

Modifications des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France)

Modifications of fluvial systems at the Pleniglacial-Lateglacial transition and during the Holocene: The example of the Somme River basin (northern France).

Änderung fluvialer Systeme am Übergang vom Hochglazial zum Spätglazial und Holozän: Das Beispiel des Sommegebietes (Nord - Frankreich).

Pierre Antoine

Volume 51, Number 1, 1997

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/004763ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/004763ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Antoine, P. (1997). Modifications des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51(1), 93-106. <https://doi.org/10.7202/004763ar>

Article abstract

Recent research on Late Glacial and Holocene sequences of the Somme basin are based on large sections of alluvial plains completed by investigation of numerous archeological profiles. Field and bioclimatic data confrontation result in a global vision of the Somme basin valleys evolution between the end of the Weichselian Upper Pleniglacial and the middle of the Holocene. Within this evolution it is possible to identify important changes in fluvial morphology and sedimentation linked to climatic modifications. The first major modification of fluvial morphology is dated from the the Upper Pleniglacial/Lateglacial transition (13 000 BP): valley response to the climatic improvement is marked by an incision and the passage from a braided channel pattern to a transitional system (multi-channel). The first organic deposits infilling these channels are dated from the Bölling interstadial. During the Allerød we observe the deposition of organic silts in a large single channel system. The end of the Lateglacial, is characterized by a very important infilling of the entire valley by fine calcareous silts attributed to the Younger Dryas. These overbank deposits are linked to the overflowing of a single meandering channel. A second major incision phase, in a single channel, is related at the beginning of the Holocene at about 10 000 BP. Then, between the Preboreal and the middle of the Atlantic (10 300 to about 5 500 BP), the entire valley is progressively infilled by a peat bog with two lateral channels where organic silts were deposited. Finally, a last phase of erosion and incision, whose climatic origin is not obvious, appears in the Atlantic between about 6000 and 5500 BP. This last fluvial pattern modification is followed by the deposition of laminated organic silts in a large single channel and by an important calcareous tufa development.

MODIFICATIONS DES SYSTÈMES FLUVIATILES À LA TRANSITION PLÉNIGLACIAIRE - TARDIGLACIAIRE ET À L'Holocène : L'EXEMPLE DU BASSIN DE LA SOMME (NORD DE LA FRANCE)

Pierre ANTOINE, CNRS - UMR 9944 UFR de Géographie, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59 655, Villeneuve d'Ascq cedex, France.

Manuscrit reçu le 5 septembre 1995 ; manuscrit révisé accepté le 21 novembre 1996

RÉSUMÉ Les recherches récentes sur les séquences tardiglaciaires et holocènes du bassin de la Somme sont basées sur des transects de vallée complétés par les données provenant de l'étude de nombreux profils archéologiques. La confrontation des données stratigraphiques et des résultats des études bioclimatiques débouche sur un schéma global d'évolution des vallées du bassin de la Somme entre la fin du Pléniglaciaire weichsélien et le milieu de l'Holocène. Cette évolution se caractérise par d'importants changements de la morphologie et de la sédimentation fluviale en relation avec les modifications climatiques. La première modification majeure se situe à la limite Pléniglaciaire supérieur - Tardiglaciaire (13 000 BP) où la réponse des cours d'eau à l'amélioration climatique se traduit par une incision importante des dépôts weichséliens et le passage d'un système de chenaux en tresses à un système fluvial de transition à multiples chenaux stables. Les premiers dépôts organiques qui remplissent ces chenaux sont datés de l'interstade de Bölling. Au cours de l'Allerød, on observe le dépôt de limons organiques en relation avec un système à large chenal unique à méandres. La fin du Tardiglaciaire se manifeste ensuite par la mise en place dans l'ensemble de la vallée d'un remplissage de limons calcaires attribués au Dryas récent. Ces dépôts de décantation sont alimentés par le débordement périodique d'un chenal unique à méandres. Une seconde phase d'incision majeure, dans un chenal unique à méandres, marque le début de l'Holocène vers 10 000 BP. Ensuite, entre le Préboréal et le milieu de l'Atlantique, l'ensemble de la vallée est progressivement comblé par une tourbière bordée par de petits chenaux latéraux où se déposent des limons organiques. Enfin, une dernière phase d'incision, dont l'origine climatique n'est pas évidente, apparaît au sein de l'Atlantique entre 6000 et 5500 BP environ. Cette dernière modification importante du régime fluvial est suivie par le dépôt de limons organiques lités dans un large chenal unique à méandres, et le développement massif des tufs.

ABSTRACT Modifications of fluvial systems at the Pleniglacial-Lateglacial transition and during the Holocene : The example of the Somme River basin (northern France). Recent research on Late Glacial and Holocene sequences of the Somme basin are based on large sections of alluvial plains completed by investigation of numerous archeological profiles. Field and bioclimatic data confrontation result in a global vision of the Somme basin valleys evolution between the end of the Weichselian Upper Pleniglacial and the middle of the Holocene. Within this evolution it is possible to identify important changes in fluvial morphology and sedimentation linked to climatic modifications. The first major modification of fluvial morphology is dated from the the Upper Pleniglacial / Lateglacial transition (13 000 BP) : valley response to the climatic improvement is marked by an incision and the passage from a braided channel pattern to a transitional system (multi-channel). The first organic deposits infilling these channels are dated from the Bölling interstadial. During the Allerød we observe the deposition of organic silts in a large single channel system. The end of the Lateglacial, is characterized by a very important infilling of the entire valley by fine calcareous silts attributed to the Younger Dryas. These overbank deposits are linked to the overflowing of a single meandering channel. A second major incision phase, in a single channel, is related at the beginning of the Holocene at about 10 000 BP. Then, between the Preboreal and the middle of the Atlantic (10 300 to about 5 500 BP), the entire valley is progressively infilled by a peat bog with two lateral channels where organic silts were deposited. Finally, a last phase of erosion and incision, whose climatic origin is not obvious, appears in the Atlantic between about 6000 and 5500 BP. This last fluvial pattern modification is followed by the deposition of laminated organic silts in a large single channel and by an important calcareous tufa development.

ZUSAMMENFASSUNG Änderung fluvialer Systeme am Übergang vom Hochglazial zum Spätglazial und Holozän : Das Beispiel des Somme - Gebietes (Nord - Frankreich). Neuere Untersuchungen spätglazialer und holozäner Abfolgen aus dem Somme-Becken basieren auf groben Aufschlüssen (150-600 m Länge) in den alluvialen Ebenen. Die Untersuchungen werden durch zahlreiche archäologische Profile ergänzt. Geländebeobachtungen und bioklimatische Ergebnisse resultieren in einer ersten globalen Sicht der Entwicklung des Sommetals zwischen dem Ende des Weichsel-Pleniglazials und dem mittleren Holozän. Innerhalb der Entwicklung ist es möglich, bedeutende Veränderungen in der fluvialen Morphologie und Sedimentation, verbunden mit klimatischen Veränderungen zu erkennen. Die erste Hauptmodifikation der fluvialen Morphologie ist in dem Übergang Oberes Pleniglazial/Spätglazial (13 000 Jahre vor Heute) datiert. Die Talveränderungen aufgrund der Klimaverbesserungen sind durch die Tiefenerosion der Somme und dem Übergang von einem "braided river" Flußsystem hin zu einem Übergangssystem "multi channel pattern" charakterisiert. Die ersten organischen Ablagerungen, die diese Kanäle füllen, werden in das Bölling-Interstadial gestellt. Aus dem Allerød stammen Ablagerungen aus organischen Silten in einzelnen grossen Kanälen. Das Ende des Spätglazials, Jüngere Dryas, wird durch die sehr wichtige Ablagerung von feinkörnigen, kalkhaltigen Silten im gesamten Tal charakterisiert. Diese "overbank" sedimente werden mit dem Überfließen eines Kanals in Verbindung gebracht. Zwischen dem Präboréal und der mitte des Atlantikums (10 300 bis etwa 5500 Jahre vor heute) wurde das gesamte Tal kontinuierlich durch Torfe aufgefüllt. Desweiteren wurden in zwei lateralen Kanälen organische Silte sedimentiert. In einer letzten Phase kommt es zur Tiefenerosion. Der klimatische Grund für diese sedimentologischen Prozesse während des Atlantikums vor 5500 Jahren ist nicht ganz klar. Dieses letzte fluviale Ereignis wird durch die Ablagerung von geschichteten organischen Silten in einem einzelnen groben Kanal und der Entwicklung von Kalktuffen abgelöst.

INTRODUCTION

Le bassin de la Somme est un bassin hydrographique de faible superficie (4 000 km² env.), situé entre la Normandie et le Nord de la France (fig. 1). Le substratum antéquatenaire est partout représenté par la craie du Crétacé supérieur et les grandes lignes du réseau hydrographique sont guidées par des structures d'axe nord-ouest - sud-est comme le synclinal de la Somme (fig. 1). Enfin, les débits moyens actuels sont peu élevés : 20 à 30 m³/s pour la Somme, 4 à 5 m³/s pour les principaux affluents (la Selle et l'Avre, fig. 1).

L'étude de l'évolution de la sédimentation et de la dynamique fluviale au cours de la période Tardiglaciaire-Holocène dans le bassin de la Somme est relativement récente (Antoine, sous presse). Les seules données anciennes

actuellement utilisables pour la vallée de la Somme sont essentiellement issues des travaux de Commont (1910, 1912, 1913) qui effectua au début du siècle de nombreux relevés et proposa des interprétations concernant la mise en place des tourbes et des tufs ainsi que la position des industries préhistoriques au sein de ces dépôts. Ces données furent reprises ultérieurement dans les représentations synthétiques de Bourdier (1969). Cependant, le caractère le plus souvent très schématique de ces documents rend leur exploitation actuelle très délicate.

