



HAL
open science

Les tufs calcaires holocènes de la moyenne vallée de la Somme (Nord de la France) : répartition spatiale, chronostratigraphie et implications paléogéographiques

Léa Beaumont, Chloé Garcia, Pierre Antoine, Nicole Limondin-Lozouet, Boris Brasseur, Julie Dabkowski

► To cite this version:

Léa Beaumont, Chloé Garcia, Pierre Antoine, Nicole Limondin-Lozouet, Boris Brasseur, et al.. Les tufs calcaires holocènes de la moyenne vallée de la Somme (Nord de la France) : répartition spatiale, chronostratigraphie et implications paléogéographiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2023, 29 (3-4), pp.243-267. 10.4000/geomorphologie.18238 . hal-04746342

HAL Id: hal-04746342

<https://hal.science/hal-04746342v1>

Submitted on 22 Oct 2024

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.

Les tufs calcaires holocènes de la moyenne vallée de la Somme (Nord de la France) : répartition spatiale, chronostratigraphie et implications paléogéographiques

Holocene calcareous tufa of the middle Somme valley (northern France): spatial distribution, chronostratigraphy and palaeogeographical implications

LÉA BEAUMONT, CHLOÉ GARCIA, PIERRE ANTOINE, NICOLE LIMONDIN-LOZOUET, BORIS BRASSEUR ET JULIE DABKOWSKI

<https://doi.org/10.4000/11rh0>

Résumés

Français English

Les milieux de fond de vallée contiennent des archives sédimentaires essentielles documentant l'histoire climatique, environnementale et des sociétés humaines, tels que les tufs calcaires. Depuis le XIX^e siècle, géologues et archéologues étudient les tufs holocènes de la moyenne vallée de la Somme. Leur répartition géographique et les implications paléoenvironnementales et paléogéographiques étant toutefois peu détaillées, la présente étude couplant SIG et prospections de terrain affine les cartographies existantes. Les tufs surplombent le fond de vallée de 1 à 8 m, suggérant un niveau des nappes supérieur à l'actuel. Deux types de morphologie se distinguent : (i) les tufs inférieurs qui serpentent le long du lit (+1,5 à +4,5 m au-dessus du fond de vallée), associés à d'anciens chenaux (type 1), (ii) les tufs supérieurs (+5,5 à +7,5 m au-dessus du fond de vallée) et larges, en aval des vallées tributaires (type 2). La présence de craie du Turonien supérieur à Coniacien dans cette partie de la vallée de la Somme, plus chargée en carbonates que les autres substrats crayeux de la vallée, pourrait être un des facteurs favorables au développement des tufs dans la moyenne vallée. L'étude stratigraphique de l'une des formations de tuf serpentant dans la vallée démontre leur origine fluviale, de même que la prédominance des mollusques fluviaux et l'absence d'espèces de sources. Les différences morphologiques et stratigraphiques suggèrent un développement en deux temps, sous différents régimes hydrologiques. Les premiers dépôts de tuf, développés dès le Préboréal, puis leur arrêt à la fin de l'Atlantique, paraissent attribuables à un abaissement des nappes lié à des variations du climat. La fin de la précipitation des seconds dépôts de tuf, à l'âge du Bronze, pourrait être liée à une pression anthropique.

Valley floor environments contain important sedimentary archives that document the history of climate, environment and human societies, such as calcareous tufas. Since the 19th century, geologists and archaeologists have studied Holocene tufas of the middle Somme valley. However, their geographical distribution and their palaeoenvironmental and palaeogeographical implications were not well understood. This study, which combines GIS and fieldwork, has refined the existing maps. The tufas overhang the valley floor by 1 to 8 m, suggesting that the water table was higher than it is today. Two types of morphology can be distinguished: (i) tufas that meander along the river stream (+1.5 to +4.5 m above the valley floor), associated with old channels (type 1), (ii) higher and wider tufas (+5.5 to +7.5 m above the valley floor), downstream of adjacent valleys (type 2). The presence of Upper Turonian to Coniacian chalk as a substrate may be one of the factors favouring the development of the tufas in the middle valley. A stratigraphic study of one of the tufa meandering through the valley shows its fluvial origin, as does the predominance of fluvial mollusks and the absence of source species. Morphological and stratigraphic differences suggest two stages of development under different hydrological regimes. The earliest tufas developed in the Preboreal period and then stopped at the end of the Atlantic, apparently due to a lowering of the water table caused by climate changes. The end of precipitation of the second tufa deposits, at the Bronze Age, could be linked to anthropogenic pressure.

Entrées d'index

Mots-clés : tuf calcaire, SIG, stratigraphie, Holocène, vallée de la Somme, France

Keywords: calcareous tufa, GIS, stratigraphy, Holocene, Somme valley, France

Notes de la rédaction

Manuscrit reçu le 11 octobre 2023, reçu sous forme révisé le 17 mai, article définitivement accepté le 22 mai

Texte intégral

Cette étude a été financée par le DIM PAMIR (Région Ile-de-France) et a bénéficié du soutien financier du projet ArchéoFen (Université Picardie Jules Vernes, Laboratoire de Géographie Physique) pour les missions de terrains et les datations. Merci à Emilie Gallet-Moron pour les traitements SIG des données issues du LiDAR. Les auteurs remercient grandement François Bétard pour ses relectures attentives et ses commentaires constructifs.

1. Introduction

- 1 Les tufs calcaires sont des dépôts carbonatés continentaux précipitant à proximité de sources et dans les cours d'eau, à température ambiante (Capezzuoli et al., 2013). Leur mise en place résulte de la dissolution des carbonates d'un substrat nécessairement calcaire, puis de leur transport dans les eaux souterraines et leur précipitation à l'air libre, due au dégazage du CO₂ lors de la résurgence des eaux. L'activité photosynthétique de la végétation et de micro-organismes telles que des cyanobactéries réduit aussi localement le taux de CO₂, induisant ainsi une précipitation de la calcite. Ces végétaux et micro-organismes peuvent eux-mêmes servir de socle sur lequel les carbonates peuvent se déposer. Les tufs calcaires sont fréquents en Europe et caractéristiques des périodes interglaciaires (Pentecost, 2005). Ils sont utilisés pour déterminer les variations des températures et d'humidité dans le passé par la géochimie (Pazdur et al., 1988 ; Andrews et al., 1994, 1997 ; Andrews, 2006 ; Dabkowski et al., 2011). Les tufs permettent également d'évaluer les changements des paysages à partir des bioindicateurs qu'ils contiennent, notamment les mollusques terrestres et aquatiques (*e.g.*, Kerney et al., 1980 ; Meyrick et Preece, 2001 ; Limondin-Lozouet et al., 2004, 2005, 2013 ; Alexandrowicz et al., 2016 ; Granai et al., 2020 ; Wackenheim et al., 2020).
- 2 Parmi les bassins fluviaux européens, le système de terrasses fluviales de la moyenne vallée de la Somme comprend un certain nombre de formations tufacées, bien localisées et documentées dans la littérature, permettant ainsi de reconstituer les optima climatiques pléistocènes de la région (Antoine et al., 1998, 2003a ; Antoine et Limondin-Lozouet, 2004 ; Antoine et al., 2024). Bien que des données anciennes attestent de dépôts de tufs dans le fond de vallée de la Somme (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969) et dans certaines vallées tributaires telles que La Selle (Limondin-Lozouet et Antoine, 2001 ; Antoine et al., 2003b ; Bostyn et al., 2016) ou L'Hallue (Limondin-Lozouet et al., 2013), la connaissance des tufs holocènes de la moyenne vallée reste incomplète. Des interrogations quant à leur origine, fluviale (Boucher de Perthes, 1847) ou en rapport avec des sources jaillissant à travers les formations de graviers du fond de vallée (Commont, 1910) subsistent encore. En parallèle aux tufs, d'importants dépôts de tourbes sont recensés (Commont, 1910 ; Dubois, 1949 ; Bourdier, 1969) mais le lien entre ces deux types de formations reste obscur dans le cas du fond de vallée de la Somme. Enfin, la répartition géographique des tufs au sein de la vallée n'est pas totalement bien définie.
- 3 De récentes études, alliant SIG et relevés de terrain, ont permis de mettre à jour ces données. L'enjeu de ce travail est ainsi de mieux comprendre l'évolution environnementale du fond de vallée, en lien avec les variations hydrologiques (hauteur et vitesse des écoulements) et morphologiques (position de la paléo-Somme à l'Holocène) du fleuve Somme, fortement modifié par les activités anthropiques au cours de l'Holocène récent, en particulier à partir de l'âge du Bronze.

2. Zone d'étude et historique des recherches

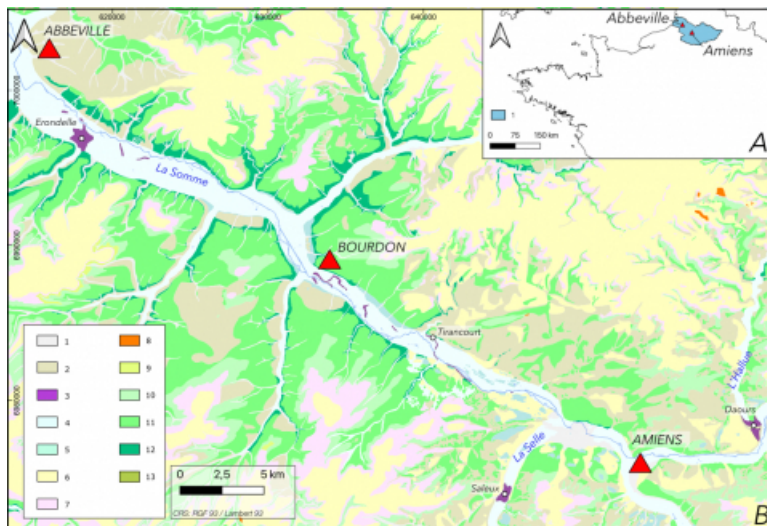
2.1. Caractéristiques géographiques et géomorphologiques

- 4 Le contexte climatique de la vallée de la Somme est tempéré sous influence océanique. La température annuelle moyenne est d'environ 10°C, avec une amplitude d'environ 13°C entre la moyenne des mois les plus chauds et la moyenne des mois les plus frais. Les masses d'air frais et humide de l'Atlantique nord apportent des précipitations assez abondantes tout au long de l'année, comprises entre 625 mm annuels sur le plateau picard à 1 000 mm dans le secteur Artois-Picardie (Méléneq et al., 2017). La superficie du bassin versant de la Somme est peu élevée (environ 4 000 km²) et les débits moyens du cours d'eau sont également faibles et compris entre 20 et 30 m³/s (Antoine, 1997). Ce bassin versant repose sur un substrat crayeux datant du Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien, Sénonien – dont Coniacien et Santonien), riche en silex sur les versants. Ce substrat est sous une couverture lössique quaternaire dans la moitié

nord de la Picardie, ce qui comprend la vallée de la Somme (Chrétien, 2007). L'épaisseur de ces formations crayeuses peut atteindre plus de 300 m dans la région picarde. La craie picarde est fracturée mais assez peu karstifiée. Les phénomènes karstiques y sont donc rares et petits (Audra, 2010). Lorsque c'est le cas, il s'agit de karst sous couverture des calcaires indifférenciés du Bathonien-Callovien inférieur (Dogger au Jurassique) du Bassin Parisien.

- 5 La masse d'eau associée au secteur de cette étude correspond à celle de la Craie de la vallée de la Somme aval. L'aquifère drainé par le fleuve Somme correspond à la Nappe de la craie (Turonien à Sénonien), qui confère des propriétés alcalines au cours d'eau. Dans ce secteur, la craie picarde a une double porosité (matricielle et de fissures) et contient une nappe libre, sauf sous les alluvions en fond de vallée humide où le régime de la masse d'eau est semi-captif (Chrétien, 2007). La porosité de cet aquifère est élevée (40 %), néanmoins le coefficient de perméabilité interstitielle ne dépasse pas 10^{-5} m/s. Par contre dans les zones plus fracturées, à proximité et sous les vallées actives et vallons de plateau, la perméabilité de fissures induit une perméabilité de la craie plus importante (10^{-3} m/s à 10^{-2} m/s dans les vallées, contre 10^{-4} m/s sur les plateaux). Les écoulements d'origine gravitaire ont lieu dans la partie supérieure de la craie, grâce à la présence de fissures bien interconnectées et suffisamment ouvertes, produites par la tectonique et les phénomènes de dissolution liés à l'infiltration des eaux de pluie (Agence de l'eau Artois-Picardie, 2013). Dans les zones sans couverture argileuse, la craie du Séno-Turonien est soumise à l'altération chimique des eaux météoriques, qui agrandissent ces fissures, de manière de moins en moins efficace lorsque la profondeur augmente. Les circulations dans la nappe de la craie ont donc des vitesses très variables en fonction de la profondeur et de l'hétérogénéité de cet aquifère. Dans les trente premiers mètres de la zone saturée, la transmissivité est comprise entre 10^{-3} m/s et 10^{-1} m/s (Chrétien, 2007). Le taux d'emmagasinement des écoulements en vallée est estimé entre 0,5 % et 1 %, tandis qu'il reste inférieur à 0,5 % sur les plateaux (Agence de l'eau Artois-Picardie, 2013).
- 6 La recharge de l'aquifère est d'origine pluviale (par infiltration directe lorsque la nappe est libre) et est évaluée à 267 mm dans ce secteur (Chrétien, 2007). Elle s'effectue de novembre à avril, avec un pic en janvier, tandis que la période d'étiage a lieu de juin à octobre. Le temps de renouvellement des eaux est estimé à environ 3 mois. L'alimentation de cette masse d'eau provient à 95 % du drainage par le réseau hydrographique et ses zones d'émergences correspondent essentiellement à des sources dans les vallées, lorsque la nappe de la craie rencontre les alluvions, moins perméables (Agence de l'eau Artois-Picardie, 2013).
- 7 Cette masse d'eau se retrouve dans la portion du fleuve comprise entre Amiens et Abbeville, dans laquelle sont concentrés les tufs holocènes du bassin de la Somme (Commont, 1910). Ils se situent dans le fond de vallée, accompagnés de formations quaternaires constituées notamment d'alluvions fluviales (graviers, sables, silts, tourbes et limons remaniés) d'âge holocène (fig. 1). Ils sont contemporains à des dépôts de tourbe associés (Bourdier, 1969). Dans certaines régions telles que le Périgord-Quercy, l'association entre ces types de sédiments est commune et s'explique par le développement de tufs sous forme de barrages à l'arrière desquels se dépose un remblaiement de tourbe et d'autres sédiments (Vaudour, 1994). Cependant pour la vallée de la Somme, ni la relation entre tufs et tourbes, ni les mécanismes précis de mise en place des tufs ne sont bien compris. Quelques-uns de ces tufs holocènes contiennent des artefacts archéologiques, témoins d'une occupation ancienne du fond de vallée. Ces vestiges datent du Néolithique voire de l'âge du Bronze ancien comme en témoignent les haches en bronze retrouvées dans les tufs de plusieurs localités telles que Yzeux, Éronnelle et La Chaussée-Tirancourt (Commont, 1910), ou encore de vases néolithiques découverts au sein des tufs de Belloy-sur-Somme (Breuil, 1908) et Étouvie (Antoine, comm. perso. ; Garcia et al., 2022). Dans les vallées tributaires de la Somme, peu de dépôts de tufs holocènes ont été recensés et étudiés. Dans la vallée de la Selle, le site de Conty (Limondin-Lozouet et Antoine, 2001 ; Antoine et al., 2012 ; Bostyn et al., 2016) a délivré des vestiges mésolithiques et néolithiques compris dans des dépôts de tufs. À quelques kilomètres en amont de la moyenne vallée, à la confluence entre la Somme et l'Hallue, le tuf de Daours s'est également développé au début de l'Holocène, au moins entre 7340 cal. BP et 4938 cal. BP. Cette séquence de tuf, d'une épaisseur maximale de 11 m, est la plus épaisse du bassin de la Somme (Limondin-Lozouet et al., 2013).

Fig. 1 - Carte géologique de la Moyenne vallée de la Somme.
Fig. 1 - Geological map of the Middle Somme valley.



A : 1. Bassin versant de la Somme. B : 1. Colluvions de fond de vallon, Quaternaire ; 2. Colluvions sur versants, Quaternaire ; 3. Tufs, Holocène ; 4. Alluvions fluviales récentes, Holocène ; 5. Alluvions fluviales anciennes, Pléistocène ; 6. Limons loessiques, Pléistocène ; 7. Formations résiduelles à silex, Cénozoïque ; 8. Sables et grès mamelonnés remaniés, Sparnacien ; 9. Craie blanche localement phosphatée à rares silex, Santonien ; 10. Craie blanche localement phosphatée à silex, Santonien ; 11. Craie blanche à *Micraster decipiens/coranguinum*, Coniacien-Santonien ; 12. Craie blanche à nombreux silex à *Micraster leskei*, Turonien sup. à Coniacien inf. ; 13. Craie marneuse, Turonien inf. à moyen.

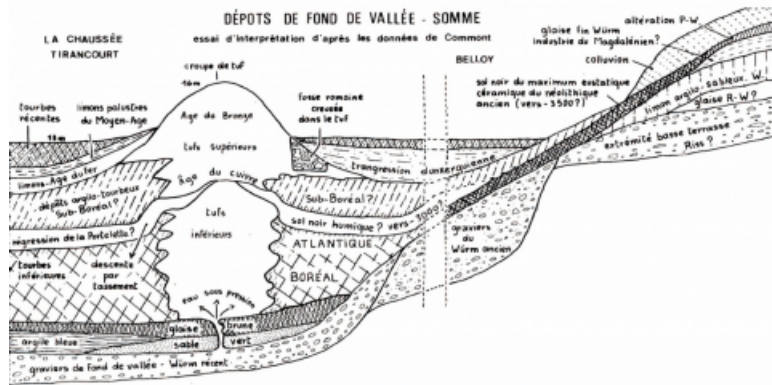
A: Somme basin. B: 1. Topographic colluvium, Quaternary; 2. Slope colluvium, Quaternary; 3. Tufa, Holocene; 4. Recent fluvial alluvium, Holocene; 5. Ancient fluvial alluvium, Pleistocene; 6. Loessic silts, Pleistocene; 7. Residual flint formations, Cenozoic; 8. Hilly sand and sandstone, Sparnacian; 9. White chalk locally phosphatic with rare flints, Santonian; 10. Locally phosphatic white chalk with flints, Santonian; 11. White chalk with *Micraster decipiens/coranguinum*, Coniacian-Santonian; 12. White chalk with numerous flints and *Micraster leskei*, upper Turonian to lower Coniacian; 13. Marly chalk, Lower to Middle Turonian.

- 8 L'emprise humaine sur le paysage de la Somme débute à l'âge du Bronze final avec l'intensification des pratiques agro-pastorales (Brun et al., 2005) et des défrichages d'abord néolithiques, puis gaulois et médiévaux (Fossier, 1974). Les aménagements du fleuve tels que des barrages datent de l'époque gallo-romaine (Cloquier, 2006 ; Garcia et al., 2022) et son tracé actuel a été défini par des travaux de canalisation ayant débuté au XVIII^e siècle, dans le but de faciliter le transport fluvial en direction de la mer (Cloquier, 2002 ; François, 2021). Sa morphologie actuelle est donc artificielle, régulée par des canaux, méandres, empièvements et écluses anthropiques (Izembart et Le Boudec, 2004). Les travaux de canalisation du fleuve ne sont pas les seuls à avoir modifié son tracé. Les tourbes situées dans la haute et moyenne vallée ont été exploitées pour leurs propriétés de combustion jusqu'au XX^e siècle et ce depuis au moins le début du XIII^e siècle (Cloquier, 2006). En découlent de nombreux étangs d'origine anthropique, témoins de l'intensité des modifications du paysage par l'homme, qui ont eu un impact sur le régime hydrologique du cours d'eau, notamment un abaissement du niveau d'eau et une diminution des écoulements liés à la présence de barrages, au drainage et à l'extraction des tourbes. Le tracé dit « naturel » du fleuve ne peut donc pas être défini à partir des sources et cartes historiques et nécessite une étude géomorphologique du fond de vallée.

