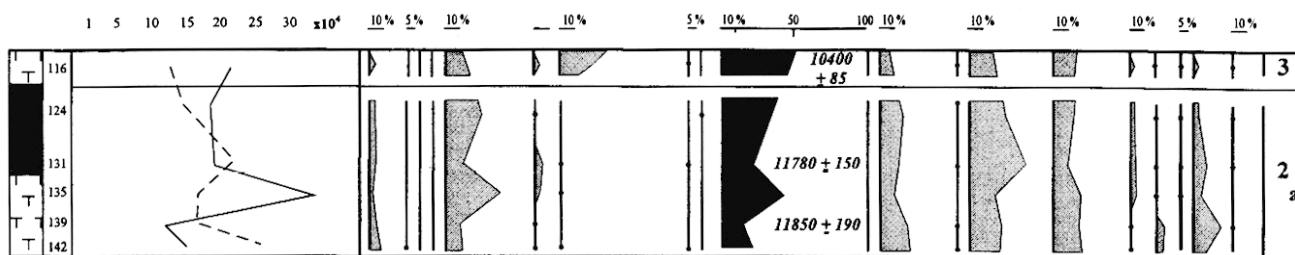
La zone 1, caractérisée par un large cortège d'herbacées héliophiles et la prédominance du genévrier et du bouleau au sein des ligneux, est subdivisée en deux.

Durant la sous-zone 1a, les profils polliniques traduisent la prédominance de *Juniperus* et de *Betula* devant *Salix* tandis que la courbe de *Pinus* est très basse. Les herbacées héliophiles sont assez abondantes et comprennent *Helianthemum*, *Thalictrum* et *Sanguisorba minor* en taux non négligeables. Le milieu apparaît encore ouvert mais des boisements clairs à genévriers, bouleaux et saules alternent avec des zones herbacées à connotation stepique. La sous-zone 1a a été reconnue à Saint-Pouange, à Bazoches et à Sacy (fig. 4a et 4b).

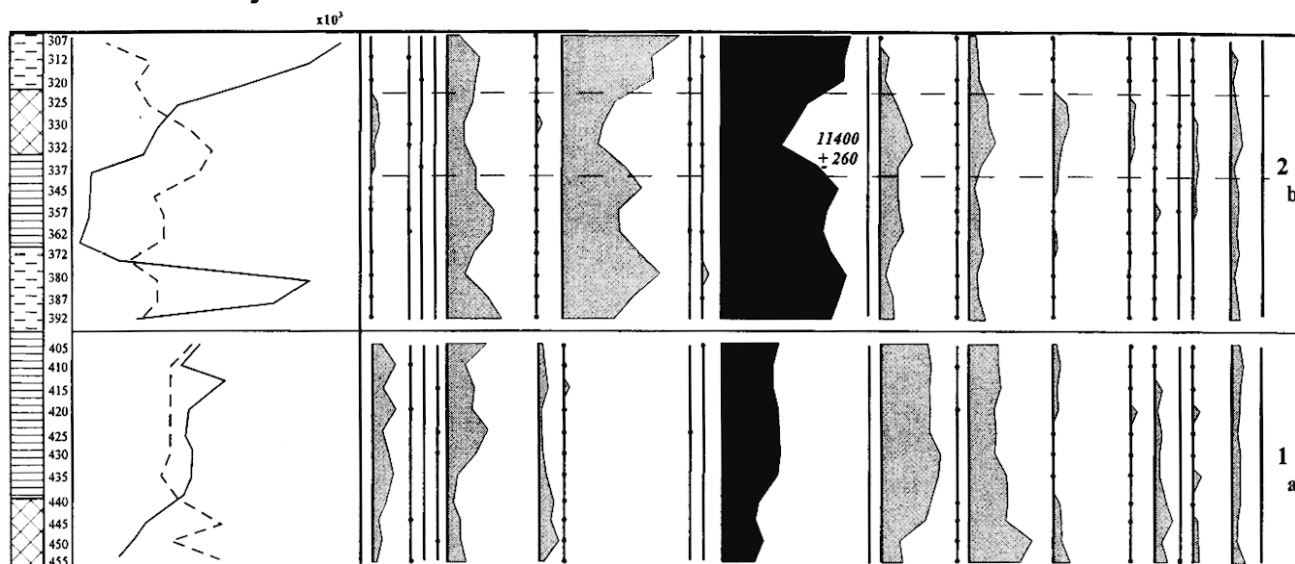
La sous-zone 1b est très peu documentée ; elle n'est conservée que sur la séquence de Bazoches puisqu'un hiatus se marque alors à Saint-Pouange et à Sacy (fig. 4a). Enregistrée sur à peine 10 cm d'épaisseur, elle traduit un retrait du bouleau et du genévrier au bénéfice, d'abord des Cypéracées, puis des armoises. Si l'essor des premières est probablement lié à une variation hydrique, par ailleurs soulignée par le litage organique, l'extension des secondes illustre une ouverture du milieu vraisemblablement liée à des conditions plus rigoureuses. Elle est calée par la date de 12 400 ± 130 B.P. (Gif 11097), obtenue à sa base.

Prenant en compte la prédominance entre 12 500 et 12 000 B.P. du genévrier et du bouleau dans l'essentiel des séquences polliniques d'Europe (Walker *et al.*, 1994 ; de Beaulieu *et al.*, 1994 ; Amman *et al.*, 1994), la sous-zone 1a est rattachée au Bølling. Dans l'attente des mesures radiométriques engagées sur la séquence du Marais de Sacy, aucune datation ne vient encore étayer cette attribution. La seule information chronologique réside dans son antériorité à l'âge de 12 400 ± 130 B.P., obtenu à Bazoches. Les assemblages polliniques, significatifs

C - Saint-Léger



B - Marais de Sacy



A - Bazoches



Fig. 4 : Diagrammes polliniques simplifiés de trois séquences tardiglaciaires du Bassin parisien. A - Bazoches-lès-Bray, «le Tureau à l'Oseille», B - Sacy-le-Grand, «le Marais», C - Saint-Léger, «la Coloterie». 1. argile tourbeuse, 2. limon calcaire, 3. tourbe, 4. argile organique, 5. argile organo-minérale, 6. argile.