En ce qui concerne les données analytiques, seule une analyse palynologique ponctuelle dans le marais de Belloy-sur-Somme (Nilson, 1960) était disponible avant les travaux menés depuis 10 ans par A.V. Munaut et ses collaborateurs (Munaut et Defgnée, sous presse ; Emontspohl et Vermeersch, 1991; Reckinger et Munaut, 1995).

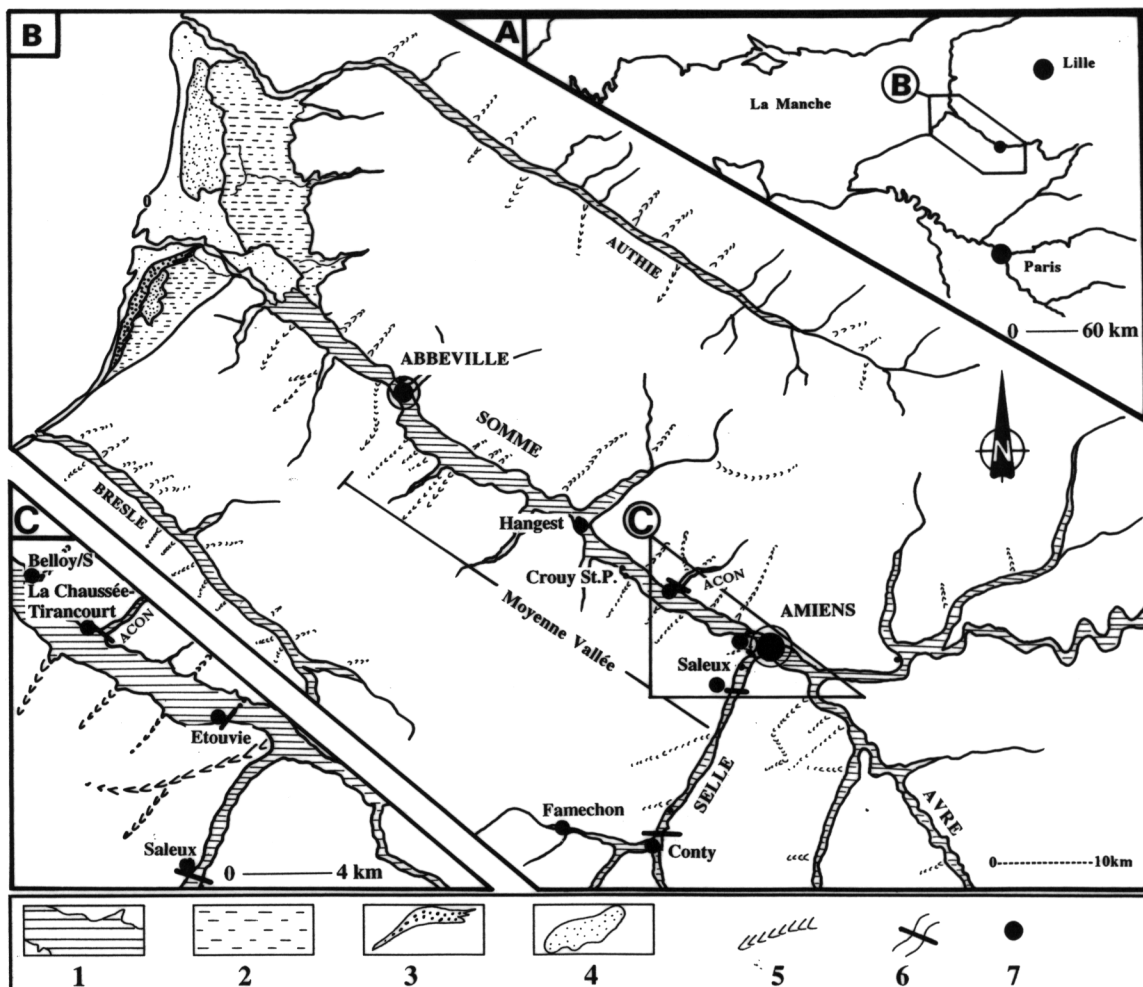


FIGURE 1. Localisation du bassin de la Somme dans le Nord de la France (A) ; contexte géomorphologique et localisation des principaux profils et transects de vallée (B et C). 1- Fonds de vallée, 2- plaine maritime, 3- cordons de galets, 4- dunes, 5- vallées sèches, 6- transects, 7- gisements préhistoriques et profils ponctuels.

Location of the Somme river basin in Northern France (A) ; geomorphological background and location of the main profiles and valley sections (B and C). 1- Current alluvial plain, 2- coastal plain (sands and muds), 3- pebble bars, 4- sandhills, 5- dried valleys, 6- transects, 7- archaeological sites and isolated sections.

Enfin, les résultats concernant la Basse-Somme et les dépôts de l'estuaire, qui nous renseignent précisément sur l'évolution de la sédimentation littorale et la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène (Agache *et al.*, 1969 ; Ters, 1977 ; Ters *et al.*, 1980 ; Beun et Broquet, 1980), ne concernent pas directement les milieux fluviaux de la moyenne vallée de la Somme sur lesquels sont axées les recherches récentes.

Le développement récent des recherches sur les environnements tardiglaciaires et holocènes du bassin de la Somme est en grande partie lié à celui des fouilles préhistoriques des gisements de fond de vallée ou de bas de versant (Mésolithique et Paléolithique supérieur final : Ducrocq, 1986, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993 ; Ducrocq *et al.*, 1991 ; Fagnart, 1984, 1987, 1988, 1993 ; Fagnart et Coudret, 1995).

Dans ce contexte, il est rapidement apparu nécessaire d'établir un cadre stratigraphique et paléoenvironnemental pour l'étude des nombreux gisements découverts dans le bassin de la Somme. De plus, dans les milieux humides de fond de vallée, l'abondance des gisements et leur très bonne conservation permettent de disposer d'une documentation fondamentale pour la restitution des paléoenvironnements. En outre, le développement actuel des opérations de sauvetage archéologique menées dans le cadre de travaux d'aménagement a fourni les conditions matérielles et des possibilités d'observation sans précédent pour l'étude de ces périodes.

L'objectif principal de ces recherches est donc de reconstituer l'évolution paléohydrologique des vallées du bassin de la Somme, d'étudier sa relation avec les variations climatiques au cours des 13 000 dernières années et de la comparer à celle des autres vallées de l'Europe du Nord-Ouest.

MÉTHODOLOGIE

Du point de vue méthodologique, ces recherches se fondent essentiellement sur des grands transects de vallée (fig. 2, 3 et 4). Ces profils de 80 à 600 m de longueur résultent de la corrélation de nombreux sondages rapprochés (5 à 20 m) effectués en combinant la " tarière gouge " manuelle et la tarière hélicoïdale sur machine hydraulique Sédidrill. Ils sont ensuite complétés par des séries de carottages destinés à prélever les échantillons nécessaires aux études palynologiques, malacologiques, et sédimentologiques ainsi qu'aux datations au radiocarbone. Ces transects permettent de définir la géométrie de chaque unité, ses variations latérales et ses relations avec le versant. Parallèlement, l'étude stratigraphique détaillée des profils des fouilles et les sondages archéologiques fournissent des données complémentaires plus ponctuelles qui sont intégrées à la démarche globale de restitution des environnements.

Enfin, l'ensemble de ces données stratigraphiques est confronté aux résultats des études bioclimatiques dans le cadre d'une recherche pluridisciplinaire comprenant des spécialistes de la malacologie (N. Limondin, AFAN-Laboratoire de chronoécologie, Besançon), de la palynologie (A.V.

Munaut, Laboratoire de palynologie, Université catholique de Louvain-la-Neuve), de l'archéozoologie (A. Bridault, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris), des coléoptères (Ph. Ponel, Université de Marseille), de l'anthracologie (J.M. Pernaut, Université Paris I), ainsi que de la préhistoire (T. Ducrocq, AFAN et UMR 9944-CNRS Lille ; I. Ketterer, Université de Paris I ; J.-P. Fagnart, Conservateur départemental du Patrimoine et UMR 9944-CNRS Lille ; P. Coudret, AFAN et UMR 9944-CNRS Lille) et des dateurs (M. Fontugne, Laboratoire de datation C14, CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette et J. Evin, Centre de datation par le radiocarbone, CNRS, Université de Lyon).

ÉVOLUTION DES VALLÉES DU BASSIN DE LA SOMME ENTRE LA FIN DU PLÉNIGLACIAIRE ET LE MILIEU DE L'HOLOCÈNE

CONTEXTE MORPHOLOGIQUE ET SÉDIMENTAIRE À LA FIN DU PLÉNIGLACIAIRE WEICHSÉLIEN

Dans le bassin de la Somme, la fin du Pléniglaciaire se caractérise par une forte extension des dépôts loessiques contemporains des Lœss de Couverture de la zone limoneuse de la France du Nord et du Nord-Ouest (Sommé, 1975 ; Lautridou et Sommé, 1974), corrélés avec les Sables de Couvertures de la zone sableuse de Belgique et des Pays-Bas (Paepe et Zagwijn 1972 ; Paepe et Sommé, 1970).

Les lœss du Pléniglaciaire supérieur se mettent en place sous la forme d'une couverture continue sur les plateaux et les versants sous le vent dont l'exposition varie entre l'est et le sud-est (Antoine, 1990). Bien que nous ne possédions encore aucune datation pour le bassin de la Somme, les corrélations lithostratigraphiques à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest sur la base des horizons repères comme le Niveau de Kesselt ou Horizon à Langues de Nagelbeek (Lautridou et Sommé, 1974 ; Haesaerts *et al.*, 1981), permettent de situer cette dernière phase d'accumulation loessique entre 20 000 et 22 000 BP environ (Haesaerts, 1984a). En Belgique, dans la vallée de la Haine à Maisières-Canal, la fin du Pléniglaciaire est représentée par un dépôt de lœss ruisselé entre 15 000 et 20 000 BP (Haesaerts, 1984b).