2.2. Historique des recherches

- 9 Durant les XIX^e et XX^e siècles, plusieurs études ont tenté de déterminer l'origine des tufs holocènes du fond de vallée et leur répartition géographique. Boucher de Perthes (1847) est un des premiers auteurs à s'être intéressé à ce qu'il décrit comme des « croupes » de tufs calcaires en relief dans le fond de vallée et émet l'hypothèse qu'il pourrait s'agir d'anciens chenaux de la Somme, colmatés par ces dépôts calcaires. Au siècle suivant, d'autres auteurs ont affiné les connaissances géologiques sur cette vallée, notamment en ce qui concerne la présence de ces croupes, sans reprendre l'hypothèse de Boucher de Perthes sur l'origine des tufs. D'après eux, la morphologie en « champignon » des tufs est soit induite par une précipitation de carbonates provenant de sources jaillissant du fond de la vallée (Commont, 1910), soit issues d'un processus de concrétionnement des dépôts de tufs contemporain à un développement de tourbes dans la vallée (Bourdier, 1969) (fig. 2). Ces tourbes se retrouvent interstratifiées avec les dépôts de tufs.

Fig. 2 - Schéma de synthèse des dépôts de fond de vallée de la Somme par Bourdier (1969).
Fig. 2 - Synthesis diagram of the Somme valley floor deposits by Bourdier (1969).



10 D'après Commont (1910) les tufs sont présents sur toute la longueur de la moyenne vallée, leur répartition étant liée aux différences de substrat dans le fond de la vallée, car tous n'ont pas la même capacité à libérer les carbonates favorables au tuf. Toujours d'après cet auteur, leur morphologie peut être discutée en fonction de leur position géographique dans le fond de vallée. A l'amont, les tufs de la rive gauche situés entre l'usine Carmichaël à Ailly et la ville de Breilly forment une masse ininterrompue de croupes très rapprochées sur une centaine de mètres de largeur, d'une épaisseur totale pouvant atteindre 7 à 9 m. Entre la localité de Tirancourt et Bourdon les croupes sont plus espacées mais atteignent toujours 9 m d'épaisseur. Enfin, les tufs situés plus à l'aval entre Pont-Rémy et Liercourt ont la forme d'une nappe continue sur toute la largeur de la vallée, d'une épaisseur plus modeste de 5 à 7 m (fig. 3).

Fig. 3 - Localisation et morphologie des tufs de la moyenne vallée de la Somme, d'après les descriptions de Commont (1910).

Fig. 3 - Location and tufa morphology in the middle Somme valley, according to Commont (1910).



1. Nappe continue de 5 m à 7 m d'épaisseur ; 2. Croupes de tuf rapprochées de 7 m à 9 m d'épaisseur ; 3. Masse ininterrompue de croupes de 7 m à 9 m d'épaisseur ; 4. Cours d'eau ; 5. Plan d'eau ; 6. Végétation. Fond de carte : BDAlti et BDTopo IGN.
1. Continuous nappe 5 m to 7 m thick; 2. Close tufa mounds 7 m to 9 m thick; 3. Uninterrupted mass of tufa mounds 7 m to 9 m thick; 4. Watercourse; 5. Water surface; 6. Vegetation. Map: BDAlti, BDTopo IGN.

11 Selon Bourdier (1969) (tab. 1, fig. 2), les premiers dépôts de tuf reposent sur les dépôts de sables verts, glaise brune et argile bleue, aujourd'hui datés du Tardiglaciaire. Il estime donc les tufs contemporains au développement de tourbe jaune et noire et d'âge fin Boréal à Atlantique (environ 7500 BP à 5500 BP), lors de la transgression marine du Néolithique ancien. Des travaux plus récents sur le tuf d'Étouvie (Antoine, comm. perso. ; Garcia et al., 2022) montrent néanmoins que certains dépôts de tufs sont antérieurs aux premiers dépôts de tourbe holocène. Toujours selon Bourdier, les périodes de transgression marine sont favorables au développement simultané des tufs et tourbes. Ainsi au Néolithique ancien, il estime une élévation du niveau du fond de vallée dans l'estuaire de la Somme (Abbeville) jusqu'à 5 à 10 m au-dessus du niveau actuel à cette période. Le développement des tufs s'est ensuite arrêté lors de la régression de la Portelette (environ 5500 BP à 4800 BP) durant laquelle le niveau du fond de vallée dans l'estuaire serait redescendu 10 m en dessous du niveau actuel. Un sol noir humique se développe alors à la place des tufs et tourbes, suivi de dépôts argilo-tourbeux. La sédimentation des tufs reprend progressivement durant l'âge du Cuivre, en même temps qu'une nouvelle période de transgression marine (vers 3800 BP) où le niveau marin se situe selon cet auteur à +3 m au-dessus du niveau actuel. S'ensuit une période d'arrêt et d'altération de la formation des tufs à l'âge du Fer, pendant laquelle des limons gris se déposent. Durant toutes les oscillations du niveau marin au Subatlantique aucun dépôt de tuf n'est recensé par Bourdier, les dépôts sont constitués de limons. Néanmoins, les travaux plus récents sur les oscillations du niveau marin à l'Holocène le long de la côte Atlantique française et de la Manche (Gandouin et al., 2007 ; Goslin et al., 2013 ; Stéphane, 2011 ; Stéphane et Goslin, 2014) minorent ces élévations. Contrairement aux hypothèses avancées par Bourdier (1969), le niveau marin n'aurait pas dépassé celui actuel pendant l'Holocène (Stéphane et Goslin, 2014), bien que deux épisodes de transgression marine aient eu un impact régional (Gandouin et al., 2007) : Calais II (6190 +/- 65 BP) durant l'Atlantique et Dunkerque O-I (3500 BP à 2500 BP) à l'âge du Bronze.

Tab. 1 - Âge des dépôts du fond de vallée de la Somme, d'après Bourdier (1969).
Tab. 1 - Deposit age of the middle Somme valley, according to Bourdier (1969).

Dépôts	Palynozone	Oscillations du niveau marin
Tourbes et sols tourbeux		Transgression actuelle
Limons palustres, sol à poteries médiévales		Régression
Limons dunkerquiens (Vè siècle)	Subatlantique	Transgression dunkerquienne
Limons gris vaseux, altération du tuf (Âge du Fer)		Régression samarienne
Dépôts argilo-tourbeux et tufs supérieurs (Âge du Cuivre)	Subboréal	Transgression , vers 3800 BP
Sol noir humique	Fin Atlantique	Régression de la Portelette, vers 5000 BP
Tourbe jaune et noire, tufs inférieurs (Néolithique)	Atlantique Fin Boréal	Transgression du Néolithique ancien
Sables, glaise brune, argile bleue	Boréal Préboréal Tardiglaciaire ?	Transgression du Néolithique ancien

- 12 Ainsi, la nature des tufs (fluvatile ou de source), les mécanismes responsables de leur développement dans la moyenne vallée et leur lien avec les formations de tourbe restent encore débattus et les recherches sur le sujet nécessitent des approfondissements. Une origine fluvatile des dépôts de tufs pourrait se distinguer à partir d'une étude cartographique, si leur répartition dans la vallée suit une structure chenalisée et ainsi trancher entre les hypothèses contraires proposées par Boucher de Perthes (1847), Commont (1910) et Bourdier (1969). L'étude stratigraphique et malacologique de ces tufs permettrait également de répondre à la problématique soulevée par ces auteurs, voire de caractériser les variations de la hauteur d'eau et le lien entre les formations de tufs et de tourbes.

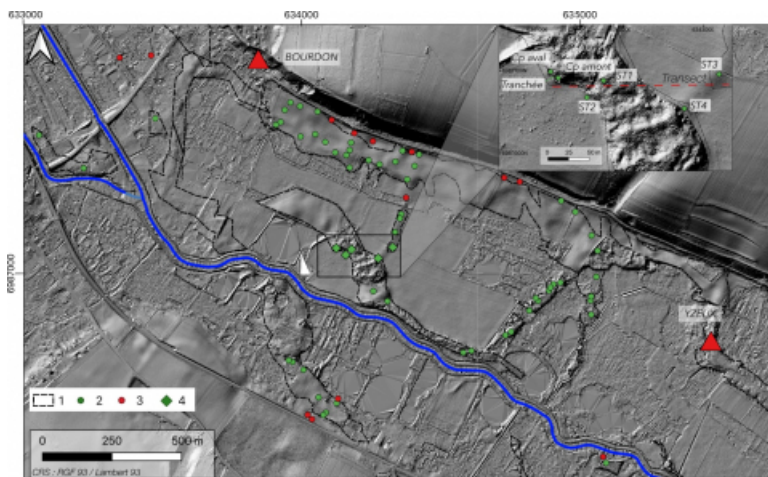
3. Méthodologie

- 13 Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la moyenne vallée de la Somme, issu de données LiDAR, a permis de repérer les lieux à prospecter et la présence de dépôts de tuf a ensuite été vérifiée par des sondages sur le terrain.

3.1. Réalisation et étude du MNT de la moyenne vallée

- 14 Le MNT LiDAR du fond de vallée provient du LiDAR HD de l'IGN (fig. 4). Le modèle ombrage réalisé de manière à mieux visualiser les reliefs se détachant du fond de vallée suit la configuration suivante : un degré d'orientation de 45°E ; une orientation du soleil de 30°E ; un facteur d'amplification du relief de 5. La comparaison avec la carte géologique du BRGM au 1/50 000 de la Somme (BD_Charm50) montre une corrélation entre les tufs déjà recensés par les précédents auteurs et les reliefs qui se démarquent dans le fond de vallée. Les tufs déjà recensés correspondent systématiquement à des zones en relief visibles au MNT. L'objectif de cette étude est de vérifier si les bombements non-inventoriés en tant que tufs en sont constitués, ou non. Pour cette raison le secteur de Bourdon-Yzeux, comportant certaines de ces formes en relief, a été choisi afin de mener l'étude de terrain.

Fig. 4 - Sondages entre Bourdon et Yzeux.
Fig. 4 - Boreholes between Bourdon and Yzeux.



1. Tufs supposés ; 2. Présence de tuf ; 3. Absence de tuf ; 4. Sondages et coupes. Fond de carte : relief ombré dérivé du LiDAR HD de l'IGN.

1. Presumed tuffas; 2. Presence of tufa; 3. Absence of tufa; 4. Boreholes and cross-sections. Map: shaded relief extracted from IGN LiDAR HD.

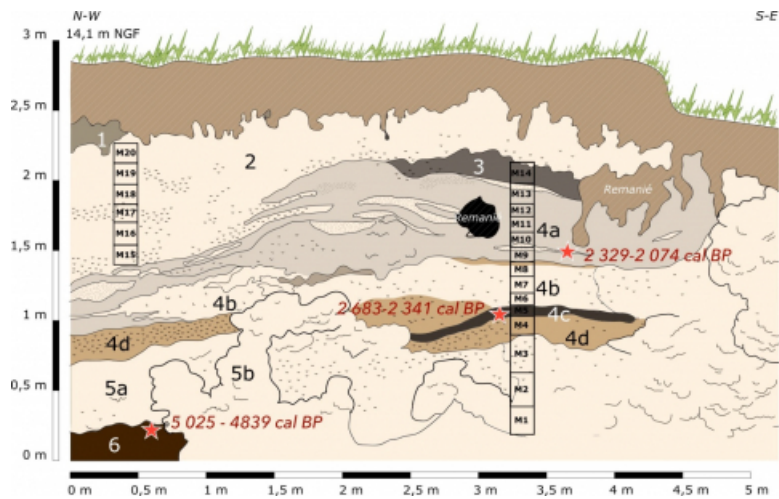
3.2. Sondages systématiques : vérification de la présence ou non de dépôts de tuf

- 15 Le secteur compris entre les communes de Bourdon et Yzeux comprend un massif de tuf mentionné dans la littérature (Commont, 1910), correspondant à un bourrelet qui se distingue sur le MNT. Il a donc été choisi pour l'étude de terrain et sondé à la tarière manuelle à gouge de 3 cm de diamètre en 71 points, allant de 1 m à 1,50 m de profondeur. Les sondages ont été effectués selon des transects parallèles et perpendiculaires à la vallée afin de délimiter les contours des différents massifs de tuf (fig. 4). Ces points géo-référencés directement sur le terrain servent à vérifier si la présence de tuf supposée à partir du MNT concorde bien à la réalité du terrain.

3.3. Caractérisation du massif de tuf de Bourdon et prélèvements malacologiques

- 16 Pour déterminer la nature des tufs, l'analyse du MNT du fond de vallée a été couplée à l'étude de trois coupes stratigraphiques et quatre sondages. Les trois coupes ont été réalisées à la pelle mécanique, sur le côté sud-est d'un massif saillant de tuf de forme allongée et positionné vers le centre de la vallée sur la commune de Bourdon (fig. 4). Les coupes amont et aval ont été faites directement sur les bords de la croupe de tuf, parallèlement à l'axe de la vallée. La coupe transversale a été observée dans une tranchée réalisée à la pelle mécanique, faite à la perpendiculaire de ces deux coupes afin de voir la transition entre le massif de tuf et la tourbe sur laquelle il repose.
- 17 Les quatre sondages à la tarière ont été réalisés sur ce même massif et ses bordures (fig. 4). Au sommet de la croupe, le sondage ST1 a été effectué à la foreuse mécanique (SEDIDRILL) équipée d'une tarière hélicoïdale de 15 cm de diamètre, jusqu'à 9,60 m de profondeur. Les sondages ST2, ST3 et ST4 ont été faits à la tarière manuelle, avec une gouge de 3 cm de diamètre, sur une profondeur de 5 m. Le sondage ST2 a été effectué en contrebas du sondage ST1, à côté de la croupe de tuf (au sud) et le sondage ST4 de l'autre côté de cette croupe (au nord). Enfin, le sondage ST3 a été fait sur un relief longitudinal peu saillant (cordon) apparaissant en relief sur le MNT, en contrebas de la croupe étudiée sur son côté nord. Les quatre sondages et un log synthétique de la coupe amont ont servi à réaliser le transect du massif de Bourdon, en les positionnant par rapport aux altitudes et distances respectives. Puis, par extrapolation des différents ensembles sédimentaires des sondages et du log, une stratigraphie en continu du massif a été reconstituée.
- 18 Pour caractériser l'environnement local, les études stratigraphiques ont été couplées à une étude malacologique réalisée sur la coupe amont. Vingt échantillons de 3 litres de tuf ont été prélevés sur deux colonnes continues avec un pas d'échantillonnage de 15 cm, ajusté en fonction des unités stratigraphiques (fig. 5). Dans un premier temps huit d'entre eux ont été sélectionnés pour analyse afin de caractériser le contexte paléoenvironnemental de chacune des unités stratigraphiques. Le tamisage a été effectué à l'eau avec un premier tamis de 2 mm pour la fraction grossière et un second à 0,5 mm pour la fraction fine. Le volume traité au tri de chaque échantillon dépendait de sa richesse en individus. Les effectifs des espèces de chaque échantillon ont ainsi été ramenés à un volume égal, correspondant à 100% du volume total de l'échantillon, afin d'en faire la comparaison pour un volume égal de tuf trié. Le protocole de comptage a été fait suivant les recommandations de Puisségur (1976). La détermination des espèces s'est basée sur les travaux de Glöer (2019), Kerney (1979) et Welter-Schultes (2012). Les groupes écologiques dans lesquels sont réparties ces espèces ont été déterminés suivant la classification de Puisségur (1976).

Fig. 5 - Coupe amont du tuf de Bourdon.
Fig. 5 - Upstream cross-section of Bourdon tufa.



1. Niveau gris sombre ; 2. Tuf sableux bien induré ; 3. Tuf limoneux très gris ; 4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 4b. Tuf granulaire riche en malacofaune ; 4c. Niveau gris riche en malacofaune ; 4d. Tuf à oncolithes et branchettes ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 5c. Tuf granulaire ; 6a. Limons de tourbe dégradée ; 6b. Tourbe ; 6c. Limons organiques interstratifiés avec des limons crayeux.

1. Dark grey level; 2. Indurated sandy tuff; 3. Grey silty tuff; 4a. Alternating silty tuff and lentils of sandy tuff; 4b. Granular tuff; 4c. Grey level rich in malacofauna; 4d. Oncolithic tuff with vegetation small branches; 5a. Granular tuff with oncoliths; 5b. Tuffa dam; 5c. Granular tuff; 6c. Organic and chalky silts; 6a. Degraded peat silts; 6b. Organic silts interbedded with chalky silts.

3.4. Datations

19 Cinq dates radiocarbone ont été réalisées par le *Poznan Radiocarbon Laboratory*, dans les coupes du massif de tuf de Bourdon et dans le sondage ST1. Deux d'entre elles ont été obtenues sur charbons contenus dans des niveaux de tuf de la coupe amont (fig. 4). Les trois autres proviennent de niveaux tourbeux situés sous le tuf des coupes amont et transversale et dans le sondage ST1 (fig. 4). Les dates calibrées ont été calculées à partir d'OxCal v4.4.4. (Bronk Ramsey, 2021), en utilisant la courbe IntCal20 (Reimer et al., 2020).

4. Résultats

4.1. Observations au MNT et vérifications de terrain

20 Des croupes proéminentes se distinguent nettement dans le fond de vallée sur le MNT (fig. 4) et apparaissent, lorsque le sol cultivé est à nu, comme des surfaces plus claires sur les orthophotographies aériennes. Leur élévation par rapport au sol du fond de vallée est comprise entre 1-4,5 m et 5,5-7,5 m. Ces proéminences sont fréquentes sur toute la longueur de la moyenne vallée.

21 Certains de ces reliefs serpentent de manière quasi-continue dans le fond de vallée, comme par exemple entre les villes de Bourdon et d'Yzeux, ou entre Picquigny et La-Chaussée-Tirancourt. Ils sont disposés soit parallèlement aux écoulements actuels de la Somme, soit transversalement et ne suivent donc pas sa morphologie actuelle. D'autres sont présents sous forme d'imposants massifs, en sortie de vallons tributaires à la Somme, notamment aux alentours des villes d'Érondelle (confluence avec la rivière de Bellifontaine), Longpré (confluence avec la rivière d'Airaines) et Flixecourt (confluence avec la Nièvre).

22 Entre Bourdon et Yzeux, les 71 sondages effectués à la tarière manuelle et visant à vérifier de manière systématique la présence ou l'absence de dépôts de tuf entre 1 m et 1,5 m de profondeur ont permis de tester la corrélation entre la présence de tuf supposée sur le MNT et les données de terrain, ainsi que de délimiter plus précisément l'ampleur des massifs entre ces deux communes. Les sondages effectués entre Bourdon et Yzeux montrent que les zones en relief repérées via le MNT correspondent systématiquement à des dépôts de tuf dans le fond de vallée (fig. 4). À proximité des versants, les limites des massifs de tuf apparaissent toutefois moins claires. Les microreliefs bosselés visibles sur le MNT correspondent donc bien à des dépôts de tuf dans ce secteur, à condition de rester prudent quant à l'interprétation des limites des massifs de tuf sur les versants.