Fig. 4 : Simplified palynological diagrams from Late-glacial sequences from the Paris Basin. 1. peaty clay, 2. calcareous silt, 3. peat, 4. organic clay, 5. organic and minerogenic clay, 6. clay.

d'une colonisation de l'espace par des essences pionnières, illustrent une amélioration climatique. Cependant, le temps de réponse de la végétation, ne permet pas de transcrire la rapidité du réchauffement établie par les estimations paléoclimatiques (Atkinson *et al.*, 1987 ; Coope *et al.*, 1998).

Les assemblages polliniques de la sous-zone 1b illustrent une interruption de la dynamique de reconquête forestière avec une ouverture accrue du milieu qui profite aux formations herbacées steppiques, vraisemblablement sous l'effet d'une dégradation du climat. Bien que l'âge obtenu à leur base soit trop ancien, ces niveaux peuvent probablement être rattachés au court épisode du Dryas moyen. Cet événement longtemps contesté (Coope et Brophy, 1972), est cependant enregistré dans certaines séquences polliniques d'Europe occidentale (Amman *et al.*, 1993 ; Whittington *et al.*, 1996). Si sa perception dans le Bassin parisien reste encore très ponctuelle, son absence n'est pas aussi clairement démontrée que ne le propose une récente synthèse bibliographique (Sanchez-Gofñi, 1996).

2 - LA ZONE À *BETULA* ET *PINUS* (ZONE 2)

La zone 2 est subdivisée en deux en fonction du rôle joué par le bouleau et le pin. Contrairement à la Somme (Munaut et Defgnée, 1997), la seconde sous-zone est plus souvent identifiée que la première dans le centre du Bassin parisien.

La sous-zone 2a a été reconnue dans la vallée de la Seine (Saint-Pouange, Saint-Léger et Bazoches), dans la vallée de la Marne et dans la vallée de la Verse (fig. 4a et 4c). Elle bénéficie de trois datations = 11 840 ± 190 B.P. (Gif 10466), 11 780 ± 150 B.P. (Gif 10465) et 11 290 ± 145 B.P. (Gif 11098). Elle est caractérisée par un essor de *Betula*, largement majoritaire devant *Juniperus* et *Salix* alors que *Pinus* conserve une faible représentation. Le cortège d'herbacées héliophiles reste assez étendu mais *Helianthemum*, *Sanguisorba* et les Urticacées s'effacent au profit d'*Artemisia*. Le paysage apparaît encore assez clair mais les peuplements de bouleaux se densifient nettement.

Enregistrée dans presque toutes les séquences (fig. 4), la sous-zone 2b est calée à Saint-Pouange par la date de 11 340 ± 110 B.P. (Gif 9252) et à Sacy par celle, encore provisoire, de 11 400 ± 260 B.P. (Gif 11108). Elle est caractérisée par l'essor de *Pinus* qui devient largement majoritaire devant *Betula*. Le cortège d'herbacées héliophiles se raréfie tandis que quelques feuillus mésophiles, *Quercus* et *Corylus*, apparaissent sporadiquement. La pinède se développe progressivement au détriment des formations plus claires à bouleaux et saules. Cette relative fermeture du milieu entraîne un recul des étendues herbacées qui sont cependant toujours attestées par la présence d'héliophytes. Localement, des formations humides et marécageuses occupent les fonds de vallées. La séquence particulièrement dilatée de Sacy permet de percevoir, au sein de cette sous-zone, un retrait du pin et du bouleau avec une progression concomitante du genévrier, des armoises, des Poacées et des Cyperacées (fig. 4b). Cette petite oscillation illustre une légère ouverture du paysage.

La zone 2 est corrélée avec l'Allerød. Sa subdivision, établie sur le croisement des courbes du bouleau et du pin, est classiquement reconnue dans le nord de la France (Etmontspohl et Vermeersch, 1991 ; Munaut *et al.*, 1995 ; Munaut et Defgnée, 1997), en Belgique (Mullenders *et al.*, 1972 ; Munaut et Paulissen, 1973) et aux Pays-Bas (Bohncke, 1993 ; Hoek, 1997).

À Sacy, les variations perçues dans les cortèges polliniques relatent une ouverture passagère du milieu qui relève peut-être d'un refroidissement climatique. Ces événements pourraient s'apparenter à ceux décrits pour "l'*Intra Allerød Cold Period*" (Lehman et Keigwin, 1992) et "l'*Amphi Atlantic Oscillation*" (Lévesque *et al.*, 1993). La date proposée pour ces niveaux (Gif 11 108 : 11 400 ± 260 B.P.) semble cohérente avec cette interprétation.

3 - LA ZONE À *PINUS* ET *ARTEMISIA* (ZONE 3)

Cette zone est beaucoup moins documentée : elle n'a été enregistrée qu'à Rueil-Malmaison, Bazoches, et très ponctuellement à Saint-Léger (fig. 4a et 4c). Elle est caractérisée par un recul de *Pinus*, qui reste malgré tout majoritaire, conjointement à une petite progression de *Juniperus* et de *Betula* et à une extension notable d'*Artemisia*. Les pinèdes reculent au profit de boisements plus clairs à bouleaux et genévriers et surtout de formations herbacées à connotation steppique. Cette ouverture du milieu, perceptible avec les diagrammes exprimés en fréquences relatives, est mieux relatée en fréquences absolues par une baisse des concentrations.