Dans la Somme, sur les rebords des nappes alluviales de la basse terrasse (Nappes de Montières et d'Étouvie : Antoine, 1989, 1990, 1994), ou en bas des versants à proximité des plaines alluviales, ces lœss calcaires typiques passent latéralement et très progressivement à des lœss plus hétérogènes caractérisés par une charge en granules de craie, en sable et en petits éclats de silex géolifracés (Antoine, 1989). Cette variation latérale de faciès laisse supposer une pollution des apports loessiques par des éléments autochtones alimentés par la déflation au sommet des dépôts sablo-calcaires de la nappe sablo-graveleuse de fond de vallée qui, dans un contexte de couverture loessique continue, représente l'origine la plus probable des granules de craie (0,5 à 2 mm), des éclats de silex (2 à 4 mm)

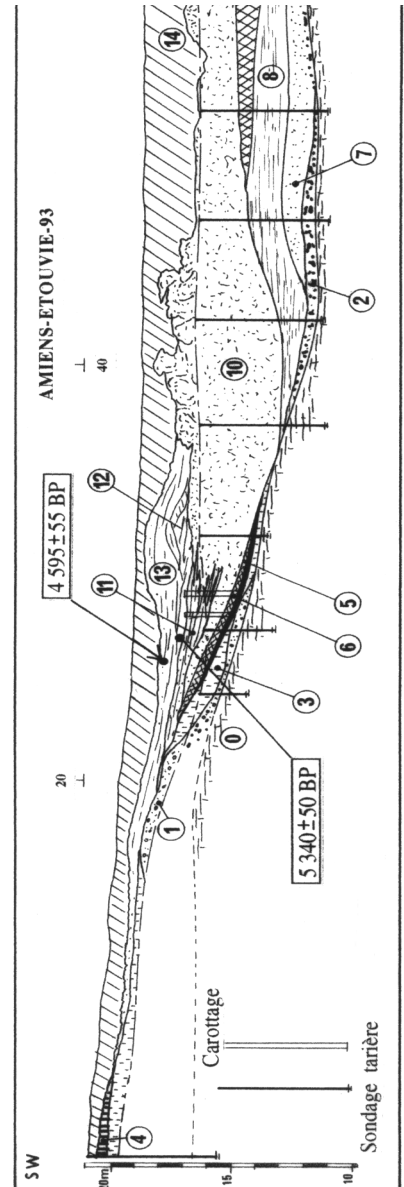
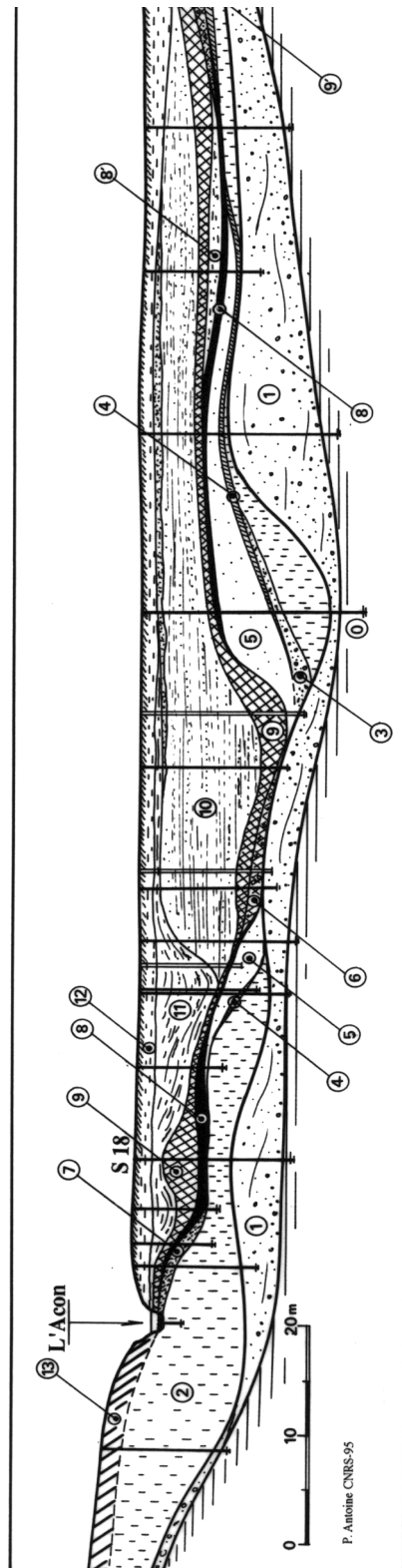
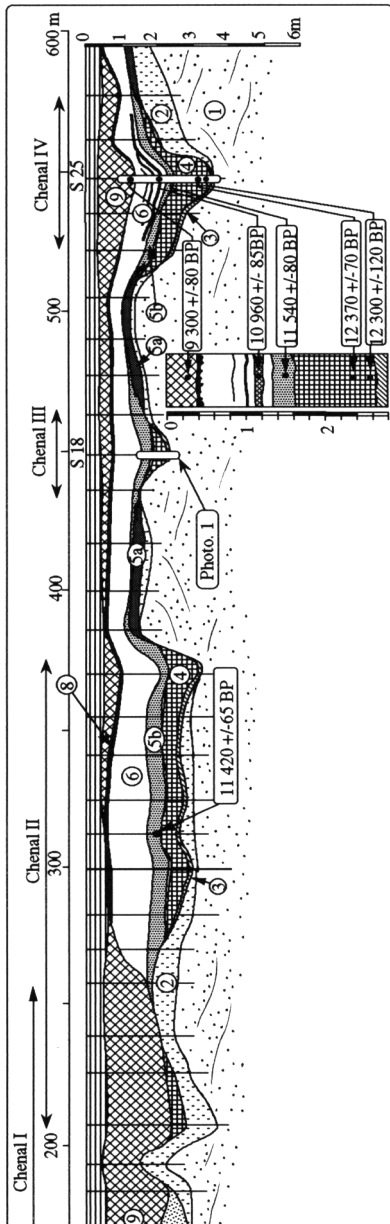


FIGURE 2. Transect de la vallée de la Selle à Conty. 1- Gravier de la nappe de fond de vallée, 2- limon loessique hydromorphe, 3- limon faiblement organique, 4- "tourbes rousses" à nombreux débris végétaux (bois, écorces, graines...), et mollusques aquatiques, 5a- limon organique calcaire, compact, à granules de craie épars, 5b- limons calcaires à horizons organiques et faciès tourbeux latéraux, 6- limon homogène calcaire, compact, gris-jaune clair à nombreux mollusques terrestres montrant un faciès lité à niveaux organiques et mollusques aquatiques dans le chenal IV, 7- graviers à matrice organique, 8- limon argileux organique gris-noir, 9- tourbe noire homogène passant à un limon organo-calcaire brun-jaune clair à débris végétaux et bois flottés dans la partie inférieure du chenal I, 10- ensemble de limons argileux organiques puis brun clair calcaires avec niveau gallo-romain et sol actuel.

Cross-section of the Selle valley at Conty. 1- Gravels of the valley floor, 2- hydromorphic loessic silt, 3- slightly organic silt, 4- "reddish peat" with numerous vegetal remains (wood, bark, seeds), and aquatic molluscs, 5a- calcareous organic silts with chalk granules, 5b- grey organic silts with organic horizons and lateral peaty facies, 6- homogeneous and light grey silt with numerous terrestrial molluscs showing a bedded facies with peaty levels in channel IV, 7- rolled flints gravels with organic matrix. 8- homogeneous clayey grey-black organic silt, 9- black homogeneous peat showing a bedded silty facies in the lower part of channel I, 10- complex of clayey silts with Gallo-Roman level covered by the current valley soil.

FIGURE 3. Transect de la vallée de l'Acon. 0- Craie, 1- cailloutis fluviaux, 2- loess sableux, 3- cailloutis de silex géolifracés, 4- limon organique à granules de craie et structure de sol, 5- limon calcaire à *Trichia*, *Succinea* et *Pupilla*, 6- limon organique calcaire à mollusques aquatiques et blocs de craie, 7- limon argileux organique hétérogène à structure de sol, 8- limon argilo-humique noir, 8'- limons fluviaux gris, calcaires à lits organiques, 9- tourbe noire, 10- limons humifères lités avec lentille de tuf au sommet, 11- limon argileux avec blocs de tourbe noire et de craie remaniés, 12- limon argileux avec sol de marais, 13- remblais récents.

Cross section of the Acon valley. 0- Chalk bedrock, 1- fluvial gravels, 2- sandy calcareous loess, 3- slope gravel bed, 4- organic silt with chalk grains and soil pattern, 5- calcareous silt with Trichia, Succinea and Pupilla, 6- organic calcareous silt with aquatic molluscs, 7- heterogeneous clayey organic silt with soil pattern, 8- black clayey and organic silt, 8'- fluvial calcareous silts with organic beds, 9- black peat, 10- bedded fluvial silts with a tufa lense at the top, 11- clayey silt with reworked blocks of peat and chalk, 12- clayey organic silt with marsh soil, 13- modern embankment.

FIGURE 4. Transect partiel de la vallée de la Somme à Étouvie. 0- Craie, 1- graviers fluviaux de terrasse, 2- graviers fluviaux de la nappe de fond de vallée, 3- loess calcaire sableux, 4- horizon BT sur loess, 5- limon argilo-organique gris-noir, 6- tourbe, 7- sable calcaire à oncolithes, 8- limon organique lité, 9- tourbes noires, 10- tufs massifs, 11- limon organique lité à débris végétaux, 12- sable et limons calcaires à oncolithes, 13- limon gris, calcaire, lité, 14- dépôts fluviaux gallo-romains et colluvions médiévales.