4.2. Stratigraphie et malacologie du massif de tuf de Bourdon

4.2.1. Coupes

23 Les deux coupes stratigraphiques du massif, amont et aval, et la tranchée perpendiculaire mettent en évidence différentes unités stratigraphiques (fig. 4). La coupe amont mesure 3 m de hauteur pour 5 m de large (fig. 5). À sa base, un niveau tourbeux (US 6b) s'est déposé jusqu'à au moins 5025-4839 cal. BP (date

sur tourbe : BRD_2T Poz-141365) (tab. 2), auquel succèdent des dépôts tufacés. L'unité 5 est caractérisée par du tuf très induré (US 5b) et du tuf à oncolithes (US 5a), suivant une morphologie de barrages (US 5b) et de vasques (US 5a) et indiquent une origine fluviatile des tufs ainsi que des écoulements assez dynamiques. L'unité suivante comprend également des niveaux riches en oncolithes et branchettes à fort hydrodynamisme (US 4d), mais aussi un niveau gris (US 4c), daté sur charbon à 2683-2341 cal. BP (BRD_4C Poz-155071) (tab. 2) et un niveau de tuf granulaire (US 4b), tous deux riches en malacofaune. La présence d'un système de barrages de tuf comportant des massifs de type « chou-fleur » (US 5c), tels que ceux décrits sur le site de Caours et surtout la présence d'oncolithes (US 5a et US 4d), suggèrent un environnement de dépôt plutôt dynamique (Dabkowski et al., 2016 ; Pedley et al., 1996). La stratigraphie alterne ensuite entre du tuf limoneux gris clair indiquant des environnements moins dynamiques et des lentilles de tuf sableux signes d'un milieu un peu plus énergétique (US 4a), sur environ 30 cm, dont un charbon a livré une date de 2329-2074 cal. BP (BRD_1C Poz-140516) (tab. 2). Ce niveau de tuf limoneux prend ensuite une teinte encore plus foncée (US 3). À la suite, le tuf redevient sableux et bien induré et montre une légère augmentation de la dynamique fluviatile (US 2). Au sommet de la coupe, le sol actuel repose sur un niveau gris très sombre (US 1).

Tab. 2 - Âges radiocarbone des dépôts de tufs de Bourdon.
Tab. 2 - Radiocarbon age of tufa deposits of Bourdon.

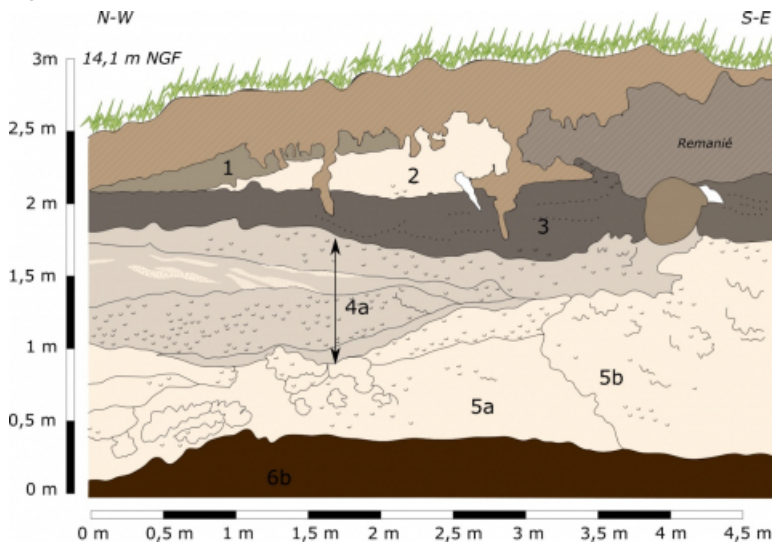
ID échantillon	C14 BP	de	à	%	Stratigraphie	Matériel
BRD_1C Poz-140516	2190 ± 35 BP	2329	2074	95.4	Tuf : US 4a coupe amont	Charbon
BRD_2T Poz-141365	4335 ± 35 BP	5025	4839	95.4	Tourbe : sommet US 6 coupe amont	Bulk de tourbe
BRD_4C Poz-155071	2385 ± 35 BP	2683	2341	95.4	Tuf : US 4c, échantillon M5 coupe amont	Charbon
BRD_3T Poz-156228	3395 ± 35 BP	3819	3495	95.4	Tourbe : sommet US 6b coupe transversale	Bulk de tourbe
BRD_5B Poz-155138	8900 ± 50 BP	10198	9781	95.4	Tourbe : sondage ST1 à 7,9 m	Bois dans la tourbe

(2020).

Calibration: OxCal IntCal20 - OxCal v4.4.4 Bronk Ramsey (2021); r:5 Atmospheric data from Reimer et al. (2020).

- 24 La coupe aval (fig. 6) est de mêmes dimensions que la coupe amont (3 m de haut pour 5 m de long). Elle se compose d'un niveau tourbeux (US 6b) à la base, puis d'un niveau de tuf à vasques (US 5a) et barrages (US 5b) qui indique un milieu assez énergétique. Le dépôt de tuf limoneux gris clair à lentilles de tuf sableux (US 4a), plus dilaté que sur la coupe amont, se développe sur 1 m d'épaisseur et témoigne de la diminution de l'hydrodynamisme. Puis les dépôts de tuf limoneux foncé (US 3) se mettent en place, suivis par le tuf sableux très induré (US 2) et le niveau gris sombre (US 1) sur lequel repose le sol actuel, suivant la même évolution que la coupe amont.

Fig. 6 - Coupe aval du tuf de Bourdon.
Fig. 6 - Downstream cross-section of Bourdon tufa.



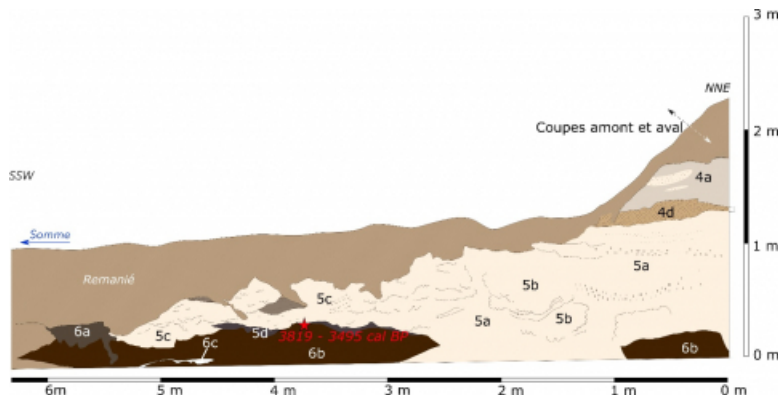
1. Niveau gris sombre ; 2. Tuf sableux bien induré ; 3. Tuf limoneux très gris ; 4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 6b. Tourbe.

1. Dark grey level; 2. Indurated sandy tufa; 3. Grey silty tufa; 4a. Alternating silty tufa and lentils of sandy tufa; 5a. Granular tufa with oncoliths; 5b. Tufa dam; 6b. Peat.

- 25 Entre ces deux coupes, la tranchée perpendiculaire met en évidence la jonction entre le tuf et la tourbe (fig. 7) sur une longueur de 6 m et une hauteur maximale de 2,20 m. L'unité de tourbe (US 6b) apparaît comme moins homogène que sur les coupes décrites précédemment puisqu'on y distingue à sa base des limons crayeux (US 6c) et à son sommet des limons organiques issus de la dégradation de la tourbe (US 6a). Le sommet de la tourbe (US 6b) donne un âge de 3819-3495 cal. BP (date sur tourbe : BRD_3T Poz-156228) (tab. 2). Un niveau limoneux gris (US 5d) et des dépôts de tuf granulaire (US 5c) se retrouvent au sud de la tranchée et montrent donc un hydrodynamisme plutôt faible. Du côté des coupes, se trouvent les unités de tufs de barrage (US 5b) et de vasques (US 5a), qui traduisent d'un environnement assez dynamique comme observé sur les coupes amont et aval. Latéralement, entre 1 m et 3 m, ces unités recoupent la tourbe, formant ainsi un chenal de tuf compris entre deux barrages. Enfin, les unités de tuf oncolithique (US 4d) puis de tuf limoneux à lentilles sableuses (US 4a) sont déposées au sommet, ce qui atteste d'un environnement plutôt énergétique. La stratigraphie de ces deux coupes et de la tranchée montre

des dynamiques sédimentaires similaires.

Fig. 7 - Coupe transversale du tuf de Bourdon.
Fig. 7 - Transversal cross-section of Bourdon tufa.



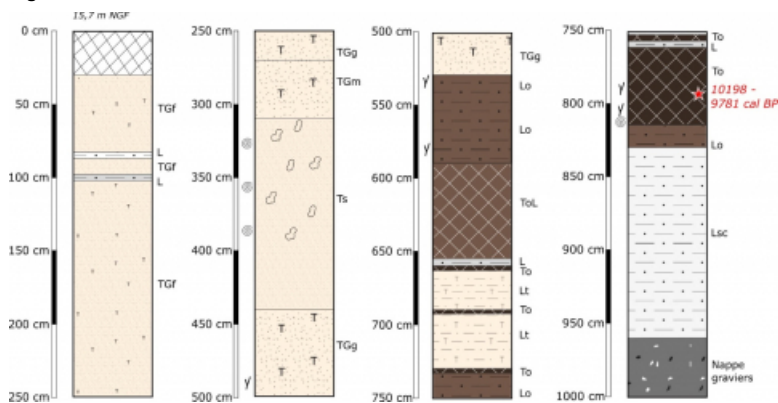
4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 4d. Tuf à oncolithes et branchettes ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 5c. Tuf granulaire ; 6a. Limons de tourbe dégradée ; 6b. Tourbe ; 6c. Limons organiques interstratifiés avec des limons crayeux.

4a. Alternating silty tufa and lentils of sandy tufa; 4d. Oncolithic tufa with vegetation small branches; 5a. Granular tufa with oncoliths; 5b. Tufa dam; 5c. Granular tufa; 6a. Degraded peat silts; 6b. Peat; 6c. Organic silts interbedded with chalky silts

4.2.2. Sondages

26 Le premier sondage ST1 (fig. 8), réalisé au sommet du massif de tuf de Bourdon (4,2 m au-dessus du fond de vallée) descend jusqu'à 10 m de profondeur. La nappe de graviers est atteinte à 9,6 m de profondeur et recouverte de 1,5 m de limons crayeux puis organiques. Un dépôt de 70 cm de tourbe très sombre est daté entre 10198 et 9781 cal. BP (obtenue sur du bois contenu dans la tourbe : BRD_5B Poz-155138) (tab. 2), puis 20 cm de limons organiques se développent ensuite. À partir de 7,3 m de profondeur les premiers tufs se déposent sur 70 cm, en alternance avec quelques fins passages de tourbe. Leur texture est fine ce qui traduit une faible intensité des écoulements. Un second dépôt de tourbe plus claire se met en place sur 70 cm et évolue peu à peu vers des limons. Au-dessus de 5,3 m de profondeur, un second ensemble de tuf se développe sur 5 m d'épaisseur. Jusqu'à -4,4 m le tuf est de type granulaire grossier et comporte un niveau riche en macrorestes végétaux à -4,9 m. Ce dépôt est recouvert jusqu'à -3,1 m par un tuf sableux et oncolithique, comprenant des niveaux extrêmement riches en coquille à 3,75 m, 3,55 m et 3,25 m de profondeur. Ce faciès oncolithique et sableux est signe d'une augmentation dans l'énergie des écoulements. Les dépôts de tuf prennent ensuite une texture granulaire de plus en plus fine, jusqu'au sol actuel, qui traduit une diminution progressive de l'hydrodynamisme.

Fig. 8 - Sondage ST1 du tuf de Bourdon.
Fig. 8 - Borehole ST1 of Bourdon tufa.



TGg. Tuf granulaire grossier ; TGf. Tuf granulaire fin ; TGm. Tuf granulaire massif ; Ts. Tuf sableux. Tb. Tuf granulaire fin bleuté ; Lt. Limons tufacés ; L. Limons ; Lo. Limons organiques ; ToL. Tourbe limoneuse ; To. Tourbe ; m.o. Matière organique ; Lgv. Limons gris-verts ; LTardi. Limons tardiglaciaires.

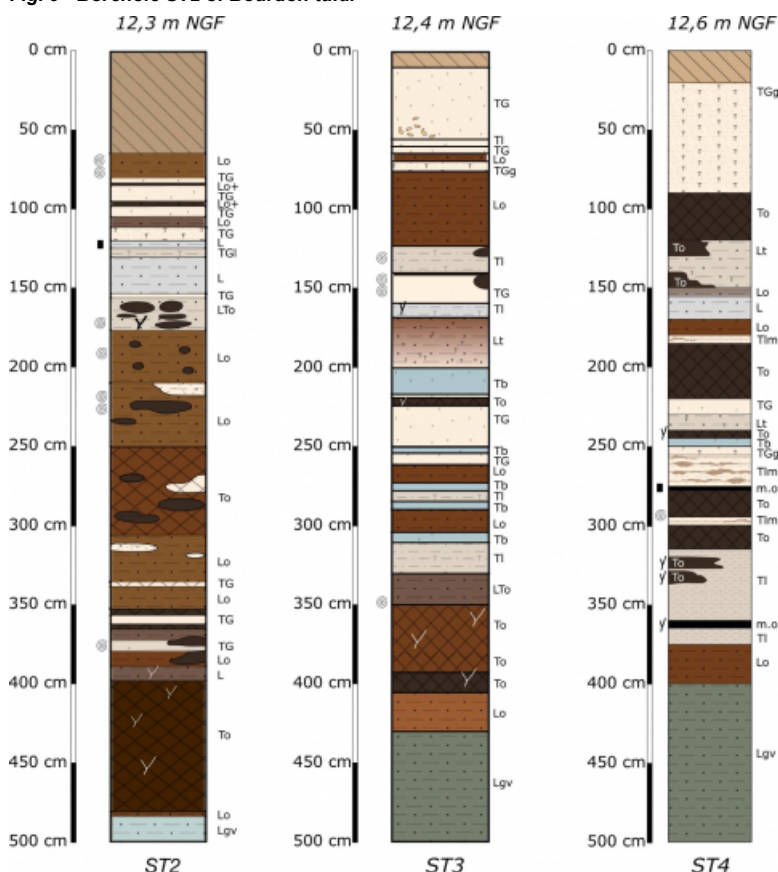
TGg. Coarse granular tufa; TGf. Fine granular tufa; TGm. Massive granular tufa; Ts. Sandy tufa; Tb. Bluish fine granular tufa; Lt. Tufaceous silts; L. Silts; Lo. Organic silts; ToL. Silty peat; To. Peat; m.o. organic matter; Lgv. Greyish-greenish silt; LTardi. Tardiglacial silts.

27 En contrebas de ce massif, côté sud (fig. 4), le sondage ST2 (fig. 9) descend à 5 m de profondeur (0,8 m au-dessus du fond de vallée). À la base, 30 cm de limons gris-vert sont surmontés par 70 cm de tourbe sombre à macrorestes végétaux, puis de limons intercalés à quelques passées plus tufacées entre -4 m et -3 m. À partir de 3 m de profondeur, un second dépôt de tourbe plus claire se met en place jusqu'à -3,5 m, recouvert par des limons d'abord organiques, puis tourbeux à partir de -1,75 m. Dans ces limons ont également été retrouvés des fragments de tourbe qui ne sont probablement pas remaniés et plusieurs niveaux riches en malacofaunes (à -2,3 m, -2,2 m, -1,9 m et -1,7 m). Enfin, jusqu'à 70 cm de profondeur une alternance de tufs granulaires fins et de limons organiques est observée. Les faciès tufacés sont très

peu épais avec une texture assez fine, ce qui témoigne d'écoulements de faible intensité.

Fig. 9 - Sondage ST2, ST3 et ST4 du tuf de Bourdon.

Fig. 9 - Borehole ST2 of Bourdon tufa.



TGg. Tuf granulaire grossier ; TGf. Tuf granulaire fin ; TGm. Tuf granulaire massif ; Ts. Tuf sableux. Tb. Tuf granulaire fin bleuté ; Lt. Limons tufacés ; L. Limons ; Lo. Limons organiques ; ToL. Tourbe limoneuse ; To. Tourbe ; m.o. Matière organique ; Lgv. Limons gris-verts ; LTardi. Limons tardiglaciaires.

TGg. Coarse granular tufa; TGf. Fine granular tufa; TGm. Massive granular tufa; Ts. Sandy tufa; Tb. Bluish fine granular tufa; Lt. Tufaceous silts; L. Silts; Lo. Organic silts; ToL. Silty peat; To. Peat; m.o. organic matter; Lgv. Greyish-greenish silt; LTardi. Tardiglacial silts.

28 Le sondage ST3 (fig. 9) a été réalisé sur un cordon de tuf perpendiculaire au massif principal de Bourdon (0,9 m au-dessus du fond de vallée), sur une profondeur de 5 m. À la base, on observe d'abord un mètre de limons gris-vert, puis organiques à partir de -4,3 m. Ces limons sont surmontés par une tourbe à macrorestes végétaux de plus en plus claire jusqu'à -3,5 m puis des limons tourbeux jusqu'à -3,3 m. Une alternance entre tuf limoneux, limons organiques et tuf bleuté de texture granulaire fine s'est ensuite déposée jusqu'à -2,5 m. Le début de la sédimentation tufacée étant constituée de faciès limoneux et granulaires fins, la dynamique des écoulements reste faible. Le tuf devient ensuite plus granulaire jusqu'à -2 m, ce qui pourrait indiquer des écoulements un peu plus intenses, entrecoupé par un passage tourbeux à macrorestes à -2,2 m. Le reste de la séquence est constitué d'une alternance entre des dépôts plus organiques (de -1,25 m à -0,8 m et à -0,65 m) et d'autres plus tufacés. Les 50 derniers centimètres de sédiments se constituent de tuf granulaire, avec une passée oncolithique à 50 cm de profondeur, qui indique un milieu plus énergétique.

29 En contrebas du massif de Bourdon, côté nord (1,1 m au-dessus du fond de vallée), le sondage ST4 (fig. 9) présente 5 m de sédiment. Les premiers dépôts sont des limons gris-vert (jusqu'à -4 m) puis organiques (jusqu'à -3,75 m). À -3,75 m, un premier dépôt de tuf limoneux se développe, traduisant un environnement faiblement dynamique. Il est entrecoupé de 4 niveaux tourbeux (-3,15 à -3 m, -2,9 à -2,75 m, -2,4 m, -2,2 à -1,8 m) et quelques passages plus granulaires (-2,6 m et entre -2,30 et -2,20 m). Entre 1,8 et 0,85 m de profondeur, les dépôts sont plus fins et se composent d'une alternance de tourbes, tufs limoneux et limons organiques. Enfin un tuf granulaire grossier se met en place entre -85 cm et -20 cm, indiquant une augmentation de l'énergie du milieu.

4.2.3. Malacologie

30 Le tri malacologique de 8 échantillons prélevés sur la coupe amont (fig. 5) a permis d'identifier au total 15 087 individus, de 46 espèces différentes (tab. 3-4). Le nombre d'individus comptés par échantillon est compris entre 514 (échantillon M7) et 6 616 (échantillon M5), tandis que le nombre d'espèces par échantillon varie entre 17 (échantillons M4 et M11) et 32 (échantillon M5). Les résultats indiquent une forte prédominance des espèces aquatiques mais aucune espèce de source n'a été recensée. Les taxons terrestres sont anecdotiques et surtout représentés par des espèces palustres (Groupe 9) (tab. 3) dont les habitats sont liés à la présence du plan d'eau et qui constituent un cortège classique de faune de bord de

berge. L'analyse des malacofaunes, essentiellement dulcicoles, permet donc ici de caractériser la dynamique des écoulements.

Tab. 3 - Nombre d'individus par espèce, pour la coupe amont de Bourdon.
Tab. 3 - Number of individuals per species, for the upstream cross-section of Bourdon tufa.