La zone 3 est datée de 10 400 ± 85 B.P. (Gif 10464) à Saint-Léger et bénéficie à Rueil-Malmaison de calages indirects compris entre 10 840 ± 110 B.P. (Ly (OxA 6337) 312) et 10 470 ± 110 B.P. (Ly 7190). Cette troisième zone est attribuée au Dryas récent. Les modifications du couvert végétal peuvent, en effet, être imputées à une détérioration du climat que tous les auteurs s'accordent à reconnaître durant la dernière chronozone du Tardiglaciaire (Lowe *et al.*, 1994 ; Walker, 1995 ; Anderson, 1997 ; Isarin, 1997). Bien que nous n'ayons vraisemblablement que la première partie de cet événement, nos enregistrements s'accordent bien avec ceux de la France septentrionale. Si quelques séquences traduisent alors une prédominance du bouleau (Munaut et Defgnée, 1997), le maintien du pin à la tête des ligneux est également perçu dans la Somme (Etmontspohl et Vermeersch, 1991) et dans les Ardennes (Lefèvre *et al.*, 1993).

4 - CORRÉLATION AVEC LES DONNÉES ANTÉRIEURES

La zonation régionale proposée autorise l'intégration des données antérieures à 1996. L'évolution du couvert végétal perçue durant les zones 2 et 3 de la précédente synthèse (Van Zeist et Van der Spoel-Walvius, 1980) et nos zones régionales 1 et 2 est remarquablement similaire. Cependant les interprétations diffèrent quant aux attributions chronostratigraphiques. En effet, l'obtention d'une date de 11 780 ± 60 B.P. au milieu de la zone 3 entraîne les auteurs à rattacher leur zone 2 (bouleau et genévrier majoritaires) au Dryas ancien et leur zone 3

(prédominance du bouleau puis du pin) à un «Bølling - Dryas moyen - Allerød». Ces corrélations s'opposent aux définitions classiques du Bølling et de l'Allerød dans le nord de la France et en Belgique. En fonction de nos propres calages et de ces références palynologiques, nous proposons une révision des attributions de Van Zeist et Van der Spoel-Walvius (1980) avec un rattachement de leur zone 2 au Bølling et de leur zone 3 à l'Allerød.

De même, la dynamique de végétation relatée dans la séquence de l'Archet (Jalut, 1967) est très proche de nos enregistrements. Cependant l'absence de datations et l'utilisation de la nomenclature de Godwin, alors en cours, ont conduit l'auteur à corréliser sa première zone avec l'ensemble du Dryas ancien (Ia, Ib et Ic). A la lueur de nos travaux, nous pensons plutôt que celle-ci ne couvre que la sous-zone Ib (Bølling).

Enfin, à l'étang d'Angennes (Barthélémy, 1983), l'individualisation du Dryas récent nous semble peu fondée.

En effet, les variations avec les niveaux sus-jacents, attribués au Préboréal, sont minimales tandis que des feuillus mésophiles sont présents aux côtés du pin et du bouleau. L'ensemble des spectres couvre vraisemblablement le Préboréal.

IV - ÉVOLUTION DES MALACOCÉNOSES

Les successions malacologiques tardiglaciaires du Bassin Parisien sont connues des bassins de l'Oise, de la Seine et de l'Yonne (Pastre *et al.*, 1997 ; Limondin-Lozouet, 1997, 1998 ; Connet *et al.*, 1999). Leur interprétation s'appuie sur des comparaisons avec le référentiel établi pour le bassin de la Somme et les séries du sud-est de la Grande-Bretagne (Limondin, 1995 ; Limondin-Lozouet, 1998 ; Kerney, 1963 ; Kerney *et al.*, 1964 ; Evans, 1966 ; Preece et Bridgland, 1998). La synthèse des données obtenues (fig. 5) permet de présenter