Partial section of the Somme valley at Amiens-Étouvie. 0- Chalk bedrock, 1- fluvial gravels of the lower terrace, 2- fluvial gravels of the bottom valley formation, 3- calcareous sandy loess, 4- BT horizon on loess, 5- dark grey clayey organic silt, 6- peat, 7- calcareous sands with algal concretions (oncolithes), 8- organic bedded silt, 9- black peat, 10- massive tufa complex, 11- bedded organic silt with vegetal remains, 12- calcareous sands with algal concretions (oncolithes), 13- grey bedded calcareous silts, 14- Gallo-Roman fluvial deposits and Middle Age colluvium.

et de la fraction sableuse. En outre l'absence de structures sédimentaires (litages) dans ces loess permet d'exclure une mise en place par ruissellement.

D'après les nombreuses observations effectuées en sondage où dans les fouilles, ces loess se poursuivent largement dans la plaine alluviale où ils recouvrent la majeure partie de la surface des graviers fluviaux (fig. 2 et 3, n° 2 ; fig. 5, unité 3). Localement, on peut observer entre ces loess et les graviers sous-jacents un dépôt sablo-limoneux calcaire peu épais (fig. 5, unité 2), dont le caractère nettement fluvial à la base (faciès stratifié à lits de sables calcaires) s'estompe progressivement vers le sommet où se fait le passage aux loess 3 (Antoine, 1989). Les ensembles 2 et 3 correspondent donc vraisemblablement à une séquence de colmatage loessique de la vallée à la fin du Pléniglaciaire. Cependant, si l'on considère la rupture brutale que l'on observe le plus souvent entre le sommet du fluvial grossier (unité 1) et la base du loess (unité 3), il est clair que la sédimentation fluviale grossière, représentée par des dépôts graveleux dans un système de chenaux en tresses (fig. 2 et 3, n° 1 ; fig. 5, unité 1), se termine avant le début de la mise en place des loess. Cet important changement de dynamique sédimentaire qui se manifeste au Pléniglaciaire supérieur par la fin de la sédimentation fluviale grossière et le passage à un dépôt loessique, est logiquement à relier au caractère très sec de cette dernière phase du Pléniglaciaire (stade isotopique 2). Des observations analogues ont d'ailleurs été faites en Normandie, dans la basse vallée de l'Orne (Clet et al., 1977).

Néanmoins, d'après la malacologie, alors que les séquences de loess hétérogènes des bas de versants et des parties externes de la vallée sont systématiquement azoïques, la partie supérieure des limons hydromorphes de fond de vallée livre localement une faune assez riche caractérisée par la présence de *Vallonia costata* et de *Vallonia pulchella* (Limondin, 1995). La présence de ces espèces, qui ne peuvent survivre pendant les maximums de froid du Pléniglaciaire, incite à placer ces dépôts dans les phases initiales du Tardiglaciaire. Des données palynologiques issues de l'étude de la vallée d'Acon semblent aussi indiquer la présence d'une sédimentation limoneuse attribuable au début du Tardiglaciaire (fig. 3, S18, n° 2, 20 cm sup.). En effet, le spectre pollinique traduit un paysage fortement découvert (7 à 20 % d'AP essentiellement représentés par *Betula*), dominé par les herbacées héliophiles (*Artemisia*) et les fougères (*Dryopteris*) indiquant un milieu humide encore peu colonisé par les arbres (Lambay, 1993). Ces observations, bien qu'encore très ponctuelles, posent donc le problème de l'existence de dépôts limoneux ruisselés postérieurs à la phase loessique principale du Pléniglaciaire supérieur et antérieurs à l'incision du début du Bölling récemment mise en évidence dans la vallée de la Selle (fig. 2, n° 4).

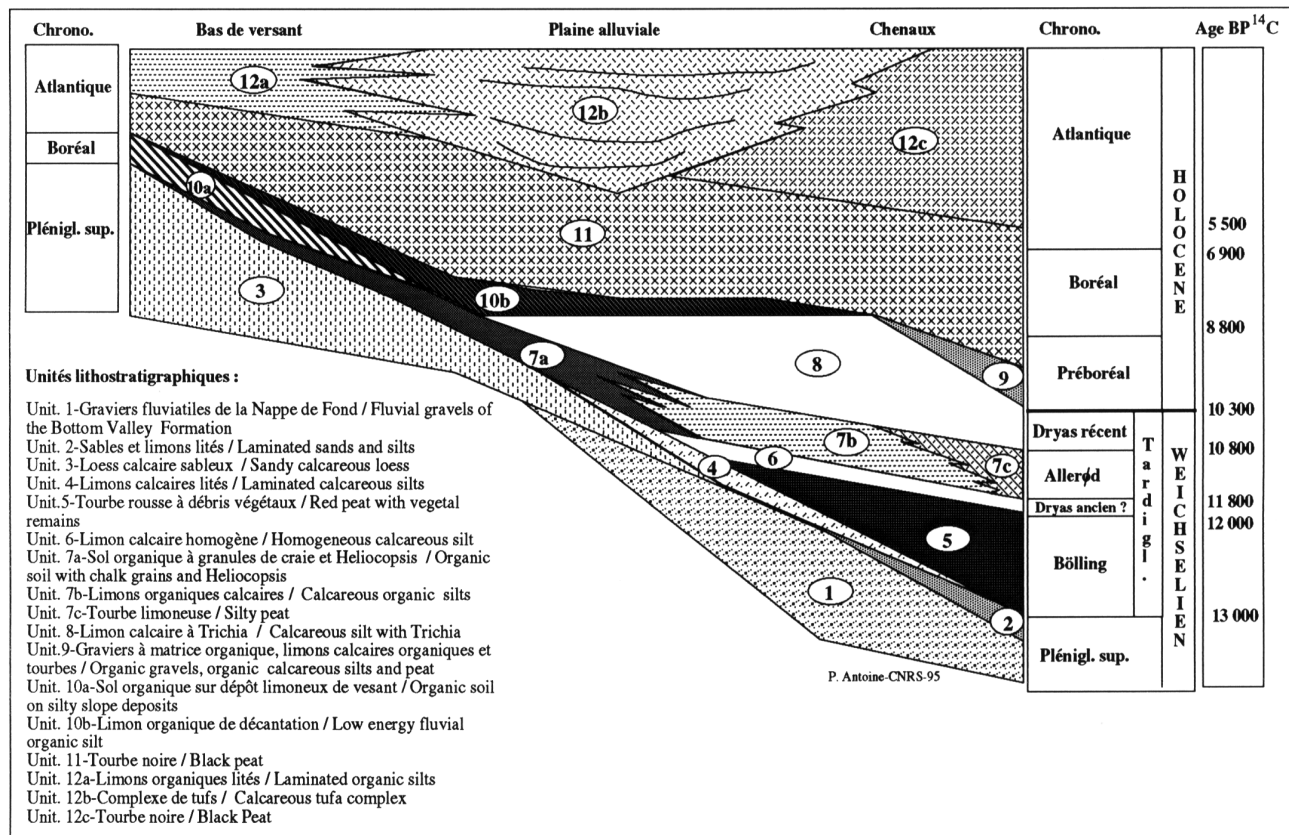


FIGURE 5. Lithostratigraphie, morphostratigraphie et interprétation chronostratigraphique de la séquence Tardiglaciaire-Holocène du bassin de la Somme.

Lithostratigraphy, morphostratigraphy and chronostratigraphical interpretation of the Late glacial / Holocene sequence in the Somme River basin.

TRANSITION PLÉNI-GLACIAIRE - TARDIGLACIAIRE (13 000 BP) ET DÉBUT TARDIGLACIAIRE (13 000 - 11 800 BP environ)

D'une manière générale, le bilan sédimentaire de la moyenne vallée de la Somme est peu favorable à la compréhension des phases initiales du Tardiglaciaire (Dryas le plus ancien, et Bölling). Par ailleurs, dans la vallée de la Selle, la comparaison des transects de Conty (amont) et de Saleux (aval) montre une disparition de l'enregistrement sédimentaire du début du Tardiglaciaire et plus généralement une diminution de l'épaisseur des dépôts tardiglaciaires vers l'aval (Antoine, 1995). D'après ces observations, il semble que ce phénomène soit lié à une intensification des processus érosifs (incision) dans la partie moyenne et aval des vallées au début de l'Holocène (Antoine, sous presse). Par contre, l'étude d'un des principaux affluents de la Somme, où le bilan du Tardiglaciaire est beaucoup plus dilaté (Conty, vallée de la Selle, fig. 1), a permis de combler cette lacune. En effet, le transect de Conty (fig. 2) a débouché sur la mise en évidence de trois chenaux bien individualisés, faiblement asymétriques (50 à 100 m de large pour 2 à 3 m de profondeur), incisés dans les dépôts pléniglaciaires (graviers et loess). Ces chenaux sont remplis par des limons

organiques lités à mollusques aquatiques (*Pisidium*) passant progressivement à des tourbes compactes homogènes (fig. 2 et 6, n° 4). L'ensemble est très riche en débris végétaux (bois, écorces, graines, feuilles) et contient des nombreux restes de coléoptères et des mollusques, principalement aquatiques. Le dosage du carbone organique total montre un très net enrichissement en matière organique au cours de la mise en place de cette séquence (carbone organique total (COT) : 4 à 16 % de la base au sommet).