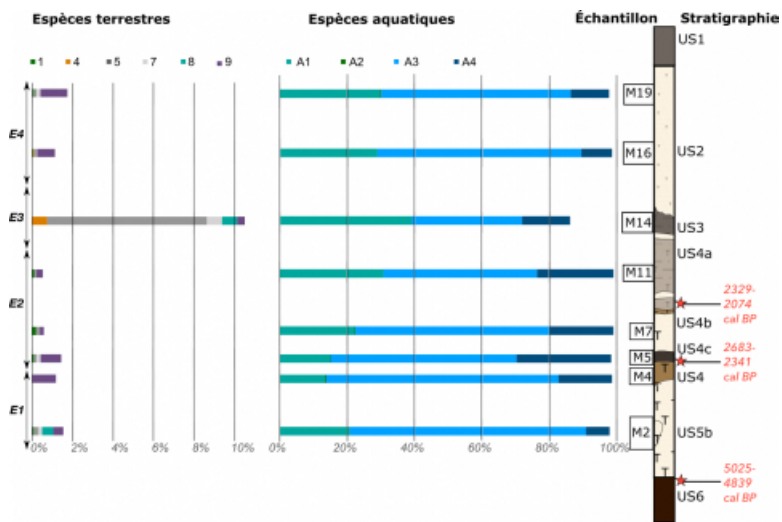
	Espèce	Echantillon									Groupe écologique (Puisisgur, 1976)
		M2	M4	M5	M7	M11	M14	M16	M19		
		1/4	1/4	1/2	1/8	1/8	1/8	1/8	1/16	% d'échantillon prélevé	
Individus comptés	<i>Vitrea</i> sp.	2				1					/
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		8				8					
Individus comptés	<i>Cerata</i> sp.	1	1	1	1				1		2
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4	2	8	8				16		
Individus comptés	<i>Discus rotundatus</i>		1							1	2
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon			2						8		
Individus comptés	<i>Vitrea crystallina</i>		4								2
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon			8								
Individus comptés	<i>Ceclibolus acicula</i>					2					4
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon						16					
Individus comptés	<i>Hélicella itala</i>								1		4
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									8		
Individus comptés	<i>Papilia muscorum</i>								11		5
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									88		
Individus comptés	<i>Vallonia costata</i>								7	2	5
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									56	16	
Individus comptés	<i>Vallonia pulchella</i>	4		7	1	1	1	1	1	2	5
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		16		14	8	8	8	8	8	32	
Individus comptés	<i>Vertigo pygmaea</i>								2		5
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									16		
Individus comptés	<i>Cochlicopa lubrica</i>	1		7					1	2	7
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4		14					8	32	
Individus comptés	<i>Encovulus fulvus</i>	1		3							7
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4		6							
Individus comptés	<i>Oxychilus cellarius</i>	1									7
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4									
Individus comptés	<i>Punctum pygmaeum</i>			3							7
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon				6							
Individus comptés	<i>Trochulus fitipidis</i>								2	1	7
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									16	16	
Individus comptés	<i>Carychium tridentatum</i>	4							1		8
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		16							8		
Individus comptés	<i>Succinella oblonga</i>								1		8
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									8		
Individus comptés	<i>Carychium minimum</i>	3	5	21	1	2			9	7	9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		12	20	42	8	16			72	112	
Individus comptés	<i>Oxytoma elegans</i>								18		9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon				36					32	128	
Individus comptés	<i>Vallonia emmenis</i>								1		9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon									8		
Individus comptés	<i>Vertigo antivertigo</i>	1		11		1			5	3	9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4		22		8			40	48	
Individus comptés	<i>Vertigo mouliniana</i>	2									9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4									
Individus comptés	<i>Zonitoides nitida</i>		1	10					3	2	9
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4		20					24	32	
Individus comptés	<i>Valvata cristata</i>	326	60	800	102	282	95		663	386	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		1304	240	###	816	2256	760		5304	6176	
Individus comptés	<i>Stagnicola palustris</i>		4	7	4				5	2	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon			16	14	32				40	32	
Individus comptés	<i>Anteus</i> sp.	1									A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		4									
Individus comptés	<i>Anteus vortex</i>			24					2	6	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon				48					16	96	
Individus comptés	<i>Anteus vorticulus</i>	2			1		1		2		A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		8			8		8		16		
Individus comptés	<i>Bathymphalus costortus</i>	4		12	1	2			3	3	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		16		24	8	16			24	48	
Individus comptés	<i>Galba trancatula</i>			1			1			4	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon				2			8			64	
Individus comptés	<i>Panorbis planorbis</i>	6	4	34	7	8	7	15	15	47	A1
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		24	16	68	56	64	56	120	752		
Individus comptés	<i>Anteus leucostoma</i>	2	7	1						4	A2
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		8	14	8						64	
Individus comptés	<i>Bithynia tentaculata</i>	406	216	###	180	83	43		669	340	A3
Individus ramenés à 100 % de l'échantillon		1624	864	###	###	664	344		5352	5440	

31

L'analyse du spectre écologique (fig. 10) a permis d'identifier 4 ensembles, correspondant à des environnements et écoulements différents. Au début de la séquence (échantillons M2 et M4 ; US 5a et US 4d), les faunes de l'ensemble E1 sont caractérisées par une forte prédominance des espèces d'eaux calmes comprenant peu de plantes aquatiques (groupe A3). Les espèces majoritaires sont *Valvata piscinalis* et *Bithynia tentaculata*. *Valvata cristata* est présente en tant qu'espèce secondaire et indique une présence non-négligeable d'individus d'eaux stagnantes riches en plantes (groupe A1). Les espèces terrestres représentent moins de 2 % des faunes et sont majoritairement représentées par des espèces hygrophiles telles que *Succinella oblonga* ou palustres telles que *Carychium minimum*, ainsi que quelques individus de milieu découvert. Lors du développement des tufs granulaires (US 5b et 4d), les écoulements sont ainsi de faible énergie. La richesse en malacofaune de cet ensemble diminue en fin de séquence puisqu'elle passe de 7 044 individus estimés à 2 204 (tab.4). Les espèces terrestres évoluent dans un environnement humide à marécageux, comprenant quelques espaces plus ouverts.

Fig. 10 - Variations des espèces de la coupe amont du tuf de Bourdon par groupe écologique, hors *Pisidium* sp.

Fig. 10 - Ecological group variations species in upstream cross-section of Bourdon tufa, without *Pisidium* sp.



2. Semi-forestiers ; 4. Steppiques ; 5. Milieu découvert ; 7. Mesophiles ; 8. Hygrophiles ; 9. Palustres ; A1. Eaux stagnantes riches en plantes ; A2. Marécages périodiques ; A3. Eaux calmes pauvres en plantes aquatiques ; A4. Eaux courantes.

2. Semi-forested ; 4. Steppic ; 5. Open country ; 7. Mesophilic ; 8. Hygrophilous ; 9. Palustrine ; A1. Vegetated stagnant water ; A2. Periodic marshes ; A3. Still waters poor in aquatic plants ; A4. Running waters.

32 Le second ensemble E2 (échantillons M5, M7, M11 ; US 4c, US 4b, et US 4a), correspond à un niveau gris (US 4c) et à du tuf granulaire grossier (US 4b), puis limoneux gris clair (US 4a). Le nombre d'individus augmente par rapport à l'ensemble précédent (tab. 4). Il est caractérisé par une baisse des espèces vivant dans des eaux calmes (A3), en faveur des espèces d'eaux stagnantes (A1) et d'eaux courantes (cours d'eau et rivières, groupe A4). La part d'espèces d'eaux stagnantes, principalement représentées par *Valvata cristata* augmente progressivement jusqu'à atteindre 31 % de l'assemblage malacologique. La part d'espèces d'eaux courantes, principalement représentées par *Ampullaceana balthica*, atteint son maximum (28 %) au début de cette malacozone avant de stagner aux alentours de 20 %. Les espèces terrestres sont principalement représentées par des espèces palustres telles que *Carychium minimum* et un faible pourcentage d'espèces mésophiles et de milieu découvert. Le paysage terrestre à proximité du tuf apparaît similaire à l'ensemble précédent, cependant les écoulements semblent moins calmes. L'hydrodynamisme est plus hétérogène que lors de la phase précédente et comprend une part d'eaux stagnantes mais aussi d'eaux courantes, bien que la part d'individus d'eaux calmes reste majoritaire. Ainsi l'environnement aquatique semble plus hétérogène et convient à des espèces de groupes écologiques différents.

33 L'ensemble suivant E3 (échantillon M14 ; US 3) correspond au dépôt de tuf limoneux le plus sombre (US 3). Cet ensemble apparaît comme moins riche que le précédent (tab. 4). Les espèces terrestres y sont bien plus représentées dans ce niveau et la somme des faunes de milieu découvert, notamment *Pupilla muscorum* et *Vallonia costata*, représente plus de 8 % du cortège. La présence d'une espèce steppique fousseuse, *Ceciliooides acicula*, est à noter, bien que des espèces hygrophiles (*Vallonia enniensis*, *Trochulus hispidus*) et palustres (*Carychium tridentatum*) subsistent. Parmi les faunes aquatiques, cet ensemble est celui où le plus d'individus d'eaux stagnantes (A1) sont présents, au point de dépasser le pourcentage d'individus d'eaux calmes (A3). Les apports en eau apparaissent comme nettement moins dynamiques, avec une prédominance des espèces d'eaux stagnantes (40 % des individus), représentées en majorité par *Valvata cristata*. Ces faunes indiquent une réduction des flux ayant pour conséquence une meilleure représentation de la faune terrestre. Le milieu aquatique est donc moins étendu et il s'agit également du moins dynamique de la série.

34 Enfin, l'ensemble E4 (échantillons M16 et M19 ; US 2) correspond à un dépôt de tuf granulaire fin (US2). Il est marqué par un regain des espèces d'eaux calmes (55-60 % de la population) et un léger déclin des espèces d'eaux stagnantes (environ 30 % de la population) et d'eaux courantes (10 % de la population). Les deux unités stratigraphiques comprises dans cet ensemble sont celles qui comprennent le plus grand nombre d'individus dans toute la séquence puisqu'ils sont estimés à plus de 20 000 pour 100 % de l'échantillon (tab. 4). Les espèces majoritaires sont *Bithynia tentaculata*, *Valvata cristata* et *Valvata piscinalis*. Le pourcentage d'espèces terrestres baisse drastiquement et constitue moins de 2 % de la population, principalement représenté par des espèces palustres (*Carychium minimum*). Il y a donc une reprise des écoulements par rapport à la phase précédente et une augmentation de l'étendue du plan d'eau, responsable d'une diminution du nombre d'individus terrestres. Les écoulements demeurent toutefois calmes, avec une part d'eaux stagnantes.

Tab. 4 - Nombre d'individus et d'espèces, pour la coupe amont de Bourdon.

Tab. 4 - Number of individuals and species, for the upstream cross-section of Bourdon tufa.

	M2	M4	M5	Echantillon				
				M7	M11	M14	M16	M19
	1/4	1/4	1/2	1/8	1/8	1/8	1/8	1/16
Nombre total d'individus	1761	551	6616	514	1098	369	2562	1616
Nombre total d'individus ramené à 100 % de l'échantillon	7044	2204	6616	4112	8784	2952	20496	25856
Nombre d'épaves	29	17	32	18	17	21	27	26

5. Interprétations de la répartition et chronostratigraphie des tufs

35 Les prospections de terrain effectuées à Bourdon attestent de la présence de tuf au niveau des zones en relief dans le fond de vallée visibles sur le MNT. À proximité des versants, la difficile détermination des limites des massifs de tuf peut s'expliquer par l'exploitation de la craie entre Bourdon et Yzeux, entamée au moins à partir des années 1940 et visible sur les orthophotographies de l'IGN. Celle-ci pourrait être responsable de perturbations anthropiques tels que des remblais, comme en témoignent les fragments de craie et briques retrouvés dans les sondages en surface (fig. 4). À l'exception de ces dépôts proches des versants, les tufs se distinguent sur les orthophotographies aériennes, où ils apparaissent comme des surfaces plus claires. De plus, certains reliefs visibles sur le MNT correspondent à des croupes mentionnées dans la littérature, comme à Tirancourt, Yzeux ou Éronnelle (Commont, 1910 ; Ducrocq et al., 1991, 1999). Ainsi, une cartographie des tufs de la moyenne vallée de la Somme est proposée sur la base des observations MNT et des vérifications sur le terrain faites dans le cadre de cette étude ou de précédents travaux (fig. 11). Toutefois, tous les massifs supposés de tuf n'ont pas été vérifiés sur le terrain.

Fig. 11 - Localisation des tufs dans la moyenne vallée de la Somme.

Fig. 11 - Tufa location in the middle Somme valley.



1. Tufs peu élevés déduits du MNT ; 2. Tufs peu élevés vus au MNT et vérifiés ; 3. Tufs élevés déduits du MNT ; 4. Tufs élevés vus au MNT et vérifiés ; 5. Tufs déjà référencés sur la carte géologique (fig. 1).

1. Low tufas deduced from DTM; 2. Low tufas deduced from DTM and verified; 3. High tufas deduced from DTM; 4. High tufas deduced from DTM and verified; 5. Tufas already referenced on the geological map (fig. 1).

36 On distingue ainsi les tufs qui serpentent de manière quasi continue dans le fond de vallée (type 1) et les imposants massifs de tuf (type 2) en sortie de vallons adjacents à la Somme (fig. 11). Les tufs du fond de vallée ont une altitude relative d'environ 1 m à 4,5 m au-dessus du fond de vallée actuel, tandis que les massifs débouchant des vallons culminent entre 5 m et 7,5 m au-dessus au fond de vallée. Deux grands ensembles de tufs se distinguent donc aussi bien par leur morphologie que par leur altitude relative.

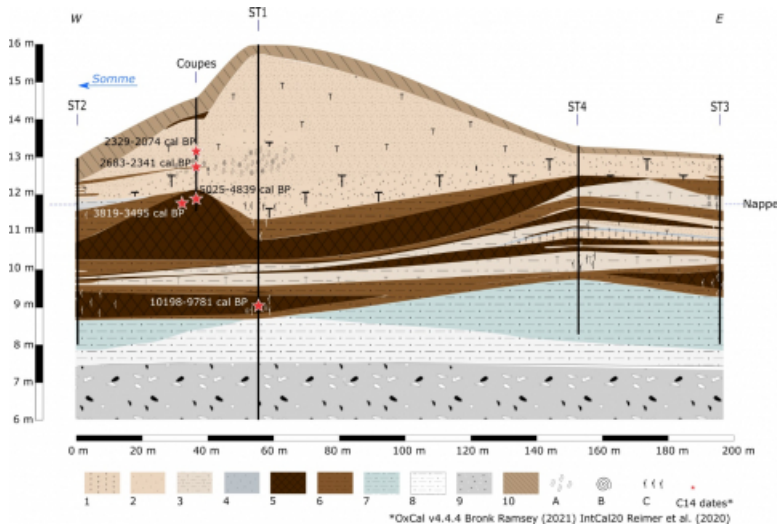
5.1. Les tufs serpentant dans le fond de vallée (type 1)

37 Dans le fond de vallée, certains tufs se sont déposés de façon presque ininterrompue, sur des longueurs pouvant dépasser plusieurs kilomètres (fig. 11). Une mise en place à partir de sources ponctuelles serait incohérente avec cette morphologie et indique au contraire un développement chenalisé des tufs.

38 Le massif de Bourdon, dont le sommet atteint 3,5 m au-dessus de la vallée, appartient à ce type de tufs (fig. 4). L'étude stratigraphique des sondages, coupes et des assemblages malacologiques de la coupe amont permet d'établir cinq grandes phases de dépôt, sur un schéma synthétique (fig. 12). Tout d'abord (i) le développement de tourbe au-dessus des limons du Tardiglaciaire (Antoine et al., 2003b) et de la nappe de graviers jusqu'à au moins 10198-9731 cal. BP. Ensuite (ii) la mise en place de tuf limoneux, interstratifié avec des dépôts de tourbe et de limons, qui signent une élévation du niveau du cours d'eau. Le développement des tufs est plus important à l'ouest de la croupe de Bourdon qu'à l'est. Puis (iii) un second épisode de turfigenèse à la fin de l'Atlantique et du Subboréal (5025-4839 cal. BP) et de dépôts limoneux, montre une baisse du niveau d'eau. L'épaisseur des dépôts est variable latéralement et plus importante du côté ouest que du côté est. À la suite (iv) les tufs se développent de nouveau, d'une texture granulaire

grossière. Des formations de barrages sont présentes dans les coupes de Bourdon, entre lesquelles les dépôts de tuf oncolithique se sont mis en place, témoins d'une origine fluviatile des dépôts (Antoine et al., 2006 ; Arenas-Abad et al., 2010). À la base de cette séquence, la structure chenalisée du massif est visible sur la coupe (fig. 5) et également sur le transect de Bourdon (fig. 12). L'absence d'espèces de mollusque vivant dans des sources et la présence d'espèces évoluant dans des environnements aquatiques dynamiques témoignent également d'une origine fluviatile. Les dépôts situés en bordure du massif sont de moins en moins oncolithiques en s'éloignant du sommet de la croupe, indiquant une plus faible hauteur d'eau en bordure de tuf. Les assemblages malacologiques de la coupe amont (fig. 5) témoignent également d'un environnement hétérogène (ensemble 2) (fig. 10), comprenant des espèces aussi bien d'eaux stagnantes que d'eaux calmes à courantes. Enfin (iv) les faciès de tuf deviennent plus fins, et quelques niveaux gris se mettent en place (fig. 5) ce qui atteste d'un assèchement de l'environnement local et d'une baisse de la vitesse des écoulements, qui se distinguent également dans les ensembles malacologiques (ensemble 4) (fig. 10). Entre environ 2683-2341 cal. BP et 2329-2074 cal. BP, les faciès oncolithiques de la partie sommitale de la croupe (fig. 8) et au sud (fig. 5) indiquent des écoulements plus importants sur le côté est du massif. Du côté ouest, cet ensemble sédimentaire n'est pas enregistré ou a été érodé. Aujourd'hui, aucun tuf n'est encore actif à Bourdon. Ainsi, les sondages et coupes montrent une première phase de sédimentation du tuf fine et limoneuse, plus importante côté ouest. Puis, une seconde phase granulaire plus grossière dont l'extension maximale se situe sous le sommet de la croupe de Bourdon, côté est, durant laquelle les tufs se sont développés au sein d'un chenal, avant une baisse des écoulements et l'arrêt du développement du tuf.

Fig. 12 - Transect de la croupe de Bourdon.
Fig. 12 - Transect in Bourdon tufa.



1. Tuf granulaire grossier ; 2. Tuf granulaire fin ; 3. Tuf limoneux ; 4. Tuf granulaire fin bleuté ; 5. Tourbe ; 6. Limons organiques ; 7. Limons bleu-verts ; 8. Limons calcaires ; 9. Nappe de graviers ; 10. Sol actuel ; A. Oncolithes ; B. Malacofaune abondante ; C. Macrorestes végétaux.

1. Coarse granular tufa; 2. Fine granular tufa; 3. Silty tufa; 4. Bluish fine granular tufa; 5. Peat; 6. Organic silt; 7. Greyish-greenish silt; 8. Calcareous silt; 9. Basal valley gravels; 10. Modern soil

A. Oncolithes; B. Abundant malacofauna; C. Plants macroremains.

39 Les massifs de tuf du fond de vallée signent donc le tracé d'un ancien chenal de la Somme, d'âge au moins compris entre 2683-2341 et 2329-2074 cal. BP, âges mesurés dans le tuf de Bourdon. Les tufs sont surélevés de 1 m à 4,5 m par rapport au fond de vallée, ce qui pourrait suggérer une altitude des écoulements lors du dépôt des tufs plus élevée qu'actuellement, donc potentiellement une altitude des nappes plus élevée qu'aujourd'hui.