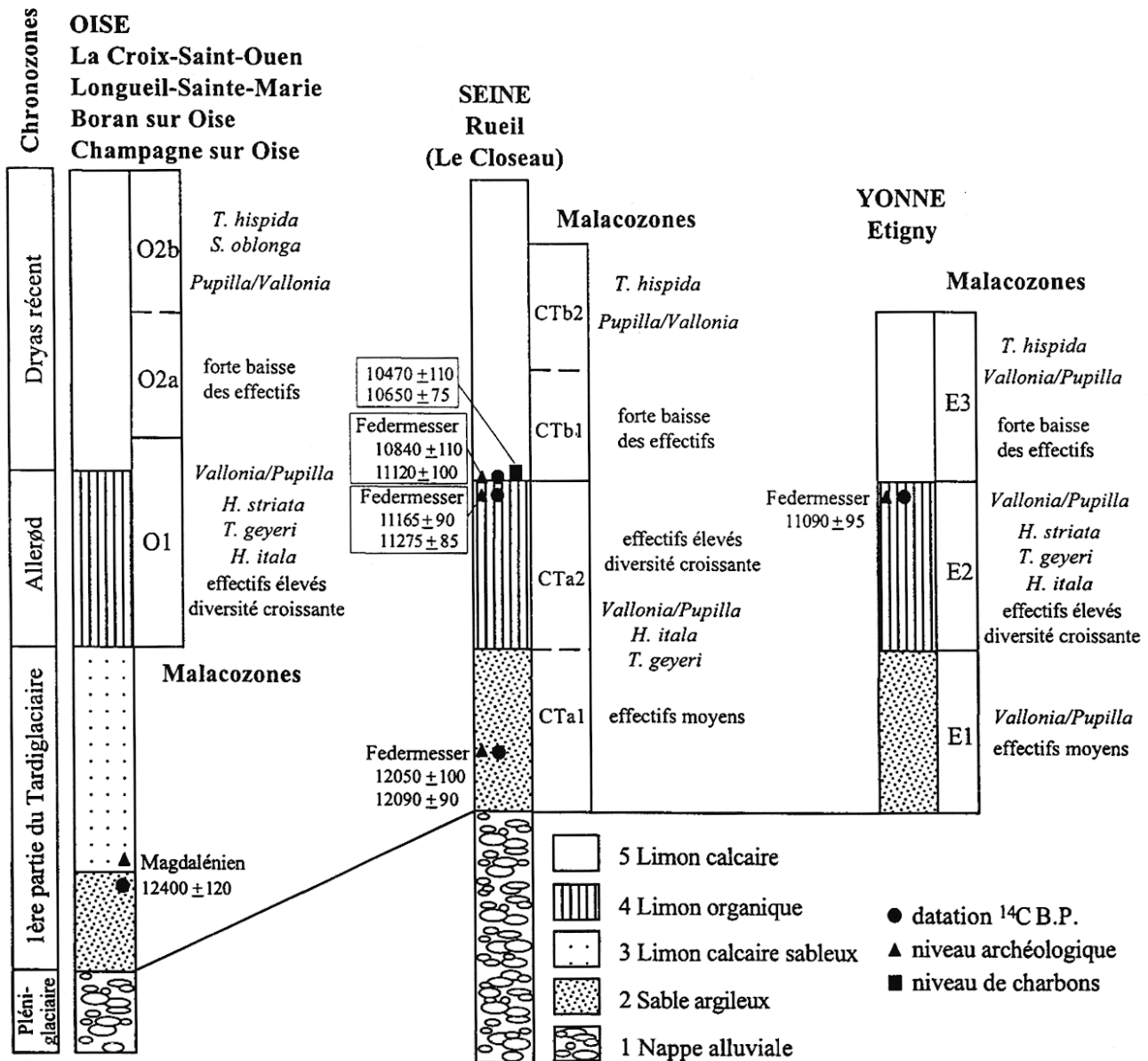


Fig. 5 : Zonations malacologiques des séquences tardiglaciaires du Bassin Parisien. Pour la séquence de Rueil, les datations indiquées correspondent aux valeurs extrêmes obtenues pour chaque occupation.

Fig. 5 : Malacological zones from Late-glacial sequences from the Paris basin. Radiocarbon dates of Rueil correspond to extreme values obtained for each archaeological level.

les trois phases environnementales majeures enregistrées par les malacofaunes.

1 - LA PREMIÈRE PARTIE DU TARDIGLACIAIRE

Dans les grandes vallées du Bassin Parisien deux gisements, Le Closeau et Etigny, ont livré des malacofaunes antérieures à l'oscillation d'Allerød (fig. 5). Leur attribution au Tardiglaciaire se base sur le développement des espèces du genre *Vallonia* et l'apparition d'un cortège secondaire de taxons mésophiles qui permet de les distinguer des associations du Pléniglaciaire où ces éléments sont absents (Limondin, 1995). Ces faunes (zones CTa1 du Closeau et E1 d'Etigny) présentent une diversité et des effectifs modestes et la composition des assemblages indique des milieux ouverts en cours de recolonisation par la végétation. Au Closeau deux datations, associées à une industrie Federmesser (Bodu et Valentin, 1997), placent une partie au moins de la malacozone CTa1 dans la chronozone Bølling (fig. 5). Cependant aucune variation notable dans les cortèges malacologiques, tant au Closeau qu'à Etigny, n'est enregistrée au cours de cette première phase. La même homogénéité a été observée sur plusieurs séquences de Grande-Bretagne où le Bølling ne s'individualise que par une augmentation des effectifs (Kerney, 1963). Actuellement les réponses malacologiques contrastées à l'amélioration climatique du Bølling ne sont bien identifiées que dans les dépôts très humifères de petites vallées où se développent des milieux marécageux particulièrement favorables aux mollusques, à Holywell Coombe en Grande-Bretagne (Preece et Bridgland, 1998) et à Conty dans la Somme (Antoine *et al.*, ce volume). Par ailleurs, les premiers résultats obtenus à Conty suggèrent que les associations à *Vallonia* pourraient correspondre à des faciès limoneux du Bølling dans les contextes de grandes vallées (Antoine *et al.*, ce volume).

2 - L'ALLERØD

Le sol de l'Allerød, qui constitue un horizon repère dans toutes les vallées, livre invariablement des malacofaunes aux effectifs élevés, dont la diversité est croissante. Ces associations (zones O1, CTa2, E2) sont dominées par trois espèces de milieu ouvert (*Vallonia pulchella*, *Vallonia costata*, *Pupilla muscorum*) et caractérisées par un cortège d'espèces xérophiles incluant deux taxons aujourd'hui absents dans la région, *Trochoidea geyeri* et *Helicopsis striata* (Kerney *et al.*, 1983). Elles témoignent du développement de la couverture végétale au sol dans les fonds de vallée par rapport à la période précédente. Outre la corrélation des faciès sédimentaires dont elles proviennent, ces malacofaunes sont calées dans la chronozone Allerød par les datations radiocarbone obtenues au Closeau et à Etigny (fig. 5).

3 - LE DRYAS RÉCENT

La dégradation des conditions climatiques au Dryas récent se traduit par une forte baisse des effectifs et de

la diversité des malacofaunes (zones O2, CTb, E3). Les espèces xérophiles caractéristiques des cortèges de l'Allerød disparaissent, *P. muscorum* se maintient mais les *Vallonia* régressent sensiblement tandis que se développent des taxons plus hygrophiles et eurythermes comme *Trichia hispida* et *Succinea oblonga*. L'environnement est beaucoup plus ouvert et la forte déstructuration des malacofaunes traduit l'intensité de la péjoration climatique. Sur plusieurs sites de la vallée de l'Oise (La Croix-Saint-Ouen, Longueil-Sainte-Marie) ainsi qu'au Closeau, la première partie des dépôts limono-calcaires du Dryas récent est presque azoïque (zones O2a et CTb1), ce n'est que vers le sommet de la formation sédimentaire que les malacofaunes se développent à nouveau (zones O2b et CTb2). Cette bipartition des malacofaunes, bien identifiée sur la séquence de Conty dans la Somme (Antoine *et al.*, ce volume), suggère l'existence de conditions climatiques plus rudes au cours de la première partie du Dryas récent, générant des environnements très dénudés, hostiles à la survie des populations malacologiques. Cette hypothèse, qui demande à être corroborée par d'autres enregistreurs, va dans le sens des interprétations émises sur la bipartition du Dryas récent pour l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest à partir de données biotiques et abiotiques (Isarin, 1997).