Les datations au ¹⁴C montrent que le colmatage de ces premiers chenaux tardiglaciaires s'est produit au Bölling : 12 370±70 BP (Ly-6998 sur tourbe) et 12 300±120 BP (Oxa 6257, accélérateur sur bois de cervidé). Les premiers résultats de l'analyse des tourbes tardiglaciaires de Conty font apparaître une augmentation progressive du pourcentage du pollen d'arbres de la base vers le sommet (de 20 à 50 %). Les arbres sont représentés par *Betula* et surtout *Salix* et l'ensemble du spectre apparaît typique du Bölling (A.V. Munaut, communication orale). Dans le bassin de la Somme, le Bölling avait préalablement été identifié par la palynologie à Famechon (fig. 1), dans un petit affluent de la Selle (Emontspohl et Vermeersch, 1991).

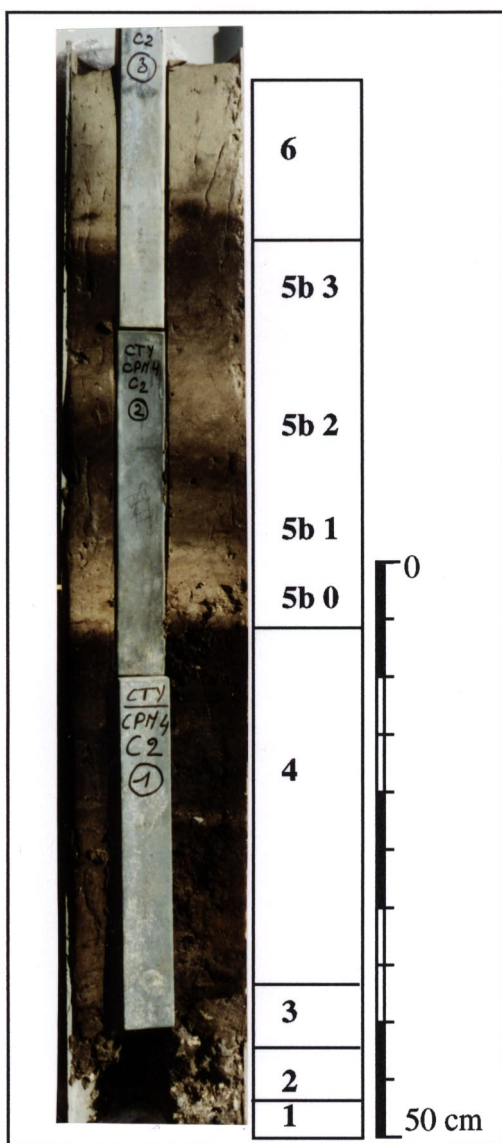


FIGURE 6. Carotte montrant la partie inférieure de la séquence tardiglaciaire de Conty (sondage S18, fig. 2).

Core section showing the lower part of the Late glacial sequence of Conty (boring S18, Fig. 2).

Du point de vue sédimentaire, ces premières phases tardiglaciaires se caractérisent par une baisse progressive de la fraction minérale (limons) des sédiments au profit de la matière organique. Cette évolution traduit une stabilisation de plus en plus marquée du paysage par la végétation (biostasie). D'après ces résultats, le passage du système de sédimentation en tresses pléni-glaciaire (*braided channel*) au système fluvial de transition à chenaux stables et le déclenchement de l'incision se ferait donc au début du Bölling (fig. 9).

La comparaison avec les résultats obtenus dans d'autres réseaux hydrographiques montre que cette transition morphodynamique majeure apparaît simultanément dans la plupart des vallées de l'Europe du Nord-Ouest et qu'elle correspond à un phénomène généralisé marquant la limite Pléni-glaciaire - Tardiglaciaire : vallées de la Seine (Roblin-Jouve, 1994), de l'Oise (Pastre et Leroyer, sous presse), de la petite Nette (Munaut et Paulissen, 1973) et de la Haine en Belgique (Haesaerts, 1984a et b), de la Meuse aux Pays-Bas (Bohnke *et al.*, 1987 ; Vandenberghe, 1993, Vandenberghe *et al.*, 1987, 1994) et de la Warta et de la Vistule en Pologne (Kozarski, 1983 ; Kalicki, 1991). Par ailleurs, des études récentes ont montré que le passage des systèmes à chenaux en tresses (*braided river*) aux chenaux uniques plus ou moins méandriformes se faisait dès 13 000 BP, par l'intermédiaire d'une phase de transition à plusieurs chenaux stables et à faible rayon de courbure (Vandenberghe *et al.*, 1994). Ce phénomène, qui intervient au début du réchauffement climatique, est provoqué par une importante augmentation du débit liquide et une diminution de la charge des cours d'eau. Il est en relation avec le développement des précipitations dans un contexte où l'évapotranspiration est encore faible, mais où le couvert végétal permet déjà une stabilisation des sédiments (Vandenberghe, 1993 ; Van Huissteden et Vandenberghe, 1988).

Cette première amélioration climatique du Tardiglaciaire est aussi responsable de la structuration principale de l'horizon BT postglaciaire sur loess (Van Vliet-Lanøe, 1987 a et b ; Van Vliet-Lanøe *et al.*, 1992). Les multiples observations récentes ont montré que cet horizon argilique, essentiellement attribué au Bölling, ne s'est pas formé dans le fond de vallée, très probablement en raison du caractère humide et trop peu drainant du milieu.

Enfin, dans les chenaux II et III du transect de Conty, on observe systématiquement entre le sommet du colmatage tourbeux bölling (fig. 2, n°4) et la base des limons organiques datés de l'Allerød (fig. 2, n° 5b, fig. 6, niveau 5b1) un niveau de limon fluvial calcaire homogène blanc peu épais (fig. 6, niveau 5b0). Ce limon se différencie nettement des dépôts sous et sus-jacents par son contenu en carbonates (CaCO_3 : 58 %), et une faible pourcentage de matière organique (COT : 3%).

Les caractéristiques sédimentologiques de ce sédiment dénotent un changement brutal de l'environnement caractérisé par la remobilisation de la craie des versants qui se traduit par une brusque augmentation du pourcentage de carbonate dont la valeur est proche de celle des limons du Dryas récent (fig. 2, n° 6 : CaCO_3 : 50 à 70 %). D'après sa position stratigraphique, ses caractéristiques sédimentologiques et les dates au ^{14}C obtenues sur les niveaux qui l'encadrent, il est possible que ce niveau corresponde à la manifestation du Dryas ancien (fig. 5, unité 6). Cet épisode climatique a d'ailleurs été mis en évidence à Famechon à quelques kilomètres en amont dans la vallée des Évoissons (fig. 1) sur base palynologique (Emontspohl et Vermeersch, 1991), ainsi qu'au sud de l'Angleterre (Preece, 1994) et dans le Massif central français (Juvigné et Bastin, 1995).

Dans les vallées des Pays-Bas, il se manifeste essentiellement par une phase sèche (mise en place de sables éoliens), liée à un abaissement du plan d'eau qui coïncide avec la période d'incision maximale des chenaux (Vandenbergh et Bohnke, 1985 ; Bohnke *et al.*, 1987).

ALLERØD (11 800-10 800 BP)

Contrairement au Bölling, l'Allerød est beaucoup plus fréquemment enregistré dans la moyenne vallée de la Somme où il est représenté par un sol construit faiblement humifère (1 à 2 % de matière organique) développé sur des apports ruisselés de versant à granules de craie (fig. 2, n° 5a, fig. 3, n° 4, fig. 5, unité 7a). Indépendamment de ses caractéristiques sédimentologiques (abondance de granules de craie issus du versant), la géométrie de ce sol organique montre clairement qu'il s'est formé aux dépens d'apports ruisselés accumulés en bas de versant dans les parties externes de la plaine alluviale et en bordure des dômes graveleux présents dans la vallée. La formation de ce sol individualisé en premier lieu à Belloy-sur-Somme (Fagnart, 1993) se situe, d'après la palynologie, dans un contexte de forêt claire à bouleaux au cours de la première phase de l'Allerød (Munaut et Defgnée, sous presse).

Cette attribution à l'interstade d'Allerød est confortée par la datation au radiocarbone des occupations du Paléolithique supérieur final situées à la base et au sommet du sol à granules dans les sites d'Hangest-sur-Somme et de Saleux (fig. 1) et datées respectivement d'environ 11 000 et 11 600 BP (Fagnart, 1993). La phase à pin de la deuxième partie de l'Allerød, qui a été observée d'une manière ponctuelle dans le profil de la vallée de l'Acon (Lambay, 1993), apparaît beaucoup plus systématiquement dans les profils de Conty (A.V. Munaut, communication orale). Par ailleurs, le passage à un milieu forestier et un climat plus océanique au cours de l'Allerød est nettement souligné par l'apparition dans la grande faune du cerf, du sanglier, du chevreuil et de l'auroch (Bridault, sous presse). D'après les travaux de Limondin (1995), les malacofaunes du sol organique à granules de craie attribué à l'Allerød sont caractérisées par la diversification des espèces où dominent néanmoins les *Valtonia* ainsi que par la présence systématique d'*Hélicopsis striata* qui représente une espèce repère pour cette zone. De plus, l'étude de la séquence de Conty dans la vallée de la Selle (fig. 1) a permis de mettre en évidence d'autres faciès attribuables à l'Allerød dans des positions morphologiques différentes :

- En position de plaine alluviale, en liaison avec les chenaux II et III (fig. 2) on observe la succession de deux horizons de limons organiques calcaires (fig. 6, niveaux 5b1 et 5b3, CaCO₃ : 50% ; COT : 7 à 8 %) séparés par un niveau de limon calcaire gris clair (fig. 2, n° 5b, fig. 6, niveau 5b2, CaCO₃ : 56 % ; COT : 2,5). Le niveau organique inférieur a été daté de 11 420 ± 65 BP (Ly-285 (OxA), accélérateur sur charbon de bois).