5.2. Les massifs de tuf en aval de vallons adjacents à la Somme (type 2)

40 Le MNT indique la présence de massifs plus importants en sortie des larges vallons tributaires de la Somme, aux alentours des villes de Longpré (confluence avec la rivière d'Airaines), de Flixecourt (confluence avec la Nièvre) et d'Érondelle (confluence avec la rivière de Bellifontaine) (fig. 11). En l'état actuel des connaissances, seule la présence du tuf d'Érondelle a été vérifiée sur le terrain. La morphologie de ces trois massifs ne ressemble pas à celle chenalisée des tufs de fond de vallée, mais à de larges masses de sédiments. Les altitudes de ces tufs sont comprises entre +5,5 m et +7,5 m par rapport au fond de vallée. Leur position, directement en sortie de vallon, suggère une origine provenant d'écoulements issus de ces vallons en direction de la confluence avec la Somme. La superficie de ces massifs allant jusqu'à près de 2 km² à Flixecourt, les apports d'eau chargée en carbonates nécessaires au dépôt des tufs ont dû être importants. Ces vallons devaient donc déjà être en eau lors du développement des tufs. Ainsi, la présence de tufs à la confluence avec ces vallons et leur altitude plus élevée que la Somme renforcerait l'hypothèse d'une élévation des nappes souterraines lors de leur développement. Elle suggère également une provenance différente des eaux à l'origine de ces tufs, qui seraient originaires des écoulements des vallons

adjacents et non pas d'anciens chenaux de la Somme. Les mécanismes de dépôt des tufs ne seraient donc pas homogènes sur l'ensemble de la moyenne vallée.

6. Discussion

6.1. Répartition spatiale et mécanismes de dépôt des tufs

41 Cette nouvelle cartographie des dépôts coïncide avec les observations de Commont (1910) : différentes morphologies de dépôts de tufs se distinguent suivant leur position dans la vallée et tous sont surélevés par rapport au fond de vallée (fig. 3). La morphologie des tufs chenalisés du fond de vallée fait ainsi penser aux « croupes discontinues » qui serpentent dans les secteurs d'Ailly-Breilly et de Samara-Tirancourt, décrites par cet auteur. Plutôt situés dans la partie aval de la moyenne vallée, les tufs les plus hauts qui se trouvent en sortie de vallon pourraient correspondre à la « nappe continue [de tuf] » en aval citée par Commont, comprenant par ailleurs le tuf d'Érondelle.

42 Géographiquement, la majeure partie des tufs recensés sont situés dans la moyenne vallée de la Somme, au sein de son fond de vallée (type 1) et en contrebas de vallées tributaires à la Somme (type 2), comme par exemple à Bourdon, Tirancourt (Garcia et al., soumis) ou Étouvie (Pierre Antoine, comm. perso ; Garcia et al., 2022). Le site de Daours (Limondin-Lozouet et al., 2013) est le seul dépôt de tuf recensé qui ne se situe pas en aval d'Amiens, mais à environ 1 km en amont. Sa position géographique, à la confluence entre l'Hallue et la Somme, permet de le classer comme un tuf de type 2. Sa morphologie peut s'interpréter par le développement d'un barrage de tuf, qui aurait réduit la largeur de la vallée de l'Hallue en aval de Daours et pourrait permettre d'interpréter les tufs de type 2 comme des tufs de barrage, par analogie avec Daours. Un autre site recensé dans la bibliographie signale également la présence de dépôts de tufs contemporains à ceux de la Somme dans une de ses vallées tributaires et non pas en contrebas de celle-ci : le tuf de Saleux (Coudret et Fagnard, 2004 ; Fagnard et al., 2008), à environ 5 km de la confluence entre la Selle et la Somme.

43 La présence de tuf quasi-exclusivement dans la moyenne vallée de la Somme pourrait s'expliquer par l'hétérogénéité du substrat crayeux de la vallée. La partie de la vallée où ils se sont développés est bordée de la craie à *Micraster decipiens* puis à *Micraster coranguinum* du Coniacien-Santonien, mais aussi de la craie à *Micraster leskei* du Turonien supérieur-Coniacien inférieur (fig. 11). La seconde est plus indurée et riche en silice que la craie du Coniacien-Santonien et ne se trouve quasi-exclusivement que dans la moyenne vallée. Commont (1910) suggérait déjà que la différence d'induration de la craie était responsable de la présence de tuf, car la craie tendre du Coniacien-Santonien conserverait selon lui moins bien l'eau que la craie plus indurée. Or ailleurs dans le Bassin Parisien, en Haute-Normandie, la craie du Santonien est plus poreuse et présente une perméabilité de 3,5 à 5,6 mD, supérieure à celle du Turonien supérieur comprise entre 0,1 et 4,1 mD (Laignel, 2003). Les vitesses d'écoulement dans la craie du Coniacien-Santonien seraient donc plus rapides que dans celle du Turonien supérieur-Coniacien inférieur. Ainsi, les eaux circulant dans la seconde y séjourneraient plus longtemps, leur permettant d'être plus chargées en carbonates favorisant la précipitation de tuf. À titre d'exemple pour la période actuelle, un sondage à 44 m de profondeur dans la craie (coordonnées du sondage : 49°57'21" N, 2°8'58" E), sur le versant de la vallée à Tirancourt, indique des valeurs moyennes des eaux en bicarbonates de 318 mg(HCO₃⁻)/L et en calcium de 110 mg(Ca)/L. Dans les Flandres belges, les eaux dans lesquelles précipitent divers dépôts de tufs de sources enregistrent des valeurs en HCO₃⁻ supérieures à 231 mg/L et en Ca²⁺ supérieures à 110 mg/L (Denys et Oosterlynck, 2015), les valeurs retrouvées dans les eaux de Tirancourt pourraient donc être favorables au dépôt de tufs. La dureté moyenne des eaux est plutôt élevée (28°f), pour un pH moyen de 7,2, entre 1980 et 2022 (sondage BSS000DWHB du BRGM).

44 Il est à noter que la craie du Turonien supérieur-Coniacien inférieur est plus présente à l'affleurement en bordure des vallées d'où découlent les dépôts massifs de tuf (type 2), ce qui pourrait expliquer l'accumulation importante de dépôts tufacés en contrebas de ces vallons. Dans le cas des dépôts de tuf de Daours (Limondin-Lozouet et al., 2013) et Saleux (Coudret et Fagnard, 2004), ces deux sites se trouvent non pas à la confluence entre la Somme et ses affluents comme les tufs dits supérieurs (Érondelle, Longpré, Flixecourt) (fig. 11) étudiés précédemment, mais plus en amont de ces affluents (Hallue et Selle), à 800 m pour Daours et 5 km pour Saleux. Bien que la craie à *Micraster leskei* n'apparaisse pas à l'affleurement directement au contact avec ces tufs, elle est présente en amont (à environ 13 km de Daours et 18 km de Saleux), ce qui n'est pas le cas des autres cours d'eau tributaires de la Somme amont, où l'on ne retrouve ni de dépôts de tufs dans ces vallées, ni en contrebas de celles-ci. Il est donc possible que cela explique la présence de tuf dans ces vallées. La présence de cette craie à *Micraster leskei* en bordure des vallées tributaires de la Somme pourrait donc être responsable d'une plus forte teneur en carbonates dans les écoulements. Cela pourrait ainsi expliquer le dépôt des tufs dans la moyenne Somme et non pas dans la Somme amont et aval, ainsi que le développement de massifs de tuf plus imposants à l'aval des vallons adjacents à la Somme qu'en fond de vallée. En plus du substrat géologique, la couverture quaternaire pourrait avoir un rôle sur le développement des tufs. En jouant sur un potentiel enrichissement de la nappe de la Craie en Ca²⁺, la décarbonatation de la couverture loessique recouvrant les plateaux de la vallée (fig. 1) aurait également pu avoir un impact significatif sur la mise en place des dépôts de tufs (Alexandrowicz, 1983). La décalcification des loess riches en calcaire (± 20 %) étant plus aisée que celle du

substrat crétacé, elle aurait pu produire un enrichissement important de la nappe en Ca²⁺ dès le début du Préboréal, mais aussi lors de la période principale d'approfondissement des sols sur loess au cours du Boréal et de l'Atlantique, durant laquelle de nombreux tufs calcaires se développent.

45 Les différents types de substrat et la couverture quaternaire de la moyenne vallée de la Somme impliqués dans la formation des tufs jouent sur la nature des sols, le développement de calcosols coïncidant avec les zones où le substrat est riche en carbonates (François, 2021). Les dépôts de tuf présents dans le fond de vallée s'observent dans les secteurs bordés de calcosols. Dans le cas des vallons adjacents à la Somme, les tufs se développent lorsque ceux-ci sont constitués de fluviolsols et colluviolsols. À l'inverse, aucun dépôt de tuf n'a été recensé en sortie des vallons à rédoxisols bordés de brunisols. La présence des alluviosols et colluviolsols témoignent respectivement de la présence d'une nappe alluviale et d'une dynamique de ruissellement dans ces vallons. Des apports d'eaux crayeuses pourraient ainsi constituer un facteur favorisant le développement des tufs en sortie de ces vallons. À Daours et Saleux aussi ces types de sols se retrouvent. À Daours, le fond de vallée est constitué de fluviolsols et colluviolsols, tandis que des calcosols se sont développés sur les versants, tandis qu'à Saleux le tuf est bordé en rive gauche par des colluviolsols et calcosols.

46 Des mécanismes post-dépôt sont quant à eux susceptibles d'expliquer l'altitude actuelle des dépôts de tufs, qui sont tous surélevés par rapport au fond de vallée, ce qui n'est pas le cas des tourbes qui leur sont contemporaines. Cette surélévation des dépôts pourrait s'expliquer par une compaction post-dépositionnelle différentielle de ces deux types de sédiment. Les tourbes peuvent perdre entre 28 % et 64 % de leur volume de par leur richesse en eau et matière organique et subir une subsidence pouvant aller jusqu'à 1,6 cm/an (Leifeld et al., 2011 ; Garcia et al., soumis), tandis que les tufs qui ont une structure plus indurée ne seront pas soumis à ce tassement.

6.2. Chronologie des tufs de la moyenne vallée de la Somme et variations environnementales

47 Dans les sondages et coupes réalisés à Bourdon (fig. 12), deux périodes de mise en place des tufs se distinguent. Tout d'abord, une première phase de sédimentation tufacée, postérieure à 10198-9781 cal. BP, constituée de dépôts fins et limoneux. Puis, une seconde phase, postérieure à 3819-3495 cal. BP et au moins comprise entre 2683-2341 et 2329-2074 cal. BP, constituée de dépôts plus granulaires. Ces deux périodes de développement des tufs se retrouvent dans les travaux de Bourdier (1969), qui dans son étude des dépôts quaternaires de la Somme, décrit des tufs dits inférieurs estimés du Néolithique et des tufs dits supérieurs estimés de l'âge du Bronze (fig. 2).

48 En amont, les tufs d'âge contemporain de Tirancourt situés 7 km (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969) et d'Étouvie dans la banlieue d'Amiens à une quinzaine de kilomètres (Pierre Antoine, comm. Perso ; Garcia et al., 2022) montrent des dynamiques semblables. À Tirancourt, la stratigraphie témoigne d'une première phase de turfigenèse recouvrant les graviers de fond de vallée, à laquelle succèdent des dépôts de tuf de texture fine et limoneuse, témoignant d'une élévation progressive du niveau d'eau et d'une faible vitesse d'écoulement (Garcia et al., soumis). Puis, des niveaux de tuf oncolithique témoignent d'une tranche d'eau plus haute et d'écoulements plus importants au moins à 5575-5320 cal. BP, avant une diminution progressive de l'hydrodynamisme jusqu'à l'arrêt du développement du tuf, probablement juste avant le début du Subatlantique. À Étouvie aussi, les plus anciens dépôts de tufs ont une texture fine et sont datés du Préboréal. Ils sont recouverts par des dépôts de tourbe noire qui se sont développées jusqu'à au moins 5040 ± 40 BP, puis des structures de tuf en barrage surmontées de niveaux oncolithiques dont le dépôt a stoppé avant 2335 ± 50 BP et enfin des limons calcaires lités. L'évolution chronostratigraphique du massif de tuf étudié à Bourdon, similaire à celle d'autres tufs de la vallée (Tirancourt, Étouvie), confirme donc une dynamique commune à l'échelle de la moyenne vallée. Dès le Préboréal, les tourbières se développent dans la moyenne vallée, ensuite assorties de dépôts de tufs témoins d'une augmentation de la hauteur d'eau et d'écoulements faiblement dynamiques. Les tourbes se développent de nouveau à l'Atlantique et montrent l'abaissement du niveau d'eau. Un régime hydrologique plus dynamique leur succède au cours duquel se sont développés des barrages de tuf, avant un affaiblissement des écoulements jusqu'à leur arrêt, entraînant alors la fin de la sédimentation tufacée au Subatlantique. Les tufs des vallées de la Selle et de l'Hallue ont cependant une chronologie quelque peu différente. À Saleux, le dépôt de tufs est continu sur une épaisseur maximale d'environ 50 cm et est daté du début de l'Holocène (postérieur à 8700-8200 BP) et stoppe avant les temps historiques, tandis qu'à Daours le dépôt de tuf est continu sur une épaisseur de plus de 9 m et la sédimentation stoppe peu après 4938 cal. BP. Ces tufs légèrement en amont de la moyenne vallée, se sont donc mis en place en même temps que les plus anciens tufs du fond de vallée et contrairement à ces derniers, leur sédimentation n'a pas repris au cours de l'âge du Bronze.

49 L'origine des variations des écoulements, ainsi que les mécanismes responsables de l'arrêt de la sédimentation tufacée peuvent être discutés. L'absence de sédimentation tourbeuse sur les sites de Bourdon et Tirancourt après l'arrêt du dépôt des tufs pourrait suggérer un rabattement de la nappe d'eau (Garcia et al., soumis). Les travaux effectués sur le tuf de Daours (Limondin-Lozouet et al., 2013) suggèrent également qu'une baisse du niveau de la nappe de la craie qui alimente ce tuf pourrait être responsable de son arrêt définitif, qui est plus précoce que celui des dépôts de tufs du fond de vallée de la Somme. L'absence de sédimentation tufacée à l'âge du Bronze pourrait s'expliquer par le contexte géomorphologique de ce site qui est différent. Le tuf de Daours est en effet situé en amont d'Amiens et donc des autres tufs discutés dans cette étude. De plus, l'altitude du dépôt de tuf de Daours est comprise

entre +30 et +38 m NGF (Limondin-Lozouet et al., 2013), le sommet du tuf est donc 12 m au-dessus du fond de vallée actuel de l'Hallue et environ 13 m au-dessus de celui de la Somme actuelle. Ces altitudes par rapport au fond de vallée sont plus élevées que celles des tufs supérieurs (entre +5,5 et +7,5 m au-dessus du fond de vallée de la Somme) et que celles des tufs inférieurs (entre +1,5 et +4,5 m au-dessus du fond de vallée). Il est possible d'imaginer que le dépôt de tufs de Daours a pu se développer dans la vallée de l'Hallue grâce aux mêmes facteurs que ceux de la Somme, mais qu'à une période donnée après 4938 cal. BP, le niveau du cours d'eau se serait abaissé, rendant alors impossible la précipitation de ce tuf. La hauteur des nappes aurait pu ensuite augmenter de nouveau à une altitude suffisamment haute pour permettre le développement des tufs dans la moyenne vallée de la Somme, mais pas assez pour un dépôt dans l'Hallue.

50 Les causes de période d'abaissement de la nappe ne sont cependant pas encore expliquées. Une première hypothèse serait l'influence des phases de transgression et stabilisation du niveau marin, responsables d'une accumulation limoneuse dans les fonds de vallée lors des périodes de stabilisation et une hausse du niveau des nappes, puis une érosion et baisse du niveau des nappes lors de la transgression suivante (Commont, 1910 ; Bourdier, 1969 ; Ters et al., 1980). Ces dynamiques de remblaiement auraient donc pu favoriser le développement des dépôts de tufs et tourbes. Si les variations du niveau des nappes et par conséquent le développement des tufs est lié à des phénomènes eustatiques, l'absence de tufs à Daours après 4938 cal. BP et à Saleux, pourrait s'expliquer par leur position dans la vallée, qui est plus en amont que les autres sites. Cependant, les travaux récents sur les variations du niveau marin indiquent une élévation continue du niveau marin tout au long de l'Holocène, sans qu'il n'y ait eu de période de forte régression marine (Gandouin et al., 2007 ; Goslin et al., 2011 ; Stéphane, 2012 ; Stéphane et Goslin, 2014 ; Desruelles et al., 2021). Ils ne permettent donc pas de lier les variations du niveau des aquifères et de la sédimentation des cours d'eau de la vallée de la Somme à des oscillations marines.

51 Une seconde hypothèse serait le lien entre les variations de la pluviométrie au cours de l'Holocène et les variations du niveau des nappes. Des changements locaux rapides de la hauteur d'eau des lacs du Jura (Magny, 1992, 2004) se voient dans les enregistrements du Bassin parisien et renseignent l'évolution des précipitations durant l'Holocène (Pastre et al., 2015). Le début du Préboréal est marqué par d'importants épisodes érosifs liés à l'élévation rapide des températures et de l'hygrométrie (Brown et Barber, 1985 ; Pastre et al., 2002 ; Mayewski et al., 2004). Cette période se traduit dans la vallée de la Somme par un développement important de la végétation, responsable d'une augmentation de l'évapotranspiration et une diminution du bilan hydrique et des écoulements, responsables du recouvrement tourbeux de la vallée (Antoine et al., 2015). Au Boréal et à l'Atlantique ancien (9950 cal. BP-7550 cal. BP), les précipitations sont plutôt importantes, probablement à cause d'un climat qui devient plus océanique par rapport aux périodes précédentes (Brown, 1997). Elles sont responsables de milieux bien drainés (Limondin-Lozouet et Preece, 2004) et d'un regain de l'hydrodynamisme (Starkel et al., 1996). Ces conditions sont responsables d'un regain du détritisme et de l'érosion fluviale. À l'Atlantique récent (7550-5700 cal. BP), l'hydrodynamisme se calme et la sédimentation reprend, de manière concordante à une amélioration climatique. À cette époque dans la Somme, le climat est favorable au développement important des tourbières (Emontspohl, 1993). Durant le premier tiers du Subboréal, l'activité fluviale suit un regain, qui a pu être favorisé par des facteurs climatiques et une augmentation des précipitations vers 5700-5250 cal. BP (phase de « Chalain ») et vers 3750-3250 cal. BP (phase de « Pluvis ») (Magny, 1992). Ces périodes sont responsables d'une hausse des apports détritiques. Toutefois le Subboréal signe un retour à des conditions climatiques plus fraîches et sèches, à l'exception de ces périodes plus humides. Le Subatlantique (2835-0 cal. BP) voit également une phase d'augmentation des précipitations aux environs de 2600-2340 cal. BP qui se remarque par une augmentation de l'humidité (Van Geel et al., 1996) et une remontée des nappes (phase du « Bourget » : Magny, 1992). Pour les périodes plus récentes, la pluviométrie s'accroît probablement durant le Petit Âge Glaciaire ce qui pourrait avoir favorisé l'érosion. À l'exception du dépôt de tuf de Daours, les périodes de début et de fin de la sédimentation tufacée ne sont pas suffisamment bien datées à Bourdon, Tirancourt et Saleux. Il est ainsi délicat de relier ces épisodes à des événements climatiques rapides et localisés tels que ceux observés dans les lacs du Jura (Magny, 2004), les comparaisons suivantes restent donc hypothétiques pour l'instant. Il apparaît toutefois que la phase de Chalain (5700-5250 cal. BP) coïncide avec les dépôts de tuf plus grossiers et oncolithiques à Tirancourt et Daours (les datations à Bourdon, Étouvie et Saleux n'infirment ni ne confirment la présence de tuf à cette période). La texture du tuf redevient ensuite plus fine et limoneuse à Tirancourt et stoppe à Daours après cette période. Durant la phase du Bourget (2600-2340 cal. BP), les dépôts de tufs de Bourdon et Étouvie sont également plus grossiers et oncolithiques et il est probable que cela soit également le cas à Tirancourt, bien que cela ne soit pas confirmé par des datations pour ce site-là. À Saleux et Daours le tuf a déjà arrêté de se développer à cette période et c'est après 2300 cal. BP que le tuf d'Étouvie stoppe. À Bourdon et Tirancourt, la texture du tuf redevient plus fine avant l'arrêt total des tufs de la moyenne vallée. Ainsi, les périodes d'augmentation de l'hydrodynamisme de la Somme pourraient correspondre à des phases plus humides du climat. Les phases plus sèches pourraient produire une diminution du niveau des nappes de la vallée. Pour autant, il n'est pas certain que cela soit responsable de l'arrêt des tufs. En effet, bien que les dépôts deviennent plus fins lorsque l'humidité diminue, ils ne disparaissent pas systématiquement dans la moyenne vallée.