V - CONCLUSION

L'évolution morphosédimentaire observée, montre l'excellente réponse des environnements fluviaux régionaux aux variations climatiques tardiglaciaires (fig. 6). Si les séquences sédimentaires observées restent en partie lacunaires, leur intégration dans un schéma géomorphologique cohérent a l'intérêt de montrer la grande réactivité des systèmes fluviaux régionaux à la commande climatique, contribuant à en faire une zone caractéristique (fig. 6). La «morphostratigraphie» définie remplace ainsi les hiatus sédimentaires par des formes fluviales qui prennent toute leur signification en regard de l'évolution morphodynamique des bassins-versants. Les données obtenues s'intègrent bien dans le schéma d'évolution des systèmes fluviaux des grandes «plaines» du N-E de l'Europe, mais offrent par ailleurs une spécificité et une variabilité qu'il importe de souligner. Si l'on retrouve comme dans de nombreux points plus septentrionaux le creusement du Bølling ou la pédogenèse de l'Allerød, la relative stabilité morphogénique reconnue durant l'Allerød ou l'impact érodo-sédimentaire du Dryas récent apparaissent marqués de manière plus ou moins notable. Une évolution spécifique découlant des conditions climatiques (latitude...) et géomorphologiques régionales (faible énergie de relief, substrat tertiaire à amont crayeux, couverture loessique...), doit ainsi être soulignée. Parallèlement, il convient de remarquer une variabilité plus ou moins accentuée des réponses à différentes échelles. Les conditions d'évolution de chaque organisme fluvial restent en partie dépendantes de la morphologie et de la lithologie des bassins-versants et d'importantes variations amont-aval se marquent selon des tronçons géomorphologiques subhomogènes. Au delà des grandes

Age BP	Age calibré BC	Chronozones	Evolution du lit fluvial	Incision (-) Sédimentation (+)	Stratigraphie-type		palyozones régionales	Evolution des cortèges polliniques	Evolution et signification environnementale des malacofaunes		
					Chenaux	Berges					
9 000	8 030	HOLOCENE	Préboréal	1 chenal à méandres (lit mineur évasé)	+	-	Tourbe et limons organiques, pédogénèse en berge	4	Essor des pinèdes avec développement des feuillus mésophiles	?	
10 000	9 200										
11 000	10 970	TARDIGLACIAIRE	Dryas récent	1 chenal principal colmatage des chenaux latéraux débordements	-	+	Limons calcaires et sables fins, involutions locales à la base des chenaux	3	Ouverture du milieu avec recul des boisements et essor des armoises	Recolonisation progressive par des espèces à large valence écologique Destruction des faunes, sols très dénudés	
10 800			Allerød	1 chenal actif			Sol en berge, tourbe et/ou limons ± organiques dans chenaux				2b
12 000			Dryas moyen				Limons calcaires (bord de chenal ou débordement)	2a	Fermeture du milieu essor des bouleaux		
13 000			Bølling	Abandon chenaux secondaires 1 chenal à méandres + 1 à 3 chenaux secondaires					1b	Recul des boisements essor des armoises	Faunes tardiglaciaires à <i>Vallonia</i> , milieu très ouvert <i>Calage chronologique inférieur imprécis</i>
14 000			Dryas ancien	Chenaux en tresse évoluant vers système à chenaux mieux individualisés ?				Sables et limons lités, petites cryoturbations locales	1a	Boisements clairs à bouleaux et genévriers : strate herbacée à connotation steppique	
15 000	16 000										

Fig. 6 : Tableau récapitulatif des enregistrements tardiglaciaires des fonds de vallée du Bassin Parisien.
Fig. 6 : Main characteristics of the Late-glacial sequences from the Paris Basin floodplains.

phases, ces véritables «sous-bassins» d'évolution morphosédimentaires expliquent la différence partielle des enregistrements. L'opposition entre la réponse globale des grandes vallées et la grande variabilité des enregistrements observés dans les petites fait ressortir l'importante dépendance de ces dernières vis-à-vis des conditions locales. Au bilan tourbeux interstadiaire, conservé dans certains chenaux, pourra par exemple bien souvent ne correspondre qu'un hiatus, souvent accentué par la phase d'érosion du début de l'Holocène.

Bien contrastées, les réponses paléobiologiques montrent la complémentarité des données palynologiques et malacologiques (fig. 6).

Les recherches palynologiques conduisent ainsi à la définition de trois zones polliniques régionales. Ces zones, qui sont en bon accord avec la zonation pollinique du nord-ouest de l'Europe, permettent de reconnaître certains points qu'il importe de souligner. Ainsi, la zone 1, dominée par un large cortège héliophile et la prédominance du genévrier attribuable en majorité au Bølling (sous-zone 1a) montre localement un retrait du bouleau et du genévrier au profit des Cypéracées et des armoises (sous-zone 1b). Cette phase semble corrélative du refroidissement du Dryas moyen. La zone 2, qui couvre l'Allerød, permet de constater la supplantation du bouleau par le pin dans de nombreux sites (sous-zone 2b). La séquence dilatée de Sacy permet de déceler au sein de cette évolution un retrait du pin et du bouleau qui est peut-être corrélatif de l'IACP.

Les successions malacologiques de la deuxième partie du Tardiglaciaire apparaissent très cohérentes avec les résultats obtenus dans la Somme et en Grande-Bretagne (Limondin-Lozouet, 1998). Elles confirment l'existence d'environnements stables au cours de l'Allerød et présentent une nette bipartition du Dryas récent qui semble correspondre à une phase plus froide au début de cet épisode climatique. La première partie du Tardiglaciaire apparaît en revanche peu contrastée dans les assemblages malacologiques des grandes vallées étudiés jusqu' alors, et l'on peut espérer que les données apportées par certaines petites vallées viendront combler cette lacune.