- Latéralement, dans le chenal abandonné n° IV (fig. 2, n° 5c) et dans la partie la plus profonde du chenal II, ces dépôts passent progressivement à un faciès limono-tourbeux à dé-

bris végétaux (bois, écorces) qui a livré les dates suivantes 11 540 ± 80 BP (chenal IV, accélérateur sur écorce de Pin ; Ly-284 (Oxa) et 11 080 ± 65 BP (chenal IV, matériel total ; Ly-6998).

La synthèse des données de la vallée de la Selle (Conty, Saleux) et de l'Acon montre que dès l'Allerød, le système fluvial est caractérisé par un chenal unique à méandres (fig. 9). Les fluctuations de ce chenal (débordements) se traduisent par la mise en place de dépôts de décantation limoneux calcaires en position latérale dans la plaine alluviale. Cependant, les données de Conty montrent que cette dynamique n'est pas constante et qu'elle est entrecoupée par deux phases majeures de stabilisation de la plaine alluviale qui se traduisent par la formation d'horizons organiques bioturbés (fig. 6, 5b1 et 5b3). Outre leur faciès, ces horizons se caractérisent par une forte augmentation du pourcentage de carbone organique (fig. 6, COT : 8% dans les horizons organiques 5b1 et 5b3, 2,5% dans le niveau 5b2).

L'analyse du contenu pollinique de ces différents niveaux (A.V. Munaut, en cours) doit prochainement nous permettre de déterminer si ces deux phases de stabilisation correspondent à des simples variations de la dynamique alluviale ou à des variations plus globales de l'environnement au cours de l'Allerød comme cela a pu être montré dans les enregistrements de la mer de Norvège (Intra-Allerød Cold Period, Lehman et Keigwin, 1992). Enfin, d'une manière générale, l'Allerød semble se différencier du Bölling par une nette augmentation du bilan de la sédimentation alluviale et une plus forte mobilisation des versants.

DRYAS RÉCENT (10 800-10 300 BP)

Dans la moyenne vallée de la Somme et dans l'ensemble de ses affluents, la péjoration climatique du Dryas récent débute par une phase d'érosion postérieure au sol organique de l'Allerød. En effet, les dépôts attribués au Dryas récent reposent très souvent directement sur les unités limoneuses inférieures dans des topographies pourtant tout à fait favorables à la formation du sol organique à *Hélicopsis*. De même, dans la vallée, le début du Dryas récent se caractérise par une érosion des niveaux allerød (blocs de limon organique allerød remaniés à la base du chenal Dryas récent). Par contre, cette érosion, qui peut être liée à un déplacement du chenal, n'implique pas d'incision importante.

Du point de vue sédimentaire, le Dryas récent se manifeste par la mise en place d'un important colmatage de limons calcaires (1 m en moyenne) dans l'ensemble du fond de vallée (fig. 2 et fig. 6, n° 6, fig. 3, n° 5, fig. 5, unité 8). Les spectres palynologiques de ces limons indiquent un milieu steppique dominé par les herbacées mais où persiste néanmoins un pourcentage relativement important du pollen d'arbres (20 à 50 %). Ces arbres sont essentiellement représentés par le bouleau et le pin (Lambay, 1993 ; Munaut et Defgnée, sous presse). Les malacofaunes (Limondin, 1995) indiquent un climat froid (*Pupilla*, *Vallonia*)

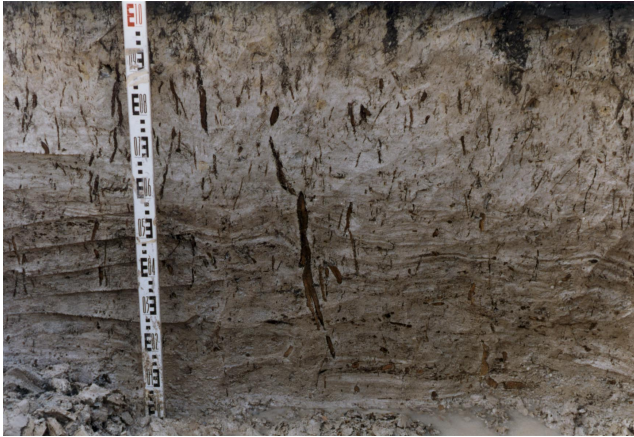


FIGURE 7. Faciès de chenal du Dryas récent dans la vallée de la Selle, à Conty.

Younger Dryas channel facies in the Selle valley at Conty.

et un milieu fortement humide (*Trichia hispida*, *Succinea oblonga*), voire localement marécageux (*Columella columella*).

Dans ce contexte froid et très humide, les fonds de vallée sont donc le siège d'une importante sédimentation limono-calcaire essentiellement alimentée par l'érosion des versants crayeux (CaCO_3 : 50 à 70 %, COT : 0,5 à 0,8 %). L'absence de structure sédimentaire est due à une importante bioturbation liée à la végétation herbacée qui colonise les sédiments au fur et à mesure de leur dépôt. Ces boues crayeuses, issues de la gélifraction sur les versants calcaires, sont probablement concentrées dans les fonds de vallée au moment de la fonte de la couverture neigeuse au printemps et au début de l'été. Cette interprétation est compatible avec les résultats issus de l'étude des rivières des Pays-Bas qui montrent le caractère fortement contrasté du climat au début du Dryas récent, où les températures moyennes estivales sont estimées à 10-11 °C (Vandenbergh et al., 1987).

Dans les vallées du bassin de la Somme, la géométrie et le faciès de ces dépôts évoquent un système de débordement et de décantation périodique dans une plaine alluviale à chenal unique (fig. 9). La mise en place de ces dépôts fluviaux de décantation entraîne un rehaussement et une régularisation progressive de la surface de la plaine alluviale (surface plane à la fin du Dryas récent). Néanmoins, si les faciès de débordement (*overbank facies*) sont aisément observables dans l'ensemble de la vallée, les faciès de chenal sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence car ils ont le plus souvent été érodés au moment de la phase d'incision contemporaine du début de l'Holocène. Ces observations semblent indiquer une certaine stabilité dans le tracé des chenaux entre le Dryas récent et le début de l'Holocène.

Dans le transect de la vallée de la Selle à Conty, le colmatage de limons calcaires à *Trichia* visible dans l'ensemble de la vallée (fig. 2, n° 6), passe localement à un faciès

aquatique à intercalations organiques localisé dans un chenal de faible largeur (fig. 2, chenal abandonné n° IV). L'horizon organique inférieur y a été daté de la transition Dryas récent - Allerød (10 960 ± 85 BP, Ly-7408).

De nouveaux sondages, effectués parallèlement au transect de la figure 2 (Antoine, inédit), ont récemment permis d'observer les faciès typiques du chenal Dryas récent qui n'étaient pas nettement visibles dans le transect de la figure 2 : limons et sables calcaires grossiers lités à niveaux de granules de craie, petits silex et lits de mollusques aquatiques et de bois flottés (fig. 7). Ces dépôts s'inscrivent dans une géométrie de chenal unique à méandres de plus de 100 m de large. Leur absence dans le transect de la figure 2 est liée à la stabilité du chenal I au cours de la phase d'incision du début de l'Holocène.

Enfin, cette importante phase de sédimentation à forte charge carbonatée attribuée au Dryas récent présente des faciès similaires dans les vallées de la Marne et de l'Oise (Pastre et Leroyer, sous presse). Dans les profils d'Europe du Nord, le Dryas récent est aussi représenté par une importante sédimentation de limons de débordement fluviaux puis par des sables dunaires éoliens dans un contexte climatique fortement contrasté (Vandenbergh et Bohncke, 1985 ; Munaut et Paulissen, 1973). Des faciès semblables à ceux de la Somme ont aussi été observés au Danemark sur substrat crayeux (Hammarlund et Buchard, 1996).

TRANSITION DRYAS RÉCENT, PRÉBORÉAL ET PRÉBORÉAL (10 300-8800 BP)

La transition avec le Préboréal se marque tout d'abord par une deuxième phase d'incision majeure dans un système de chenal unique à méandres (fig. 2, chenal I, fig. 9). Cette phase d'incision représente un phénomène généralisé observé dans la plupart des réseaux hydrographiques de l'Europe du Nord en relation avec le début de l'amélioration climatique rapide du Préboréal (Vandenbergh, 1993 ; Vandenbergh et al., 1994 ; Pastre et Leroyer, sous presse ; Roblin-Jouve, 1994 ; Haesaerts, 1984a et b).

Dans le bassin de la Somme, cette incision qui déblaie une grande partie des limons calcaires à *Trichia* du Dryas récent et notamment les faciès de chenaux modèle une nouvelle topographie du fond de vallée sur laquelle vont s'établir les dernières occupations du Paléolithique supérieur final datées de 9800 à 10 000 BP (Fagnart, 1993). Ces industries sont associées à une faune représentée par le cheval, l'auroch et le cerf indiquant un milieu encore relativement ouvert au début du Préboréal.