52 En plus des facteurs précédents, d'ordre climatique, les activités humaines ont un impact sur le niveau des nappes et sur les écoulements. Par exemple, les défrichements peuvent augmenter le ruissellement et appauvrir les nappes d'eau. Au-delà du niveau des nappes, cela affecte la sédimentation des cours d'eau en favorisant les apports détritiques et la turbidité des rivières, ce qui est un facteur défavorable au dépôt de

tufs (Goudie et al., 1993 ; Dabkowski, 2020). Une baisse de la surface arborée à proximité des cours d'eau peut également amoindrir la quantité de troncs d'arbres et branches sur lesquels des barrages peuvent se développer mais aussi avoir un impact sur les flux de CO₂ liés à la respiration des arbres, tandis que la diminution des zones ombragées peut affecter le développement des cyanobactéries et mousses (Vaudour, 1988). Dans la vallée de la Somme, la pression anthropique semble débiter à partir de l'âge du Bronze et du déboisement croissant à cette période. Les premiers éleveurs et agriculteurs s'installent en bordure de ce fond de vallée à partir de 6 900 cal. BP, mais il faut attendre l'âge du Bronze final (3515-3010 cal. BP) pour que des défrichements importants aient lieu et modifient durablement les paysages (Leroy, 1997 ; Brun et al., 2005 ; François, 2021). Les artefacts du Néolithique ancien inclus au sein des tufs de Belloy (Breuil, 1908) et Étouvie (Antoine, comm. perso.) montrent également que les occupations en bord de vallée de cette période ont un effet très limité sur le développement des tufs, qui sont nombreux dans la vallée à cette époque. D'importants changements dans les dynamiques fluviales s'observent également à l'âge du Bronze, notamment à Morcourt (haute Somme), avec la mise en place d'un chenal vers 3300 cal. BP (Garcia et al., soumis). Puisque la fin du développement des premiers dépôts de tufs retrouvés à Bourdon est antérieure à 5025-4839 cal. BP, soit avant que les activités humaines n'aient de réel impact sur le fond de vallée, les facteurs anthropiques ne sont sûrement pas responsables de leur arrêt. La fin du concrétionnement de ces tufs doit donc être d'origine climatique et pourrait être liée à des changements dans la pluviométrie. L'absence de datation à la fin de la première phase de dépôt du tuf de Bourdon ne permet toutefois pas de relier cet arrêt à un événement climatique en particulier. Après l'âge du Bronze, la pression anthropique a continué à croître. Aux temps historiques, des aménagements hydrauliques tels que des barrages et gués lors de l'époque gallo-romaine (Deschodt, 2005) ont pu jouer dans la dynamique des écoulements et diminuer ceux-ci. Plus récemment, les activités d'extraction de la tourbe dès le début du XIII^e siècle (Cloquier, 2006), d'hortillonnage à partir de cette même période (Demangeon, 1905 ; Dournel, 2007) et de canalisation de la Somme à partir du XVIII^e siècle (Cloquier, 2002 ; Izembart et Le Boudec, 2004) ont eu un impact sur le drainage du fond de vallée durant les temps historiques. À la suite de ces travaux de canalisation, le niveau des nappes a baissé et le nombre de source a diminué (Demangeon, 1905). Des témoignages attestent également de l'impact du défrichage sur le ruissellement et le niveau des nappes dans la Somme et les vallées voisines aux XIX^e-XX^e siècles (Demangeon, 1905). À Bourdon, les dépôts de tufs les plus récents datent d'environ 2683-2341 cal. BP à 2329-2074 cal. BP. Les activités humaines pourraient donc avoir un impact quant à l'arrêt de leur développement. La texture de plus en plus fine et limoneuse des dépôts montre une diminution de l'hydrodynamisme et pourrait par exemple être reliée à la baisse des écoulements potentiellement induite par les aménagements hydrauliques gallo-romains.

6.3. Mise en parallèle avec d'autres séquences de tufs holocènes en Europe

- 53 La comparaison avec d'autres séquences de tufs en Europe pourrait justifier certaines des hypothèses précédentes quant au rôle des différents facteurs climatiques et anthropiques pouvant avoir un impact sur le développement des tufs. Les variations climatiques et le rythme de l'anthropisation n'ont pas été synchrones à l'échelle européenne, mais permettent d'indiquer des tendances générales et les périodes clefs dans le développement ou l'arrêt des tufs.
- 54 Dans le Bassin parisien, d'autres bassins versants voient leur sédimentation perturbée par les variations climatiques et perturbations anthropiques durant l'Holocène, telles que les fonds de vallée de la Mue (Normandie), de la Beuvronne (Seine-et-Marne) et de la Marne, dans lesquels se sont aussi mis en place des dépôts de tuf fluviatiles parfois couplés à de la tourbe (Orth et al., 2004 ; Lespez et al., 2005, 2008 ; Pastre et al., 2006 ; Le Jeune et al., 2012). Les premiers dépôts de tuf de la vallée de la Mue (Lespez et al., 2008) datent de l'Atlantique et coïncident avec des malacofaunes aquatiques et de zones humides, tandis que les plus récents (âge du Bronze à Moyen-Âge) correspondent à des populations de marécages et prairies indiquant, comme dans la Somme, un abaissement des nappes. L'arrêt du développement de ces tufs semble lié aux oscillations climatiques et paléohydrologiques de la seconde partie de l'Holocène tel le regain de l'humidité à la transition Holocène moyen-récent (Mayewski et al., 2004), mais aussi à l'utilisation des terres aux alentours de 4000 cal. BP. Dans la vallée de la Beuvronne (Orth et al., 2004), la mise en culture des terres semble débiter aux alentours de 4500-4200 cal. BP, période à laquelle la sédimentation tufacée s'arrête. Cet arrêt pourrait être lié à une augmentation de la turbidité des eaux liée aux défrichements ou encore à l'augmentation des précipitations à la transition entre l'Holocène moyen et récent (Mayewski et al., 2004) et donc à l'érosion, défavorable au dépôt de tufs calcaires. Le couplage entre la pression anthropique (mise à nu des sols et des versants) et la variabilité climatique (augmentation des précipitations favorisant l'érosion et l'apport de charge détritique dans les cours d'eau) auraient donc pu être fatals au développement des tufs. Néanmoins, l'ampleur de la pression anthropique sur le milieu reste incertaine et pour les auteurs, les changements dans la sédimentation de ce cours d'eau sont vraisemblablement dus à des oscillations climatiques. Enfin, dans la basse vallée de la Marne, les tufs se développent entre l'Atlantique ancien et le début du Subboréal, période durant laquelle l'anthropisation des milieux croît graduellement. À partir du Subboréal, l'érosion des versants de la vallée due aux défrichements semble responsable d'une augmentation de la turbidité des cours d'eau et de l'arrêt du développement des tufs (Le Jeune et al., 2012). D'autres enregistrements sédimentaires holocènes du Bassin de Paris montrent des dépôts alternés de tuf et de tourbe, notamment en Belgique, dans les sites de

Treigne (Mullender et al., 1963) et Orval (Coûteaux, 1969). Le développement des tufs débute au Préboréal, en alternance avec des dépôts de tourbes au Boréal et persiste jusqu'à la fin de l'Atlantique, où la sédimentation du tuf se fait en continu. Les facteurs responsables de la mise en place du tuf sont d'ordre climatique (augmentation progressive des températures et optimum climatique Atlantique), lithologique (présence d'un substrat crayeux) et liés à l'activité des sources. Jusqu'au Subboréal, les périodes d'arrêt de la sédimentation des tufs coïncident avec des périodes de dégradation climatique, de baisse de la hauteur des nappes et/ou des variations du régime hydrologique (augmentation des apports sédimentaires et du détritisme). À partir de cette période, les activités anthropiques semblent jouer un rôle dans l'arrêt de la sédimentation tufacée. Elles se remarquent au travers de modifications dans l'alluvionnement (Coûteaux, 1969) et des signes de défrichement observés dans les pollens (Mullender et al., 1963). Les tufs holocènes du Bassin parisien semblent donc suivre des évolutions similaires à celles des tufs de la vallée de la Somme. Les variations climatiques et rythmes d'anthropisation des milieux étant plutôt homogènes dans cette région, cela permet de conforter les hypothèses développées précédemment.

55 L'Europe du nord-ouest n'est pas la seule région où se retrouvent des dépôts de tufs et tourbe interstratifiés. En Europe centrale, de nombreux dépôts de tuf sont associés à des tourbières alcalines et marais calcaires à l'Holocène. Tout comme les tufs de la vallée de la Somme, ils se développent sous forme de coupoles (« *cupola* ») surplombant le fond de vallée de plusieurs mètres (Dobrowolski et al., 2012 ; Grootjans et al., 2021). Si la morphologie de ces formations apparaît similaire à celle des tufs de la Somme, il ne s'agit pas de concrétions fluviales mais de formations spécifiques et alimentées par des sources. L'alternance entre la formation de tuf et de tourbe est interprétée comme étant due à des variations de la hauteur d'eau, tantôt suffisantes pour la mise en place de tourbes alcalines sans permettre celle du tuf, tantôt permettant le dépôt de tuf, ainsi qu'à un tassement différentiel entre les tufs et les tourbes tel qu'évoqué par Commont (1910) dans la Somme. Jusqu'à la fin de l'Holocène, les périodes de développement de la sédimentation tufacée paraissent liées à des facteurs climatiques, notamment l'optimum Atlantique chaud et humide responsable d'un fort développement des tufs dans ces régions. À l'inverse, les phases d'arrêt semblent liées à des périodes de péjoration climatique, responsables de changements dans l'alimentation par les eaux souterraines (Dobrowolski et al., 2005, 2012 ; Hájková et al., 2012a). À partir de l'Holocène récent, mais surtout au Subatlantique, la hauteur d'eau de nombreuses tourbières alcalines baisse drastiquement, ce qui est imputé à des activités anthropiques tel le drainage des eaux pour l'agriculture (Dobrowolski et al., 2012 ; Hájková et al., 2012a). Les effets de l'anthropisation, en particulier de la déforestation, ne sont toutefois pas systématiquement néfastes à la précipitation de tuf dans les tourbières alcalines et marais calcaires et peuvent même y être favorables (Hájková et al., 2012a, 2012b). L'impact positif des déboisements sur le dépôt de tuf s'explique par une augmentation de la luminosité liée à l'ouverture du paysage, favorable à l'activité photosynthétiques des cyanobactéries et végétaux. Dans certains contextes, la déforestation, couplée à des modifications anthropiques des cours d'eau, peut également augmenter l'infiltration des eaux de pluie et renforcer l'écoulement des eaux souterraines dans ces tourbières (Hájková et al., 2012b). Néanmoins, cet impact reste localisé à l'échelle du site en lui-même et non pas d'une vallée entière. De plus les travaux portant sur ce sujet (Hájková et al., 2012a, b) le traitent sur une courte temporalité et pour une période récente, sur laquelle le déboisement n'a pas eu le même impact environnemental qu'à l'âge du Bronze. Le type de forêt et de sol ayant changé entre l'âge du Bronze (période d'arrêt du dépôt des tufs dans la Somme) et les dernières centaines d'années (période de regain de certains tufs en Europe centrale) (Hájková et al., 2012a, 2012b), ces études ne permettent donc pas de supposer d'un rôle positif de la déforestation pour le développement des tufs de la Somme. Ainsi, les activités humaines ne peuvent donc pas à elles seules expliquer les arrêts de la sédimentation tufacée en Europe et leur impact dépend également du type de mécanisme de dépôt du tuf, ainsi que d'autres facteurs caractéristiques à chaque site.

56 Pour toutes les séquences discutées ici, les variations climatiques ont eu un impact sur le développement des tufs durant l'Holocène ancien et moyen. Les périodes de péjoration climatique et d'augmentation des précipitations, liées à une plus forte érosion et plus forte turbidité des eaux apparaissent comme défavorables. La baisse du niveau des nappes joue également. À partir de l'Holocène récent, la pression anthropique sur le développement des tufs commence à se faire sentir et la plupart du temps agit en tant que facteur défavorable à leur développement, surtout à partir du Subatlantique (3300-0 cal. BP) (Leroyer, 1997). Cet impact anthropique n'est pas déconnecté de la variabilité climatique et les deux agissent de manière conjointe sur le développement des tufs. L'influence des activités humaines sur la sédimentation tufacée n'est pas synchrone puisqu'elles ne se sont pas développées et intensifiées de manière homogène en Europe, mais les mêmes activités (notamment le déboisement et le drainage des eaux) ont un impact négatif sur le dépôt de tuf. Les propositions de facteurs affectant le dépôt des tufs de la moyenne vallée de la Somme semblent donc être partagées par d'autres sites européens.

7. Conclusion

57 Les nouvelles recherches sur les tufs calcaires holocènes de la moyenne Somme, et notamment les prospections de terrain réalisées dans le secteur de Bourdon, montrent que les proéminences topographiques repérées sur le MNT qui jalonnent le fond de vallée correspondent bien aux « croupes de tuf » décrites par les auteurs des siècles derniers (Boucher de Perthes, 1849 ; Commont, 1910 ; Bourdier, 1969). La généralisation de ces résultats à l'échelle de la vallée entière met en évidence des massifs de tufs qui n'étaient pas encore cartographiés et démontre que la majeure partie de ces dépôts se situe dans la

moyenne vallée. La forte présence de tufs dans la moyenne vallée de la Somme est essentiellement liée à la présence d'un substrat crayeux. Plus spécifiquement, elle pourrait être liée à un type spécifique de substrat crayeux plus poreux et plus perméable que les autres substrats créacés du bassin de la Somme, qu'on retrouve quasi-exclusivement dans cette section de la vallée : la craie du Turonien supérieur à Coniacien. La couverture quaternaire, en particulier la décalcification des loess pourrait également favoriser le développement des tufs dès le début du Préboréal et surtout à l'Atlantique. Après le dépôt des tufs, une compaction plus importante des tourbes qui se sont développées en même temps que les formations tufacées est possiblement une explication de l'actuelle surélévation de ces tufs par rapport au fond de vallée.

58 Sur les cartographies réalisées à la suite de cette étude, deux types de morphologie de tuf sont distingués qui surplombent d'au moins 1,5 m le fond de vallée actuel. D'une part les dépôts serpentant dans le fond de vallée (type 1), dont la morphologie, la stratigraphie et l'étude malacologique indiquent qu'ils correspondent à d'anciens chenaux de la Somme. D'autre part, des massifs de tuf de plus grande ampleur en sortie de vallons tributaires à la Somme (type 2), qui témoignent d'une ancienne dynamique d'écoulements dans ces vallons. Par rapport au fond de vallée, ceux-ci ont des altitudes plus élevées que celles des tufs chenalisés. Ces différences suggèrent que le développement des tufs s'est fait via deux mécanismes hydrologiques distincts et aurait pu se faire en deux temps comme le décrivait Bourdier (1969). Le dépôt de tuf étudié à Bourdon (type 1) montre en effet un premier développement du tuf probablement entre le Boréal et l'Atlantique ancien (après 10198-9781 cal. BP et avant 5025-4839 cal. BP) et une seconde phase probablement entre l'Atlantique récent et le Subatlantique (après 5025-4839 cal. BP et après 2329-2074 cal. BP).

59 L'altitude des tufs supérieure au fond de vallée pourrait indiquer une hauteur des écoulements de la Somme et des nappes aquifères possiblement plus élevée qu'aujourd'hui. Leur abaissement pourrait être responsable de l'arrêt du dépôt des tufs, tel que cela a été le cas à Daours (Limondin-Lozouet et al., 2013). Pour l'Holocène ancien à moyen, les fluctuations climatiques et en particulier les variations dans les précipitations, semblent également avoir un impact sur le développement des tufs, en jouant sur l'érosion et la turbidité des cours d'eau. Le climat peut donc être imputé comme facteur responsable de l'arrêt du premier tuf développé à Bourdon, avant 5025-4839 cal. BP. Pour l'Holocène récent et surtout à partir du Subatlantique (3300-0 cal. BP), les activités humaines (déboisement, canalisation de la Somme, extraction de la tourbe), conjuguées aux facteurs climatiques, peuvent avoir joué un rôle dans l'arrêt de la sédimentation des tufs à la fin de l'âge du Bronze, mais leur importance dans ce processus reste incertaine.

60 Ces résultats contribuent à une meilleure compréhension de l'évolution géomorphologique de la vallée, notamment en ce qui concerne la position et la morphologie d'anciens chenaux de la Somme, dont le tracé actuel résulte d'une artificialisation ayant commencé dès l'époque gallo-romaine (Garcia et al., 2022). L'étude de ces chenaux de tuf permet ainsi de mieux comprendre le fonctionnement naturel des écoulements de ce cours d'eau en donnant accès à des informations qui ne peuvent être retrouvées dans des archives historiques.

Bottom valley environments contain important sedimentary archives for understanding past environments, as they also document the human societies that typically settled in these environments. Among valley deposits, calcareous tufas are commonly studied to determine the evolution of past climates and landscapes (e.g., Dabkowski et al., 2011; Limondin-Lozouet et al., 2013). In the Somme valley during the Holocene, tufas are mainly found in the middle valley, between Amiens and Abbeville. They are often interbedded with peat deposits (Commont, 1910), but the relationship between these sediments is not well understood. According to the authors (Bourdier, 1969; Antoine, pers. comm.), these tufas have been formed since the Preboreal period and mainly in the Atlantic. Their deposition stopped during the regressive marine phase of the Portelette (about 5500-4800 cal. BP) and started again during the Chalcolithic. Since then, no tufa formation are recorded in the bottom valley of the Somme River. Archaeological artefacts found in the tufa of Tirancourt attest to a tufa deposit dating back to at least to the Mesolithic and lasting until the Bronze Age. As the Somme River has been modified by human activity for a long time (Neolithic forest clearance, medieval peat extraction, 18th century canalisation, etc.), the current morphology and position of the river is different from that during the development of the tufa.

In the 19th and 20th centuries, studies have already attempted to determine the origin of the Holocene tufas of the Somme and their geographical distribution (Bourdier, 1969; Commont, 1910). There are two main hypotheses: (i) tufas correspond to ancient channels of the Somme River or (ii) tufas developed from ancient springs in the bottom valley. Their origin (river or spring) and their relationship with the peat were still poorly understood. Mapping would be helpful to determine their nature: if their distribution in the valley follows a channelized structure it is unlikely that they were formed from springs. In addition, a stratigraphic and malacological study could also indicate whether these tufas were formed in a fluvial environment or near springs. It could also provide some keys to understanding the relationship between tufas and peat. A DTM study of the middle valley compared with field surveys (boreholes) (fig. 4) aims to propose a map of the tufas within the middle Somme valley. Some of these are inferred from the DTM alone, while others are inferred from the DTM and verified by fieldwork and previous publications (fig. 10). They appear in relief on the DTM from +1 m to +7.5 m above the valley floor and show two types of morphology.