La confrontation des différentes données permet de retenir plusieurs questions qui devront être précisées. Le rôle respectif des agents météoriques et de la végétation dans un système fragile reste ainsi un sujet de réflexion important. Si une période comme le Bølling, reste manifestement favorable à un transit sédimentaire non négligeable, on peut penser à une prise en charge sédimentaire facilitée par une certaine ouverture du couvert végétal. Dans sa continuité, le Dryas moyen, semble ainsi marqué par un regain des processus érodo-sédimentaires, pouvant expliquer en partie les hiatus fréquemment observés dans les séquences palynologiques. A contrario, une oscillation négative comme l'IACP, ne semble guère marquée sur le plan géodynamique. On peut y voir la conséquence du rôle «tampon» exercé par la couverture végétale mieux développée de l'Allerød, dont l'effet protecteur semble se perpétuer au tout début du Dryas récent. Durant cette dernière période, l'ampleur du signal sédimentaire illustre remarquablement l'impact morphosédimentaire du refroidissement. L'abondance de

la charge crayeuse, montre la part probable de la microgléivation et la fragilisation des sols et des populations végétales associées, alors que les substrats argilo-sableux tertiaires semblent mieux fixés. Le développement d'une couverture herbacée et de malacofaunes résistantes cadrent bien avec ces conditions drastiques et l'ouverture du paysage ; par contre, la subsistance d'une population significative de pins, bien que possible paraît plus surprenante. En dehors du caractère anémophile bien établi des pollens de pin, qui pourrait avoir favorisé leur dissémination, il est possible que les apports détritiques constatés dans la majorité des séquences aient entraîné le recyclage partiel du stock pollinique présent dans les sols Allerød et l'image d'un paysage beaucoup plus ouvert pourrait alors être dessinée comme cela tend à être établi par les malacofaunes.

Dans un système discontinu et souvent difficile à dater, les hiatus ou l'ubiquité de certains bilans sédimentaires, gênent l'appréhension précise de certains phénomènes et la réflexion, ne peut progresser que grâce à l'intercomparaison de nombreuses séquences, bien situées dans leur contexte paléomorphologique. La découverte récente de plusieurs séquences tourbeuses ouvre ainsi la voie à une résolution beaucoup plus fine pour la période interstadiaire, mais seule l'étude de nouvelles coupes permettra de préciser la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire ou de détailler l'impact du Dryas récent.

RÉFÉRENCES

- ALLENET, G. et LEROYER, Ch., 1998 - Pont-sur-Yonne « Les Basses veuves ». Rapport d'analyse pollinique, non publié, 5 p.
- AMMANN, B., BIRKS, H.J.B., DRESCHER-SCHNEIDER, R., JUGGINS, S., LANG, G. & LOTTER, A.F., 1993 - Patterns of variation in Late-glacial pollen stratigraphy along a northwest-southeast transect through Switzerland - a numerical analysis. *Quat. Sci. Rev.*, 12, 277-286.
- AMMANN, B., LOTTER, A.F., EICHER, U., GAILLARD, M.J., WOHLFARTH, B., HAEBERLI, W., LISTER, G., MAISCH, M., NIESSEN, F. & SCHLÜCHTER, Ch., 1994 - The Würmian Late-glacial in Lowland Switzerland. *Journ. Quat. Sci.*, 9, 119-125.
- ANDERSON, D.E., 1997 - Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. *Prog. in Phys. Geogr.*, 21, 230-249.
- ANTOINE, P., 1997a - Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (nord de la France). *Géogr. phys. et Quat.*, 51, 93-106.
- ANTOINE, P., 1997b - Evolution tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 325, 35-42.
- ANTOINE, P., FAGNART, J.P., LIMONDIN-LOZOUET, N. et MUNAUT, A.V., ce volume - Le Tardiglaciaire du Bassin de la Somme. *Quaternaire*.
- ATKINSON, T.C., BRIFFA, K.R. & COOPE, G.R., 1987 - Seasonal temperatures in Britain during the past 22 000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325, 587-592.
- AUDOUEZ, F., CAHEN, D., KEELEY, L.H. et SCHMIDER, B., 1991 - Le site magdalénien du Buisson Campin à Verberie (Oise). *Gallia Préhist.*, Paris, 24, 99-143.
- BARTHÉLÉMY, L., 1983 - First researches in the « Etang d'Angennes » (forest of Rambouillet, Yvelines, France). *Quat. stud. in Poland*, 4, 217-222.
- BEAULIEU, J.L. de, ANDRIEU, V., PONEI, P., REILLE, M. & LOWE, J.J., 1994 - The Weichselian Late-glacial in southwestern Europe (Iberian Peninsula, Pyrenees, Massif Central, northern Apennines). *Journ. Quat. Sci.*, 9 (2), 101-107.