Les premiers dépôts fluviaux du Préboréal se caractérisent par une forte augmentation de la concentration en matière organique représentée par des restes végétaux (10 à 15%), dans un sédiment où la fraction limoneuse de versant domine encore nettement. Localement, le fond du chenal préboréal est tapissé par des dépôts graveleux à matrice organique hérités de l'érosion du sommet de la nappe de fond de vallée (fig. 2, n° 7, fig. 3, n° 6). En effet, c'est au début du Préboréal que l'approfondissement maximal du chenal est atteint. La suite du Préboréal se mani-

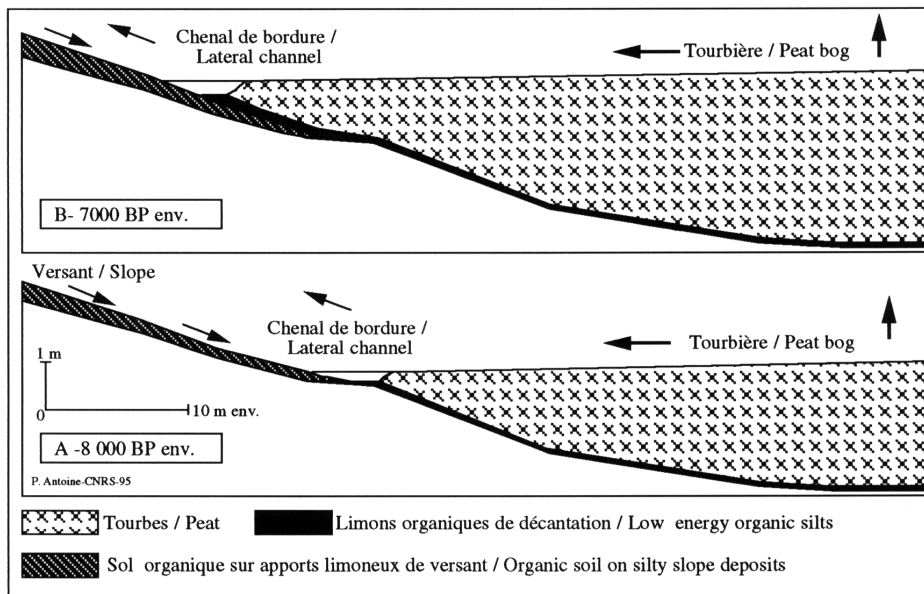


FIGURE 8. Sédimentation diachronique dans un chenal de bordure de la tourbière au Boréal entre environ 8000 BP (A) et 7000 BP (B).

Diachronic sedimentation in peat bog lateral channel during the Boreal between about 8000 BP (A) and 7000 BP (B).

ferme, par la mise en place, des premières tourbes (fig. 2, 3 et 4, n° 9, fig. 5, base de l'unité 11). Dans la moyenne vallée de la Somme à Étouvie (fig. 4), les données palynologiques permettent d'attribuer le début de la sédimentation tourbeuse aux phases initiales du Préboréal (Reckinger et Munaut, 1995). Cette interprétation est confirmée par la date de 9930 ± 60 BP (Ly-7456, tourbe) obtenue récemment pour ce niveau (fig. 4, base de 9). Le milieu végétal, de plus en plus nettement forestier, est dominé par le pin dans la partie inférieure de 10 300 à 9500 BP puis le noisetier à partir de 9500 BP (Reckinger et Munaut, 1995).

BORÉAL (8800-6900 BP)

Le Boréal se distingue nettement par une importante extension des tourbes dans l'ensemble de la vallée (fig. 2 et 3, n° 9, fig. 4, n° 6 et 9, fig. 5, unité 11). Ce phénomène entraîne le comblement et la disparition progressive de la chenalisation précédente (fig. 8 et 9). L'absence de chenal est attestée dans le transect de la vallée d'Acon par la présence d'une couche de tourbe continue sans aucun faciès de chenal d'un bout à l'autre de la vallée (fig. 3, n° 9).

Les données stratigraphiques, palynologiques et les datations au ^{14}C ont montré que l'extension de la tourbe était contemporaine du dépôt d'un limon organique à dominante minérale dans les chenaux localisés entre la bordure de la tourbière et le bas du versant (fig. 2, n° 8, fig. 3, n° 8, fig. 4, n° 5, fig. 5, unité 10b). Ce limon organique, que l'on peut assimiler à un "précurseur" de la tourbe, et la tourbe qui le recouvre ensuite vont donc progressivement envahir la vallée. Dans ce système de sédimentation diachronique lié à l'extension de la tourbière, illustré par la figure 8, le limon organique apparaît donc de plus en plus récent en direction des bords de la vallée. En fonction de la topographie du contact tourbière-versant, ce système génère des formes de chenaux plus ou moins larges ou profondes. Les

résultats des analyses palynologiques effectuées dans ces limons dans la vallée d'Acon ainsi que les datations au ^{14}C , ont confirmé la validité de ce modèle de sédimentation diachronique en relation avec l'extension d'une tourbière dans l'ensemble de la vallée (Lambay, 1993). Le même phénomène a été mis en évidence aux Pays-Bas et en Belgique dans les vallées de la Dijle et de la Mark (Vandenberghé et De Smedt, 1979 ; Vandenberghé *et al.*, 1984).

En outre, la synthèse des observations récentes, complétée par des transects de vallée à proximité des versants, a montré que cette progradation du limon organique de décaantation en bordure de tourbière (fig. 5, unité 10b) était contemporaine de la mise en place, sur les bas de versant et les bords de la plaine alluviale, d'un petit sol humifère construit sur dépôts de versants ruisselés (fig. 3, n° 7, fig. 4, n° 5, fig. 5, unité 10a). Ce processus, essentiellement contemporain du Boréal, est à l'origine de la localisation particulière de ces limons qui ne sont présents que dans le bas des versants ou dans la partie externe de la plaine alluviale en liaison avec un versant limoneux. Cependant, ce modèle mis en évidence dans la vallée d'Acon ne semble pas applicable à l'ensemble des vallées du bassin de la Somme. Par exemple, le transect de la vallée de la Selle à Saleux montre la persistance d'un chenal unique au cours du Boréal. Dans ce chenal, beaucoup moins développé que celui du Préboréal, se déposent des limons organiques lités à débris végétaux et mollusques aquatiques (Antoine, 1995). Dans le cas de la Selle, la persistance d'une certaine dynamique fluviale au cours du Boréal, attestée par ces dépôts, est probablement à relier à une pente nettement plus forte du profil longitudinal.

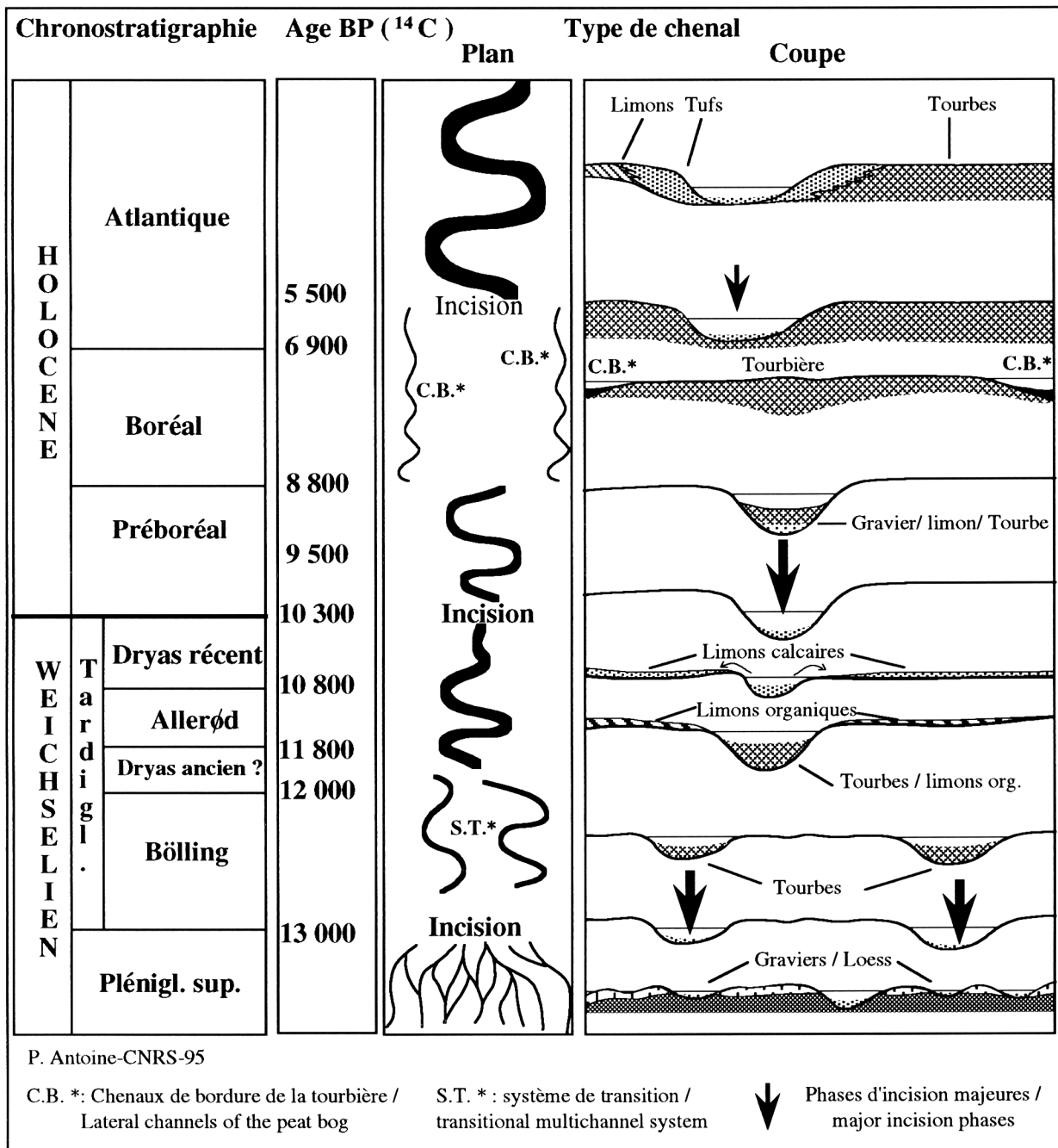


FIGURE 9. Évolution de la morphologie fluviale des cours d'eau du bassin de la Somme entre la fin du Pléniglaciaire weichsélien et le milieu de l'Atlantique.