(i) Meandering tufas in the bottom valley (type 1). Their morphology is almost continuous and they meander along the valley floor. Their height ranges from +1 m to +4.5 m above the valley floor. This morphology indicates a fluvial origin (filling of former channels) and not a spring origin. The stratigraphic study of one of these tufas (Bourdon tufa) (fig. 12) confirms to the fluvial origin of these deposits, as does

the presence of mollusk species living in flowing water and the absence of spring species (tab. 3, fig. 11). It was formed in two phases: the first one consists of silty tufa, on the top of peat deposits after 10198–9781 cal. BP. This was followed by peat deposited before 5026–4839 cal. BP and at until at least 3819–3495 cal. BP. The second one, consists of a more indurated or sandy tufa deposited before 2683–2341 cal. BP and after 2329–2074 cal. BP.

(ii) Tufas at the confluence of the Somme River and its tributaries (type 2). These tufas are larger than the channeled tufas. They are located at the confluence of the Somme River and some of its tributary valleys. They are elevated between +5.5 m and +7.5 m above the valley floor.

Both of those two types of tufas are higher than the Somme at present. This probably indicates a rise in the groundwater level when the tufas were deposited. Differential compaction of tufa and peat would also explain why the tufas overhangs the bottom valley. The substratum seems to play a role in the distribution of the tufas. The *Micraster leskei* chalk (Upper Turonian to Lower Coniacian) is most abundant in this part of the valley and appears to be related to the deposition of the tufas. This chalk is more indurated and less porous than the other chalky substrates of the Somme valley, which increases the residence time of water (Laignel, 2003). Groundwater can therefore circulate for longer and become more carbonate-rich, which favours the deposition of tufa. This chalk also borders the valleys adjacent to the Somme, where the massive tufa deposits are formed. The soils of these valleys indicate the presence of an alluvial water table. Thus, the hydrodynamics must have been significant in order to precipitate such large masses of tufa. A lowering of the water table could be responsible for the cessation of the tufas in the middle valley, such as in other European valleys where tufas has been found. However, it is not certain whether this lowering was caused by climatic change or by a local effect of human activity. The end of deposition of the older Holocene tufas (before 5025–4839 cal. BP) found in the middle Somme could not be linked to human activities, as they had no impact in the bottom valley (François, 2021). On the contrary, the more recent tufas (formed at least from 2683–2341 cal. BP to 2329–2074 cal. BP in Bourdon) could have been subjected to human pressure.

These results contribute to a better understanding of the geomorphological evolution of the Somme valley, in particular with regard to the position and morphology of the ancient channels of the Somme, whose current course is the result of an artificialisation that began in Gallo-Roman times (Garcia et al., 2022). The study of these tufaceous channels provides a better understanding of the natural course of this river by giving access to information that cannot be found in historical archives.

Auteur correspondante, Tél : +33 (0)1 49 78 11 18, lea.beaumont@cnrs.fr (L. Beaumont)

Bibliographie

Agence de l'eau Artois-Picardie. (2013) - Etat des lieux des districts hydrographiques Escaut, Somme et Côtiers Manche mer du Nord-Meuse, annexes techniques. Fiche de caractérisation initiale de la masse d'eau AG011 du bassin Artois-Picardie, 383–416.

Alexandrowicz S.W. (1983) - Malacofauna of Holocene calcareous sediments of the Cracow Upland. Acta Geologica Polonica, 33 (1), 117–158.

Alexandrowicz W.P., Szymanek M., Rybska E. (2016) - Molluscan assemblages from Holocene calcareous tufa and their significance for palaeoenvironmental reconstructions. A study in the Pieniny Mountains (Carpathians, Southern Poland). Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 11 (1), 37–54.

Andrews J.E. (2006) - Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. Earth-Science Review, 75 (4), 85–104.

DOI : <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.002>

Andrews J.E., Pedley H.M., Dennis P.F. (1994) - Stable isotope record of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa. Holocene, 4 (4) 349–355.

Andrews J.E., Riding R., Dennis P.F. (1997) - The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology, 129 (1-2), 171–189.

DOI : [10.1016/S0031-0182\(96\)00120-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00120-4)

Antoine, P. (1997) - Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléni-glaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). Géographie Physique et Quaternaire 51, 93–106.

DOI : [10.7202/004763ar](https://doi.org/10.7202/004763ar)

Antoine P., Auguste P., Beun N., Beauchamps J., Depaepe P., Ducrocq T., Engelmann A., Fagnart J.-P., Frechen M., Laurent M., Limondin-Lozouet N., Loch J.-L., Munaut A.-V., Paris P., Petit C., Rousseau D.D., Sommé J. (1998) - Le Quaternaire de la vallée de la Somme et du littoral Picard. Livret guide de l'excursion de l'AFEQ (21 au 23 mai 1998). Laboratoire de Géographie Physique. Environnements quaternaires et actuels (UMR CNRS 8591), 162 p.

Antoine P., Auguste P., Bahain J.J., Coudret P., Depaepe P., Fagnart J.-P., Falguères C., Fontugne M., Frechen M., Hatté C., Lamotte A., Laurent M., Limondin-Lozouet N., Loch J.L., Mercier N., Moigne A.M., Munaut A.V., Ponel P., Rousseau D.D. (2003a) - Paléoenvironnements pléistocènes et peuplements paléolithiques dans le bassin de la Somme (nord de la France). Bulletin de la Société Préhistorique Française, 100 (1), 5–28.

DOI : [10.3406/bspf.2003.12790](https://doi.org/10.3406/bspf.2003.12790)

Antoine P., Munaut A.V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupéron M. (2003b) - Response of the Selle River to Climatic Modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quaternary Science Reviews, 22 (20), 2061–2076.

DOI : [10.1016/S0277-3791\(03\)00180-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00180-X)

Antoine P., Limondin-Lozouet N. (2004) - Identification of MIS 11 Interglacial tufa deposit in the Somme valley

(France): new results from the Saint-Acheul fluvial sequence. *Quaternaire*, 15 (1-2), 41–52.

DOI : 10.3406/quate.2004.1753

Antoine P., Limondin-Lozouet N., Auguste P., Loch J.L., Galheb B., Reyss J.-L., Escudé E., Carbonel P., Mercier N., Bahain J.-J., Falguères C., Voinchet P. (2006) - Le Tuf de Caours (Somme, France) : mise en évidence d'une séquence éémienne et d'un site paléolithique associé. *Quaternaire*, 17 (4), 281–320.

DOI : 10.4000/quaternaire.880

Antoine P., Fagnart J.P., Auguste P., Coudret P., Limondin-Lozouet N., Ponel P. (2012) - 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. *Quaternaire*, Hors série (5), 127–147.

Antoine P., Loch J., Limondin-Lozouet N., Auguste P., Bahain J., Goval E., Fagnart J.P., Debenham N., Ducrocq T. (2015) - Chapitre V. *Quaternaire et géoarchéologie de la Préhistoire : Le modèle de la vallée de la Somme et des régions avoisinantes*. In Carcaud, N., et Arnaud-Fassetta, G. (Eds.), *La géoarchéologie française au XXI^e siècle*. CNRS Éditions.

DOI : 10.4000/books.editions-cnrs.21954

Antoine P., Limondin-Lozouet N., Dabkowski J., Bahain J.J., Ghaleb B., Reyss J.L., Auguste P., Sévêque N., Jamet G., Jolly-Saad M.C., Gauthier A., Lebreton L., Loch J.L. (2024) - Last interglacial in western Europe: 20 years of multidisciplinary research on the Eemian (MIS 5^e) calcareous tufa sequence at Caours (Somme basin, France) – a review. *Boreas*, (à paraître).

DOI : 10.1111/bor.12654

Arenas-Abad C., Vázquez-Urbez M., Pardo-Tirapu G., Sancho-Marcén C. (2010) - Fluvial and Associated Carbonate Deposits. In Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H. (Eds.): *Carbonates in continental settings*. *Developments in Sedimentology*, 61, 133–175.

DOI : 10.1016/S0070-4571(09)06103-2

Audra P. (Dir.) 2010 - Grottes et karsts de France. *Karstologia Mémoires*, 19, 360 p. Association française de karstologie.

Bostyn F., Hachem L., Joseph F., Hamon C., Maigrot Y. (2016) - L'apport du site d'habitat de Conty « ZAC Dunant » (Somme) à la connaissance de la culture de Cerny. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 113 (2), 291–332.

DOI : 10.3406/bspf.2016.14625

Boucher De Perthes J. (1847) - Antiquités celtiques et antédiluviennes : Mémoire sur l'industrie primitive et les arts à leur origine. Tome 1. Treuttel et Wurtz, Dumoulin, Derache et V. Didron, Paris, 628 p.

DOI : 10.1017/CBO9780511705939

Bourdier F. (1969) - Étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 21, 169–231.

Breuil H.E.P. (1908) - Le vase de Belloy (Somme) (Planche XVIII). In: *Revue des Études Anciennes*, 10 (4), 339–341.

DOI : 10.3406/rea.1908.1556

Bronk Ramsey C. (2021) - OxCal v.4.4.4 [software].

URL: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html> Google Scholar

Brown A.G. (1997) - Alluvial geoarchaeology : Floodplain archaeology and environmental change. Cambridge University Press, Cambridge, 400 p.

Brun P., Buchez N., Gaudefroy S., Talon M., Le Goff I., Malrain F., Matteredne V. (2005) - Protohistoire ancienne en Picardie. *Revue archéologique de Picardie*, 3 (1), 99–120.

DOI : 10.3406/pica.2005.2460

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). (2020) - Fiche point d'eau BSS000DWHB (00454X0001/PC).

Capezzuoli E., Gandin A., Pedley M. (2013) - Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61 (1), 1–21.

DOI : 10.1111/sed.12075

Chrétien P., avec la collaboration de Sallier V. (2007) – Picardie – Nappe de la craie – Cartes piézométriques hautes eaux 2001-2002 et moyennes eaux 1960-2007. Rapport final. BRGM/RP-55971-FR, 72 p.

Cloquier C. (2002) - Les aménagements de l'estuaire de la Somme et l'amélioration de la navigation fluvio-maritime (XVII^e-XVIII^e s.). In : *Le milieu littoral. Actes congrès national « Milieu littoral et estuaires », Nantes 1999*. Ed^e CTHS : 205-21.

Cloquier C. (2006) - L'extraction de la tourbe dans le bassin de la Somme du XIII^e au XVIII^e siècle (Somme). *Quadrilobe*, 1, 59–67.

Commont V. (1910) - Note sur les Tufts et Tourbes de divers âges de la Vallée de la Somme : mode de formation et chronologie d'après la faune et l'industrie que renferme ces dépôts. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XXXIX, 209–248.

Coudret P., Fagnart J.-P. (2004) - Les fouilles du gisement Paléolithique final de Saleux (Somme). *Revue archéologique de Picardie*, 1, 3–17.

DOI : 10.3406/pica.2004.2386

Coûteaux M. (1969) - Formation et chronologie palynologique des tufts calcaires du Luxembourg belgo-grand-ducal. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 6 (3), 179–206.

DOI : 10.3406/quate.1969.1133

Dabkowski J., Limondin-Lozouet N., Antoine P., Marca-Bell A., Andrews J. (2011) - Enregistrements des variations climatiques au cours des interglaciaires pléistocènes d'après l'étude des isotopes stables de la calcite de tufts calcaires pléistocènes du nord de la France : exemple des séquences de Caours (SIM 5e ; Somme) et de La Celle (SIM 11 ; Seine-et-Marne). *Quaternaire*, 22 (4), 275–281.

DOI : 10.4000/quaternaire.6010

Dabkowski J., Limondin-Lozouet N., Andrews J.E., Marca A.D., Antoine P. (2016) - Climatic and environmental variations during the Last Interglacial recorded in a Northern France tufa (Caours, Somme basin).

Comparisons with regional to global records. *Quaternaire*, 27 (3), 249–261.

DOI : 10.4000/quaternaire.7647

Dabkowski J. (2020) - The late-Holocene tufa decline in Europe: Myth or reality? *Quaternary Science Reviews*, 230, 106141.

DOI : 10.1016/j.quascirev.2019.106141

Demangeon A. (1905) - La Picardie et les régions voisines Artois, Cambrais, Beauvaisis. Edit. Guénégaud (Paris), 496 p.

Denys L., Oosterlynck P. (2015) - Diatom assemblages of non-living substrates in petrifying Cratoneurion springs from lower Belgium. *Fottea*, 15, 123–138.

DOI : 10.5507/fot.2015.014

Deschodt L., 2005 - Un aménagement hydraulique du Vème siècle ap. J.-C., à Étouvie (Amiens, Somme). In Petit C. (Eds.) : Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine. Actes de la table-ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999, 8, Presse universitaire de Franche-Comté, 161–172. <https://inrap.hal.science/hal-02062752v1>

Desruelles S., Ghilardi M., Cloquier C., Delanghe D., Buchot Y., Hermitte D., Parisot J.C., Hoeblich, J.M. (2021) - Mid-to Late Holocene landscape reconstruction of the Maye Estuary (Picardy, Northern France) and its implications for human occupation. *Quaternary International* 601, 49–65.

DOI : 10.1016/j.quaint.2021.05.019

Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P. (2005) - Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadowka (eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction. *Geochronometria*, 24, 69–79.

Dobrowolski R., Pidek I.A., Alexandrowicz W.P., Hałas S., Pazdur A., Piotrowska N., Buczek A., Urban D., Melke J. (2012) - Interdisciplinary studies of spring mire deposits from Radzików (South Podlasie Lowland, East Poland) and their significance for palaeoenvironmental reconstructions. *Geochronometria*, 39, 10–29.

DOI : 10.2478/s13386-011-0052-3

Dournel S. (2007) - De l'exploitation historique de la tourbe dans la vallée de la Somme à la mise en nature des zones humides dans l'agglomération amiénoise : mutations paysagères et sociales. Histoire économique et sociale de la tourbe et des tourbières, Groupe d'Histoire des Zones Humides, Oct 2007, Laon, France. 211–228. <https://hal.science/hal-01017370/document>

Dubois G. (1949) - Les tourbières françaises. Deuxième partie : Résultats des prospections. Rapport Inventaires et stratégies tourbières. Ministère de l'industrie et du commerce, 634 p.

Ducrocq T. (1999) - Le Mésolithique du bassin de la Somme. Insertion dans un cadre morphostratigraphique, environnemental et chronoculturel. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 626 p.

Ducrocq T., Bridault A., Munaut, A.V. (1991) - Un gisement mésolithique exceptionnel dans le Nord de la France : Le Petit-Marais de la Chaussée-Tirancourt (Somme). *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 88, 272–276.

Emontspohl A.F (1993) - Palynologie du dernier cycle glaciaire- interglaciaire dans le nord de la France (début Weichselien et Holocène). Thèse de Doctorat, Université catholique de Louvain.

Fagnard J.P., Coudret P., Souffi B. (2008) - Les occupations mésolithiques du gisement de Saleux (Somme). In Fagnard J.-P., Thévenin A., Ducrocq T., Souffi B., Coudret P. (Eds.) : Le début du Mésolithique en Europe du Nord-Ouest, Actes de la Table ronde d'Amiens, 9 et 10 octobre 2004, Paris, Société préhistorique française, Mémoire XLV, 107–133.

François R. (2021) - Les 15 000 hectares de tourbières alcalines des vallées de Somme et d'Avre (Picardie) Première partie : milieu physique et géohistoire. *Bulletin de la Société Linnéenne Nord-Picardie*, 39, 78–160.

Fossier R. (1974) - Histoire de la Picardie. Edit. Privat, 186 p.

Gandouin E., Van Vliet-Lanøe B., Franquet E., Andrieu-Ponel V., Keen D.H., Ponel P., Meurisse M., Brulhet J., Brocandel M. (2007) - Analyse en haute résolution de la transgression holocène dans un secteur subsident du littoral français : le bassin-marais de St Omer (Pas de Calais, France). *Géologie de la France* (1), 11–32, 2007. (hal-02959270)

Garcia C., Antoine P., Bacon J., T. Ducrocq, S. Coutard, Beaumont L., Dabkowski J., Brasseur B. (soumis - submitted) - Le système fluvial alcalin de la moyenne vallée de la Somme depuis le Tardiglaciaire : mise en place et perturbations entre tourbe et tuf calcaire.

Garcia C., Antoine P., Brasseur B. (2022) - Les séquences tourbeuses des fonds de vallées du bassin de la Somme (France) : historique des recherches, évolution des concepts et perspectives. *Quaternaire*, 33 (1), 25–46.

DOI : 10.4000/quaternaire.16574

Glöer P. (2019) - The freshwater gastropods of the West-Palaeoarctis. *Biodiversity Research Lab, Hetlingen*, 399 p.

Goslin J., Van Vliet-Lanøe B., Stéphane P., Delacourt C., Fernane A., Gandouin E., Hénaff A., Penaud A., Suanez S. (2013) - Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: reconstitution from basal- peat deposits. *Géomorphol. Relief, Processus, environnement*, 19 (4), 425–444.

DOI : 10.4000/geomorphologie.10386

Goudie A.S., Viles H.A., Pentecost A. (1993) - The late-Holocene tufa decline in Europe. *The Holocene*, 3, 181–186.

Granai S., Dabkowski J., Hájková P., Naton H.-G., Brou L. (2020) - Holocene Palaeoenvironments from the Dierendall Tufa (Luxembourg) Reconstructed from the Molluscan Succession and Stable Isotope Records. *The Holocene*, 30 (7), 982–995.

DOI : 10.1177/0959683620908659

Grootjans A.P., Wolejko L., Mars H. De, Smolders A.J.P., Dijk G. Van. (2021) - On the Hydrological Relationship between Petrifying-Springs, Alkaline-Fens, and Calcareous-Spring-Mires in the Lowlands of North-West and Central Europe: Consequences for Restoration. *Mires and Peat*, 27 (12), 1–18.

DOI : 10.19189/MaP.2020.OMB.StA.2134

Hájková P., Horsák M., Hájek M., Lacina A., Buchtová H., Pelánková B. (2012a) - Origin and contrasting succession pathways of the Western Carpathian calcareous fens revealed by plant and mollusc macrofossils. *Boreas*, 41 (4), 690–706.

DOI : 10.1111/j.1502-3885.2012.00263.x

Hájková P., Grootjans A., Lamentowicz M., Rybničková E., Madaras M., Opravilová V., Michaelis D., Hájek M., Joosten H., Wolejko, L. (2012b) - How a *Sphagnum fuscum* -dominated bog changed into a calcareous fen: the unique Holocene history of a Slovak spring-fed mire. *Journal of Quaternary Science*, 27 (3), 233–243.

DOI : 10.1002/jqs.1534

Izembart H., Le Boudec B. (2004) - Le canal de la Somme, un ouvrage d'art comme invitation à découvrir le paysage, Conseil Général de la Somme, 306 p.

Kerney M. P. et Cameron R. A. D. (1979) - A Field Guide to the Land Snails of Britain and North-West Europe. Collins, London, 288 p.

Kerney M.P., Preece R.C., Turner C. (1980) - Molluscan and plant biostratigraphy of some Late Devensian and Flandrian deposits in Kent. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, 291, 1–43.

DOI : 10.1098/rstb.1980.0126

Laignel B. (2003) - Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. (HDR). Université de Rouen, Rouen, 138 p.

Leifeld J., Müller M. & Fuhrer J. (2011) - Peatland subsidence and carbon loss from drained temperate fens. *Soil Use and Management*, 27, 170–176

DOI : 10.1111/j.1475-2743.2011.00327.x

Le Jeune Y., Leroyer C., 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*, 18 (4), 459–476.

DOI : 10.4000/geomorphologie.10060

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, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris.

Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M. (2005) - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue. *Quaternaire*, 16 (4), 273–298.

DOI : 10.1016/j.geomorph.2007.02.029

Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J.-F., Fontugne M., 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

Limondin-Lozouet N., Preece R.C. (2004) - Molluscan successions from the Holocene tufa of St-Germain-le-Vasson in Normandy, France. *Journal of Quaternary Science*, 19 (1), 55–71.