- BODU, P., 1995** - Un gisement à *Federmesser* sur les bords de Seine : «le Closeau» à Rueil-Malmaison (Hauts-de-Seine). *Bull. Soc. Préhist. fr.*, 92, (4), 451-455.
- BODU, P. et VALENTIN, B., 1997** - Groupes à *Federmesser* ou aziliens dans le sud et l'ouest du Bassin parisien. Propositions pour un nouveau modèle d'évolution. *Bull. Soc. Préhist. fr.*, 94, (3), 341-347.
- BOHNCKE, S., 1993** - Lateglacial environmental changes in the Netherlands : spatial and temporal patterns. *Quat. Sci. Rev.*, 12, 707-717.
- BOHNCKE, S. et VANDENBERGHE, J., 1987** - Palaeohydrological development in the southern Netherlands during the last 15 000 years in Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (edit.). *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley, Chichester, 253-281.
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J., COOPE, R. et REILING, R., 1987** - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian Late Glacial. *Boreas*, 16, 69-85.
- BROWN, A.G., KEOUGH, M.K. et RICE, R.J., 1994** - Floodplain evolution in the East Midlands, United Kingdom: the Lateglacial and Flandrian alluvial records from the Soar and Nene valleys. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A*, 348, 261-293.
- CLEVERINGA, P., DE GANS, W., HUYBRECHTS, W. et VERBRUGGEN, C., 1988** - Outline of river adjustments in small river basins in Belgium and the Netherlands since the Upper Pleniglacial in Lang, G. and Schlüchter, C. (eds) *Lake, Mire and River Environments*, Balkema, Rotterdam, 123-132.
- COLLINS, P.E.F., FENWICK, I.M., KEITH-LUCAS, D.M. et WORSLEY, P., 1996** - Late Devensian river and floodplain dynamics and related environmental change in northwest Europe, with particular reference to a site at Woolhampton, Berkshire, England. *Journ. Quat. Sci.*, 11 (5), 357-375.
- CONNET, N., LHOMME, V., ALLENET, G., BEMILLI, C., CHAUSSE, C., LEROYER, C. et LIMONDIN-LOZOUET, N., 1999** - *Le gisement du Paléolithique supérieur final du Brassot à Etigny (Yonne)*. DFS de sauvetage urgent, Centre arch. de Passy, SRA Bourgogne, AFAN, non publié, 77 p.
- COOPE, G.R. et BROPHY, J.A., 1972** - Late Glacial environmental changes indicated by a coleopteran succession from North Wales. *Boreas*, 1, 97-142.
- COOPE, G.R., LEMDAHL, G., LOWE, J.J. et WALKLING, A., 1998** - Temperature gradients in northern Europe during the last glacial-Holocene transition (14-9 14C kyr BM) interpreted from coleopteran assemblages. *Journ. Quat. Sci.*, 13, 419-433.
- EMONTSPOHL, A.F. et VERMEERSCH, D., 1991** - Premier exemple d'une succession Bölling-Dryas II - Alleröd en Picardie (Famechon, Somme). *Quaternaire*, 2 (1), 17-25.
- EVANS, J.G., 1966** - Late-Glacial and Post-Glacial subaerial deposits at Pitstone, Buckinghamshire. *Proc. Geol. Assoc.*, 77, 347-364.
- FAGNART, J.P., 1997** - La fin des temps glaciaires dans le Nord de la France. *Mém. Soc. Préhist. Fr.*, 24, 270 p.
- HAESAERTS, P., 1984a** - Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire in Cahen D. et Haesaerts P. (eds) *Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel*. *Inst. roy. Sci. nat. Belg.*, Bruxelles, 28-39.
- HAESAERTS, P., 1984b** - Les formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). *Bull. Assoc. Fr. Et. Quat.*, 21, 19-26.
- HOEK, W., 1997** - Lateglacial and early Holocene climatic events and chronology of vegetation development in the Netherlands. *Veg. Hist. Archaeobot.*, 6, 197-213.
- ISARIN, R.F.B., 1997** - The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. *Neth. Geogr. Stud.* 229, Utrecht/Amsterdam, 159 p.
- JALUT, G., 1967** - Analyse pollinique de la tourbière de l'Archet. *Pollen et Spores*, 9, 305-317.
- KALICKI, T., 1991** - The evolution of the Vistula River Valley between Cracow and Niepolomice in Late Vistulian and Holocene times in Starkel L. (edit.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*. *Pol. Acad. Sci.*, Wrocław, 11-37.
- KASSE, K., VANDENBERGHE, J. et BOHNCKE, S., 1995** - Climatic changes and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene in Frenzel, B., Vandenberghe, J., Kasse, K., Bohncke, S. and Gläser, B. (eds.). *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, *Paläoklimaforschung*, 14, 124-150.
- KERNEY, M.P., 1963** - Late-Glacial deposits on the chalk of South-East England. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, B 246, 203-254.
- KERNEY, M.P., BROWN, E.H. & CHANDLER, T.J., 1964** - The Late-Glacial and Post-Glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. *Phil. Trans. Royal Soc., London*, B 248, 135-204.
- KERNEY, M.P., CAMERON, R.A.D. et JUNGBLUTH, J.H., 1983** - *Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas*. Paul Parey, Hamburg, 384 p.
- KIDEN, P., 1991** - The Lateglacial and Holocene evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium in Starkel, L., Gregory, K.J. et Thornes, J.B. (eds.) *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley, Chichester, 283-299.
- KOZARSKI, S., 1983** - River channel adjustment to climatic change in west central Poland in Gregory (edit.). *Background to Palaeohydrology*. John Wiley, Chichester, 355-374.
- KOZARSKI, S., 1991** - Warta-a case study of a lowland river in Starkel, L., Gregory, K. and Thornes, J. (edit). *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley, Chichester, 189-195.
- LEFÈVRE, D., HEIM, J., GILOT, J. et MOUTHON, J., 1993** - Evolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France) : premiers résultats. *Quaternaire*, 4 (1), 17-30.
- LEHMAN, S.J. et KEIGWIN, L.D., 1992** - Sudden changes in North Atlantic circulation during the last glaciation. *Nature*, 356, 757-762.
- LEROYER, Ch., 1997** - *Hommes, Climat, Végétation au Tardé-et-Postglaciaire dans le Bassin parisien : apports de l'étude palynologique des fonds de vallée*. Thèse de doctorat de l'Université de Paris I, 2 vol., 786 p.
- LEROYER, Ch. et ALLENET, G., 1998** - Analyse pollinique des sites archéologiques de Rueil-Malmaison « Les Closeaux » in *Le Closeau : deux années de fouilles sur un gisement azilien et belloisien en bord de Seine à Rueil-Malmaison (Hauts-de-Seine)*. D.F.S. de sauvetage urgent, non publié, 27 p.
- LEROYER, C., PASTRE, J.F., FONTUGNE, M. et LIMONDIN, N., 1997** - Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène dans le bassin aval de la Marne (Seine-et-Marne, France) : chronostratigraphie et environnement des occupations humaines in Fagnart J.P et Thévenin A. (eds) *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest*, Ed. CTHS, Paris, 151-164.
- LEVESQUE, A.J., MAYLE, F.E., WALKER, I.R. et Cwynar, L.C., 1993** - The Amphi-Atlantic oscillation : a proposed Late-Glacial climatic event. A Contribution to the « North Atlantic Seaboard Programme » of IGCP-253, « Termination of the Pleistocene ». *Quat. Sci. Rev.*, 12, 629-643.
- LIMONDIN, N., 1995** - Late-Glacial and Holocene malacofaunas from archaeological sites in the Somme Valley (North France). *Journ. Archaeol. Sci.*, 22, 683-698.
- LIMONDIN-LOZOUET, N., 1997** - Mollusca in archaeological contexts: tools for palaeoenvironmental reconstructions. The example of «Le Closeau», a prehistoric site in the Seine river valley (France). *Heldia*, 4 (5), 166-171.
- LIMONDIN-LOZOUET, N., 1998** - Successions malacologiques du Tardiglaciaire weichsélien : corrélations entre séries du Nord de la France et du Sud-Est de la Grande-Bretagne. *Quaternaire*, 9 (3), 217-225.
- LOWE, J.J., AMMANN, B., BIRKS, H.H., BJÖRCK, S., COOPE, G.R., Cwynar, L., BEAULIEU J.L. de, MOTT, R.J., PETEET, D.M. & WALKER, M.J.C., 1994** - Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP) : a contribution to IGCP-253. *Journ. Quat. Sci.*, 9, 185-198.
- MULLENDERS, W., DESAIR-COREMANS, M. et GILOT, E., 1972** - Recherches palynologiques et datations 14C sur les dépôts tourbeux de Holsbeek. In : P. Vermeersch, Twee mesolitische sites te Holsbeek. *Archeol. Belgica*, 138, 133-141.
- MUNAUT, A.V. et PAULISSEN, E., 1973** - Evolution et paléocécologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96 (II), 301-346.
- 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). *Quaternaire*, 6 (3-4), 167-172.

- MUNAUT, A. V. et DEFGNÉE, A., 1997 - Biostratigraphie et environnement végétal des industries du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène dans le bassin de la Somme. In Fagnart J.P et Thévenin A. (Eds.) *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest*, Ed. CTHS, Paris, 27-37.
- ORLIAC, M., 1996 - Chronologie et topographie des sols d'habitat in Gaucher G. (Ed.) *Fouilles de Pincevent II. Le site et ses occupations récentes. Mém. Soc. Préhist. fr.*, 23, 35-51.
- PASTRE, J.F., CECCHINI, M., DIETRICH, A., FONTUGNE, M., GAUTHIER, A., KUZUCUOGLU, C., LEROYER, C. et LIMONDIN, N., 1991 - L'évolution holocène des fonds de vallées au nord-est de la région parisienne (France) : premiers résultats. *Physio-Géo*, 22-23, 109-115.
- PASTRE, J.F., FONTUGNE, M., KUZUCUOGLU, C., LEROYER, C., LIMONDIN-LOZOUET, N., TALON, M. et TISNÉRAT, 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. *Geomorphol.: rel. proces. env.* 4, 291-312.
- PREECE, R.C., 1994 - Radiocarbon dates from the «Allerød soil» in Kent. *Proc. Geol. Assoc.*, 105, 111-123.
- PREECE, R.C. & BRIDGLAND, D.R., 1998 - *Late Quaternary Environmental Change in North-west Europe. Excavations at Holywell Coombe, South-east England*. Chapman & Hall, London, 422 p.
- ROBLIN-JOUVE, A., 1984 - La très basse nappe alluviale de la Seine dans la région du site archéologique de Pincevent (Montreuil, Seine-et-Marne). *Bull. Assoc. Fr. Et. Quat.*, 2ème sér., 17-19, 45-51.
- ROBLIN-JOUVE, A., 1994 - Le milieu physique in Taborin Y. (edit.). Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien. *Doc. Archéo. Fr.*, Paris, 43, 12-35.
- ROSE, J., 1995 - Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain. *Paläoklimaforschung*, 14, 51-74.
- ROSE, J., TURNER, C., COOPE, G.R. et BRYAN, M.D., 1980 - Channel changes in a lowland river catchment over the last 13 000 years in Cullingford, R.A., Davidson, D.A. and Starke, L. 1994, *Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river Basin, Poland*. *Terra Nova*, 6, 486-494.
- SANCHEZ-GOÑI, M.F., 1996 - The older Dryas of Northern France in a West European Context. *Rev. Paléobio.* 15, 519-531.
- SCHMIDER, B., dir., 1992 - Marsangy, un campement des derniers chasseurs magdaléniens sur les bords de l'Yonne, *Et. et Rech. archéo. Univ. Liège*, 55, 275 p.
- STARKEL, L., 1994 - Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river Basin, Poland. *Terra Nova*, 6, 486-494.
- VALLADAS, H., 1981 - Datation par thermoluminescence de grès brûlés de foyers de quatre gisements du Magdalénien final du Bassin Parisien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, série II, 355-358.
- VALLADAS, H., 1994 - Chronologie des sites du Magdalénien final du Bassin parisien in Taborin Y. (edit.). Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien. *Doc. Archéo. Fr.*, Paris, 65-68.
- VANDENBERGHE, J., 1993 - Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Zeit. für Geomorphol.*, Suppl. Bd 88, 17-18.
- VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W. & ZILVERBERG, L., 1987 - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. *Boreas*, 16, 55-67.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S. & KOZARSKI, S., 1994 - Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra nova*, 6, 476-485.
- VAN GEEL, B., COOPE, R.G. & VAN DER HAMMEN, T., 1989 - Palaeoecology and stratigraphy of the Late Glacial type section at Usselo (The Netherlands). *Rev. Palaeobot. Palyno.*, 31, 359-448.
- VAN ZEIST, W. & VAN DER SPOEL-WALVIUS, M.R., 1980 - A palynological study of the Late-glacial and the Postglacial in the Paris basin. *Palaeohistoria*, 22, 68-109.
- WALKER, M.J.C., 1995 - Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition. *Quat. Intern.* 28, 63-76.
- WALKER, M.J.C., BOHNCKE, S.J.P., COOPE, G.R., O'CONNELL, M., USINGER, H. & VERBRUGGEN, C., 1994 - The Devensian/Weichselian Late-glacial in northwest Europe (Ireland, Britain, north Belgium, The Netherlands, northwest Germany): IGCP-253. *Journ. Quat. Sci.*, 9, 109-118.
- WHITTINGTON, G., FALICK, A. & EDWARDS, K.J., 1996 - Stable oxygen isotope and pollen records from eastern Scotland and a consideration of Late-Glacial and early Holocene climate change for Europe. *Journ. Quat. Sci.*, 11, 327-340.