DOI : 10.1002/jqs.812

Limondin-Lozouet N., Antoine P. (2001) - Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty, northern France. *Boreas*, 30 (2), 148–164.

DOI : 10.1111/j.1502-3885.2001.tb01219.x

Limondin-Lozouet N., Gauthier A., Preece R.C. (2005) - Enregistrement des biocénoses de la première moitié de l'Holocène en contexte tufacé à Saint-Germain-le-Vasson (Calvados). *Quaternaire*, 16 (4), 255–271.

DOI : 10.4000/quaternaire.473

Limondin-Lozouet, N., Preece, R.C., Antoine, P. (2013) - The Holocene tufa at Daours (Somme Valley, northern France): Malacological succession and palaeohydrological implications. *Boreas*, 42 (3), 650–663.

DOI : 10.1111/j.1502-3885.2012.00306.x

Magny M. (1992) - Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21 (4), 319–334.

DOI : 10.1111/j.1502-3885.1992.tb00038.x

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.

DOI : 10.1016/S1040-6182(03)00080-6

Mayewski P.A., Rohling E.E., Curt Stager J., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., Van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. (2004) - Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, 62, (3), 243–255.

DOI : 10.1016/j.yqres.2004.07.001.

Méléne G., Couteaux C., Meire G. (2017) - Fiche descriptive Ramsar, France, Marais et tourbières des vallées de la Somme et de l'Avre. 24 p.

Meyrick R.A., Preece R.C. (2001) - Molluscan successions from two Holocene tufas near Northampton, English Midlands. *Journal of Biogeography*, 28 (1), 77–93.

DOI : 10.1046/j.1365-2699.2001.00516.x

Mullenders W., Duvingneaud J., Coremans M. (1963) - Analyse Pollinique de dépôts de tuf calcaire et de tourbe à Treignes (Belgique). *Grana Palynologica*, 4 (3), 439–448.

Orth P., Pastre J.F., Gauthier A., Limondin-Lozouet N., 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

Pastre J.F., Leroyer C., Limousin-lozouet N., Orth P., Chaussé C., Fontugne M., Gauthier A., Kunesch S., Le Jeune Y., Saad M.C. (2002) - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin parisien (France), In : BRAVARD J.-P., MAGNY M. (dir.), Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans, Paris, Éditions Errance, 29–44.

Pastre J.-F., Orth P., Le Jeune Y., Bensaadoune S. (2006) - L'homme et l'érosion dans le bassin parisien (France). In Allée, P. et Lespez, L. (Eds.): L'érosion entre Société, Climat et Paléoenvironnement, Actes de la Table ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot. Coll. Nature et Société, 3, Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 237–247.

Pastre J., Leroyer, C., Limondin-Lozouet N., Antoine P., Chaussé C., Gauthier A., Granai S., Le Jeune Y., Wuscher P. (2015) - Chapitre VI. L'Holocène du Bassin parisien (France) : Apports de l'étude géoécologique et géoarchéologique des fonds de vallée. In Carcaud, N., et Arnaud-Fassetta, G. (Eds.), La géoarchéologie française au XXI^e siècle. CNRS Éditions.

DOI : 10.4000/books.editions.cnrs.21984

Pazdur A., Pazdur M.F., Starkel L., Szulc J. (1988) - Stable isotopes of Holocene calcareous tufa in Southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quaternary Research*, 30, 177–189.

DOI : 10.1016/0033-5894(88)90022-1

Pedley M., Andrews J., Ordonez S., Del Cura M. A. G., Martin J.G., Taylor D. (1996) - Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121 (3-4), 239–257.

DOI : 10.1016/0031-0182(95)00080-1

Pentecost A. (2005) - Travertine. Springer, Amsterdam, 445 p.

Puisségur J.-J. (1976) - Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 3, Dijon, 241 p.

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. (2020) - The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757.

DOI : 10.1017/RDC.2020.41

Starkel L., Kalicki T., Krapiec M., Soja R., Gebica P., Czyzowska E. (1996) - Hydrological changes of valley floors in upper Vistula basin during late Vistulian and Holocene. In Starkel L. (éd.), Évolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies, Special Issue, 9, Wrocław, 7–128.

Stéphan P. (2011) - Colmatage sédimentaire des marais maritimes et variations relatives du niveau marin au cours des 6000 dernières années en rade de Brest (Finistère). *Noröis*, 220, 9- 37.

DOI : 10.4000/noröis.3659

Stéphan P., Goslin J. (2014) - Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des « sea-level index points. *Quaternaire*, 25 (4), 295–312.

DOI : 10.4000/quaternaire.7261

Ters M., Délibrias G., Denèfle M. Rouvillois A., Fleur A. (1980) - Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichélien ancien. *Quaternaire*, 17, (1), 11–23.

DOI : 10.3406/quate.1980.1364

Van Geel B., Buurmann J., 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

Vaudour J. (dir.). (1988) - Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, Travaux 13, Aix en Provence, 280 p.

Vaudour J. (1994) - Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français, *Géographie Physique et Quaternaire*, 48 (3), 315–326.

DOI : 10.7202/033012ar

Wackenheim Q., Limondin-Lozouet N., Dabkowski J., Boudad L., Berger J.F. (2020) -Reconstructing mid-Holocene palaeoenvironmental dynamic in the Middle Atlas (Morocco) inferred from non-marine molluscs succession of the Aïtsaid ou Idder tufa sequence. *Quaternaire*, 31 (2), 145–164.

DOI : 10.4000/quaternaire.13783

Welter-Schultes F. (2012) - European non-marine molluscs, a guide for species identification. Bestimmungsbuch für europäische Land- und Süßwassermollusken. Planet Poster Editions, Göttingen, 674 + Q1-78 p.




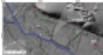




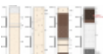
Annexe

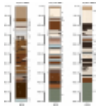






Abridged English version

Table des illustrations



Légende A : 1. Bassin versant de la Somme. B : 1. Colluvions de fond de vallon, Quaternaire ; 2. Colluvions sur versants, Quaternaire ; 3. Tufts, Holocène ; 4. Alluvions fluviales récentes, Holocène ; 5. Alluvions fluviales anciennes, Pléistocène ; 6. Limons loessiques, Pléistocène ; 7. Formations résiduelles à silex, Cénozoïque ; 8. Sables et grès mamelonnés remaniés, Sparnacien ; 9. Craie blanche localement phosphatée à rares silex, Santonien ; 10. Craie blanche localement phosphatée à silex, Santonien ; 11. Craie blanche à *Micraster decipiens*/coranguinum, Coniacien-Santonien ; 12. Craie blanche à nombreux silex à *Micraster leskei*, Turonien sup. à Coniacien inf. ; 13. Craie marneuse, Turonien inf. à moyen. A : *Somme basin*. B : 1. *Topographic colluvium, Quaternary*; 2. *Slope colluvium, Quaternary*; 3. *Tufa, Holocene*; 4. *Recent fluvial alluvium, Holocene*; 5. *Ancient fluvial alluvium, Pleistocene*; 6. *Loessic silts, Pleistocene*; 7. *Residual flint formations, Cenozoic*; 8. *Hilly sand and sandstone, Sparnacian*;

		9. White chalk locally phosphatic with rare flints, Santonian; 10. Locally phosphatic white chalk with flints, Santonian; 11. White chalk with <i>Micraster decipiens/coranguinum</i> , Coniacian-Santonian; 12. White chalk with numerous flints and <i>Micraster leskei</i> , upper Turonian to lower Coniacian; 13. Marly chalk, Lower to Middle Turonian.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-1.jpg
	Fichier	image/jpeg, 1,2M
	Titre	Fig. 2 - Schéma de synthèse des dépôts de fond de vallée de la Somme par Bourdier (1969). Fig. 2 - Synthesis diagram of the Somme valley floor deposits by Bourdier (1969).
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-2.jpg
	Fichier	image/jpeg, 383k
	Titre	Fig. 3 - Localisation et morphologie des tufs de la moyenne vallée de la Somme, d'après les descriptions de Commont (1910). Fig. 3 - Location and tufa morphology in the middle Somme valley, according to Commont (1910).
	Légende	1. Nappe continue de 5 m à 7 m d'épaisseur ; 2. Croupes de tuf rapprochées de 7 m à 9 m d'épaisseur ; 3. Masse ininterrompue de croupes de 7 m à 9 m d'épaisseur ; 4. Cours d'eau ; 5. Plan d'eau ; 6. Végétation. Fond de carte : BDAlti et BDTopo IGN. 1. Continuous nappe 5 m to 7 m thick; 2. Close tufa mounds 7 m to 9 m thick; 3. Uninterrupted mass of tufa mounds 7 m to 9 m thick; 4. Watercourse; 5. Water surface; 6. Vegetation. Map: BDAlti, BDTopo IGN.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-3.jpg
	Fichier	image/jpeg, 979k
	Titre	Tab. 1 - Âge des dépôts du fond de vallée de la Somme, d'après Bourdier (1969). Tab. 1 - Deposit age of the middle Somme valley, according to Bourdier (1969).
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-4.jpg
	Fichier	image/jpeg, 143k
	Titre	Fig. 4 - Sondages entre Bourdon et Yzeux. Fig. 4 - Boreholes between Bourdon and Yzeux.
	Légende	1. Tufs supposés ; 2. Présence de tuf ; 3. Absence de tuf ; 4. Sondages et coupes. Fond de carte : relief ombré dérivé du LiDAR HD de l'IGN. 1. Presumed tufas; 2. Presence of tufa; 3. Absence of tufa; 4. Boreholes and cross-sections. Map: shaded relief extracted from IGN LiDAR HD.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-5.jpg
	Fichier	image/jpeg, 786k
	Titre	Fig. 5 - Coupe amont du tuf de Bourdon. Fig. 5 - Upstream cross-section of Bourdon tufa.
	Légende	1. Niveau gris sombre ; 2. Tuf sableux bien induré ; 3. Tuf limoneux très gris ; 4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 4b. Tuf granulaire riche en malacofaune ; 4c. Niveau gris riche en malacofaune ; 4d. Tuf à oncolithes et branchettes ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 5c. Tuf granulaire ; 6a. Limons de tourbe dégradée ; 6b. Tourbe ; 6c. Limons organiques interstratifiés avec des limons crayeux. 1. Dark grey level; 2. Indurated sandy tufa; 3. Grey silty tufa; 4a. Alternating silty tufa and lentils of sandy tufa; 4b. Granular tufa; 4c. Grey level rich in malacofauna; 4d. Oncolitic tufa with vegetation small branches; 5a. Granular tufa with oncoliths; 5b. Tufa dam; 5c. Granular tufa; 6c. Organic and chalky silts; 6a. Degraded peat silts; 6b. Organic silts interbedded with chalky silts.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-6.jpg
	Fichier	image/jpeg, 380k
	Titre	Tab. 2 - Âges radiocarbone des dépôts de tufs de Bourdon. Tab. 2 - Radiocarbon age of tufa deposits of Bourdon.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-7.jpg
	Fichier	image/jpeg, 103k
	Titre	Fig. 6 - Coupe aval du tuf de Bourdon. Fig. 6 - Downstream cross-section of Bourdon tufa.
	Légende	1. Niveau gris sombre ; 2. Tuf sableux bien induré ; 3. Tuf limoneux très gris ; 4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 6b. Tourbe. 1. Dark grey level; 2. Indurated sandy tufa; 3. Grey silty tufa; 4a. Alternating silty tufa and lentils of sandy tufa; 5a. Granular tufa with oncoliths; 5b. Tufa dam; 6b. Peat.
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-8.jpg
	Fichier	image/jpeg, 323k
	Titre	Fig. 7 - Coupe transversale du tuf de Bourdon. Fig. 7 - Transversal cross-section of Bourdon tufa.
	Légende	4a. Alternance de tuf limoneux et lentilles de tuf sableux ; 4d. Tuf à oncolithes et branchettes ; 5a. Tuf granulaire à oncolithes ; 5b. Barrage de tuf ; 5c. Tuf granulaire ; 6a. Limons de tourbe dégradée ; 6b. Tourbe ; 6c. Limons organiques interstratifiés avec des limons crayeux. 4a. Alternating silty tufa and lentils of sandy tufa; 4d. Oncolitic tufa with vegetation small branches; 5a. Granular tufa with oncoliths; 5b. Tufa dam; 5c. Granular tufa; 6a. Degraded peat silts; 6b. Peat; 6c. Organic silts interbedded with chalky silts
	URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-9.jpg
	Fichier	image/jpeg, 164k
	Titre	Fig. 8 - Sondage ST1 du tuf de Bourdon. Fig. 8 - Borehole ST1 of Bourdon tufa.
	Légende	TGg. Tuf granulaire grossier ; TGf. Tuf granulaire fin ; TGm. Tuf granulaire massif ; Ts. Tuf sableux. Tb. Tuf granulaire fin bleuté ; Lt. Limons tufacés ; L. Limons ; Lo. Limons organiques ; ToL. Tourbe limoneuse ; To. Tourbe ; m.o. Matière organique ; Lgv. Limons gris-verts ; LTardi. Limons tardiglaciaires. TGg. Coarse granular tufa; TGf. Fine granular tufa; TGm. Massive granular tufa; Ts. Sandy tufa; Tb. Bluish fine granular tufa; Lt. Tufaceous silts; L. Silts; Lo. Organic silts; ToL. Silty peat; To. Peat; m.o. organic matter; Lgv. Greyish-greenish silt; LTardi. Tardiglacial silts.

URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-10.jpg
Fichier	image/jpeg, 253k
Titre	Fig. 9 - Sondage ST2, ST3 et ST4 du tuf de Bourdon. <i>Fig. 9 - Borehole ST2 of Bourdon tufa.</i>
 Légende	TGg. Tuf granulaire grossier ; TGf. Tuf granulaire fin ; TGM. Tuf granulaire massif ; Ts. Tuf sableux. Tb. Tuf granulaire fin bleuté ; Lt. Limons tufacés ; L. Limons ; Lo. Limons organiques ; ToL. Tourbe limoneuse ; To. Tourbe ; m.o. Matière organique ; Lgv. Limons gris-verts ; LTardi. Limons tardiglaciaires. <i>TGg. Coarse granular tufa; TGf. Fine granular tufa; TGM. Massive granular tufa; Ts. Sandy tufa; Tb. Bluish fine granular tufa; Lt. Tufaceous silts; L. Silts; Lo. Organic silts; ToL. Silty peat; To. Peat; m.o. organic matter; Lgv. Greyish-greenish silt; LTardi. Tardiglacial silts.</i>
URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-11.jpg
Fichier	image/jpeg, 458k
Titre	Tab. 3 - Nombre d'individus par espèce, pour la coupe amont de Bourdon. <i>Tab. 3 - Number of individuals per specie, for the upstream cross-section of Bourdon tufa.</i>
 URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-12.jpg
Fichier	image/jpeg, 599k
 URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-13.jpg
Fichier	image/jpeg, 312k
Titre	Fig. 10 - Variations des espèces de la coupe amont du tuf de Bourdon par groupe écologique, hors <i>Pisidium sp.</i> <i>Fig. 10 - Ecological group variations species in upstream cross-section of Bourdon tufa, without Pisidium sp.</i>
 Légende	2. Semi-forestiers ; 4. Steppiques ; 5. Milieu découvert ; 7. Mesophiles ; 8. Hygrophiles ; 9. Palustres ; A1. Eaux stagnantes riches en plantes ; A2. Marécages périodiques ; A3. Eaux calmes pauvres en plantes aquatiques ; A4. Eaux courantes. <i>2. Semi-forested; 4. Steppic; 5. Open country; 7. Mesophilic; 8. Hygrophilous; 9. Palustrine; A1. Vegetated stagnant water; A2. Periodic marshes; A3. Still waters poor in aquatic plants; A4. Running waters.</i>
URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-14.jpg
Fichier	image/jpeg, 306k
Titre	Tab. 4 - Nombre d'individus et d'espèces, pour la coupe amont de Bourdon. <i>Tab. 4 - Number of individuals and species, for the upstream cross-section of Bourdon tufa.</i>
 URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-15.jpg
Fichier	image/jpeg, 71k
Titre	Fig. 11 - Localisation des tufs dans la moyenne vallée de la Somme. <i>Fig. 11 - Tufa location in the middle Somme valley.</i>
 Légende	1. Tufs peu élevés déduits du MNT ; 2. Tufs peu élevés vus au MNT et vérifiés ; 3. Tufs élevés déduits du MNT ; 4. Tufs élevés vus au MNT et vérifiés ; 5. Tufs déjà référencés sur la carte géologique (fig. 1). <i>1. Low tufas deduced from DTM; 2. Low tufas deduced from DTM and verified; 3. High tufas deduced from DTM; 4. High tufas deduced from DTM and verified; 5. Tufas already referenced on the geological map (fig. 1).</i>
URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-16.jpg
Fichier	image/jpeg, 552k
Titre	Fig. 12 - Transect de la croupe de Bourdon. <i>Fig. 12 - Transect in Bourdon tufa.</i>
 Légende	1. Tuf granulaire grossier ; 2. Tuf granulaire fin ; 3. Tuf limoneux ; 4. Tuf granulaire fin bleuté ; 5. Tourbe ; 6. Limons organiques ; 7. Limons bleu-verts ; 8. Limons calcaires ; 9. Nappe de graviers ; 10. Sol actuel ; A. Oncolithes ; B. Malacofaune abondante ; C. Macrorestes végétaux. <i>1. Coarse granular tufa; 2. Fine granular tufa; 3. Silty tufa; 4. Bluish fine granular tufa; 5. Peat; 6. Organic silt; 7. Greyish-greenish silt; 8. Calcareous silt; 9. Basal valley gravels; 10. Modern soil. A. Oncolithes; B. Abundant malacofauna; C. Plants macroremains.</i>
URL	http://journals.openedition.org/geomorphologie/docannexe/image/18238/img-17.jpg
Fichier	image/jpeg, 373k

Pour citer cet article

Référence électronique

Léa Beaumont, Chloé Garcia, Pierre Antoine, Nicole Limondin-Lozouet, Boris Brasseur et Julie Dabkowski, « Les tufs calcaires holocènes de la moyenne vallée de la Somme (Nord de la France) : répartition spatiale, chronostratigraphie et implications paléogéographiques », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], vol. 29 - n°4 | 2023, mis en ligne le 07 juin 2024, consulté le 20 octobre 2024. URL : <http://journals.openedition.org/geomorphologie/18238> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/11rh0>

Auteurs

Léa Beaumont

Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS -Univ. Paris 1 et UPEC, 2 rue Henri Dunant, FR-94320 Thiais, France

Chloé Garcia

EDYSAN (Ecologie et Dynamiques des Systèmes Anthropisés) UMR 7058 CNRS - UPJV, 1 rue des Louvels, FR-80000 Amiens, France

Pierre Antoine

Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS -Univ. Paris 1 et UPEC, 2 rue Henri Dunant, FR-94320 Thiais, France

Articles du même auteur

Historique des travaux et perspectives de recherche sur deux séquences pléistocènes originales du Boulonnais : Wimereux Pointe aux Oies et Wissant Carrière du Fart (littoral du Pas-de-Calais, France) [Texte intégral]

History of work and research prospects for two original Pleistocene sequences in the Boulonnais region: Wimereux Pointe aux Oies and Wissant Carrière du Fart (Pas-de-Calais coast, France)

Paru dans *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 30 | 2024

Nicole Limondin-Lozouet

Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS -Univ. Paris 1 et UPEC, 2 rue Henri Dunant, FR-94320 Thiais, France

Boris Brasseur

EDYSAN (Ecologie et Dynamiques des Systèmes Anthropisés) UMR 7058 CNRS - UPJV, 1 rue des Louvels, FR-80000 Amiens, France

Julie Dabkowski

Laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels UMR 8591 CNRS -Univ. Paris 1 et UPEC, 2 rue Henri Dunant, FR-94320 Thiais, France