Fluvial morphology evolution in the Somme basin rivers between the end of the Weichselian pleniglacial and the middle of the Atlantic.

ÉVOLUTION AU POST-BORÉAL ET AU DÉBUT DE L'ATLANTIQUE (6900-5300 BP environ)

D'après les observations stratigraphiques et les datations obtenues pour les tourbes du site mésolithique de La Chaussée-Tirancourt et de la séquence d'Étouvie près d'Amiens (fig. 3 et 4), la limite Boréal - Atlantique se situe au sein de la sédimentation tourbeuse (Ducrocq, 1993 ; Rec-

kingier et Munaut, 1995). L'extension de la tourbière et la mise en place de limons organiques de bordure se poursuit donc sans changement important pendant la première moitié de l'Atlantique. D'après les données au ¹⁴C du transect d'Étouvie (fig. 4), la fin de la sédimentation tourbeuse se situe en effet vers 6000 BP (6040 ± 50 BP, Ly-7452).

Dans les profils de La Chaussée-Tirancourt et dans le transect de la vallée d'Acon, la fin de l'extension des tourbes se manifeste par une érosion et l'incision d'un grand chenal suivies par la mise en place de limons fluviatiles organiques finement lités à nombreux débris végétaux (fig. 3, n° 10, fig. 5 unité 12a). La date au ^{14}C obtenue à La Chaussée-Tirancourt sur des restes osseux jalonnant la base de ces dépôts en bordure de la vallée (5530 ± 70 BP Gifa-9238) est en accord avec les données d'Étouvie et confirme l'existence d'un important changement de la dynamique de la vallée entre 6000 et 5500 BP. Enfin à Étouvie, où un important site néolithique a été mis en évidence en bordure de la vallée de la Somme (Antoine, 1993, fig. 4), les données palynologiques montrent que les premières traces de déforestation (déclin de l'orme, apparition du plantain et des céréales) apparaissent dès 5300 BP (fig. 4, base de 13, Reckinger et Munaut, 1995). Il est donc possible que ce changement de la dynamique de la vallée soit en rapport avec la déforestation liée aux occupations néolithiques qui s'effectuent à cette période dans l'ensemble de la France septentrionale (Constantin, 1989).

CONCLUSIONS

Le bilan de ces travaux débouche donc sur une première reconstitution de l'histoire des vallées du bassin de la Somme entre la fin du Pléni-glaciaire weichsélien et le milieu de l'Atlantique. Les apports principaux sont représentés par la mise en évidence de plusieurs changements majeurs de la morphologie et de la sédimentation fluviatile entre la fin du Pléni-glaciaire et le début de l'Holocène. Ces transformations sont corrélables avec celles observées dans les autres bassins de l'Europe du Nord-Ouest et sont mises en relation avec les variations du climat et de l'environnement :

1) La réponse des cours d'eau à l'amélioration climatique brutale marquant la transition Pléni-glaciaire supérieur - Tardiglaciaire vers 13 000 BP se traduit par le passage d'un système de chenaux en tresses présent dans l'ensemble de la plaine alluviale à un système de transition caractérisé par un faible nombre de chenaux stables dans lesquels se mettent en place des dépôts tourbeux attribuables au Bölling.

2) Au cours de l'Allerød on observe le passage vers un système de grand chenal unique à méandres. Les débordements de ce chenal alimentent une sédimentation limono-organique dans la plaine alluviale. Au sein de ces dépôts, il est possible de mettre en évidence plusieurs phases de stabilisation avec formation d'horizons organiques bioturbés qui pourraient indiquer plusieurs oscillations climatiques au cours de l'Allerød. L'importance de la fraction minérale dans ces dépôts alluviaux (limons), et surtout la formation de sols construits sur apports limoneux ruisselés en position de bas de versant, traduisent une relative instabilité des versants limoneux pendant l'Allerød.

3) La réponse du cours d'eau à la péjoration climatique du Dryas récent se traduit par une phase d'érosion sans véritable incision suivie d'un important colmatage de la vallée par des dépôts de limons fluviatiles calcaires qu'alimente le dé-

bordement périodique d'un grand chenal à méandres.

4) La transition vers l'interglaciaire holocène se manifeste par une importante incision des dépôts précédents dans un contexte de grand chenal unique à méandres (incision maximale), entraînant le plus souvent l'érosion des faciès de chenaux du Dryas récent.

5) La sédimentation holocène débute par la mise en place, dans la partie la plus profonde de ce chenal, de dépôts caillouteux puis limoneux organiques. Elle se poursuit par le développement des premières tourbes pendant l'ensemble du Préboréal. Entre la fin du Préboréal et le milieu de l'Atlantique, on assiste à la réduction progressive de la taille du chenal en liaison avec une baisse progressive de la dynamique et l'extension du colmatage tourbeux dans la vallée. Dans les vallées de la Somme et de l'Acon, cette dynamique entraîne la disparition totale de la chenalisation. Au cours de cette période très particulière de l'évolution de la vallée, comprenant le Boréal et la première moitié de l'Atlantique, la sédimentation limoneuse se localise dans les chenaux de bordure de la tourbière à la jonction avec le versant. L'extension de la tourbière provoque la migration progressive des chenaux de bordure en direction des versants et le caractère diachronique des limons organiques qui s'y déposent.

6) Cette dynamique, liée à l'extension des tourbes, est finalement interrompue entre 6000 et 5500 BP par une phase d'érosion et d'incision à laquelle succède le dépôt de dépôts organiques lités à débris végétaux et lentilles de tufs calcaires. D'après les résultats obtenus en bordure de la Somme à Étouvie, cette phase pourrait avoir une origine essentiellement anthropique (déforestation des versants au Néolithique).

Le développement de ces recherches dans le bassin de la Somme doit à l'avenir permettre de compléter cette reconstitution de l'évolution des vallées pour la période comprise entre la fin de l'Atlantique et la période actuelle. Parallèlement, il est nécessaire de multiplier les transects afin de mieux appréhender la diversité des réponses entre les vallées ou segments de vallée. Enfin, il est important de développer les études sédimentologiques et géochimiques ainsi que les travaux sur les coléoptères et les macrorestes végétaux dans le but de déboucher sur une reconstitution de plus en plus précise de l'évolution de l'environnement depuis la fin des temps glaciaires.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier le ministère de la Culture et le Conseil général de la Somme qui financent une partie de ces recherches dans le cadre du programme " Prospection thématique sur le paléoenvironnement des sites préhistoriques ". L'auteur tient aussi à remercier les lecteurs Martine Clet et Jean-Pierre Larue pour leurs conseils fort utiles.

RÉFÉRENCES

Agache, R., Bourdier, F. et Petit, R., 1969. Le Quaternaire de la Basse Somme : tentative de synthèse. Bulletin de la Société géologique de France, 7 (5) : 422-442.

- Antoine, P., 1989. Les terrasses quaternaires du Bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique, contribution à la connaissance du paléoenvironnement des gisements paléolithiques. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 437 p.
- _____. 1990. Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique du Bassin de la Somme. Publication du Centre d'Études et de Recherches préhistoriques de l'Université de Lille, 2 : 231 p.
- _____. 1993. Transect de la Somme à Étouvie et approche géologique et géomorphologique du tracé de l'autoroute A16. Bilan scientifique 1993, Service régional de l'Archéologie de Picardie, p. 25-29.
- _____. 1994. The Somme Valley terrace system (Northern France): A model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP. *Terra Research*, 5 : 453-464.
- _____. 1995. Évolution de la vallée de la Selle au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. In Catherine Saleux la Vierge, Un gisement tardiglaciaire et holocène de la vallée de la Selle (Somme). Document final de synthèse, Service régional de l'Archéologie de Picardie, 231 p.
- _____. (sous presse). Évolution tardiglaciaire / holocène de la moyenne vallée de la Somme (France). Actes du colloque "Chronostratigraphie et Environnement des occupations du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest" (Congrès annuel des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994).
- Beun, N. et Broquet, P., 1980. Tectonique quaternaire (Holocène?) dans la plaine littorale picarde des Bas-Champs de Cayeux et de leurs abords orientaux. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 17 : 47-52.
- Bohncke, S. et Vandenberghe, J., 1987. Palaeohydrological development in the southern Netherlands during the last 15 000 years, p. 253-281. In L. Starkel, K.J. Gregory et J.B. Thornes, édit., *Temperate Palaeohydrology*. John Wiley
- Bohncke, S., Vandenberghe, J., Coope, R. et Reiling, R., 1987. Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian Late Glacial. *Boreas*, 16 : 69-84.
- Bourdier, F., 1969. Excursion dans le Bassin de Paris de l'Association internationale pour l'Étude du Quaternaire du 18 au 28 août 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 : 169-220.
- Bridault, A. (sous presse). Chasseurs, ressources animales et milieux dans le Nord de la France de la fin du Paléolithique à la fin du Mésolithique. Actes du colloque "Chronostratigraphie et Environnement des occupations du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest" (Congrès annuel des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994).
- Clet-Pellerin, M., Huault, M.F., Larsonneur, C. et Pellerin, J., 1977. La basse vallée de l'Orne, le remblaiement périglaciaire et postglaciaire, l'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 105 : 23-44.
- Commont, V., 1910. Notes sur les tufs et les tourbes de divers âges de la vallée de la Somme. Mode de formation et chronologie d'après la faune et l'industrie que renferment ces dépôts. *Association géologique du Nord*, 39 : 210-248.
- _____. 1912. Chronologie des industries protohistoriques, néolithiques et paléolithiques dans les dépôts holocènes et pléistocènes du Nord de la France et en particulier de la vallée de la Somme. *Congrès international d'Anthropologie et d'Archéologie préhistorique*, Genève, p. 239-249.
- _____. 1913. Les Hommes contemporains du renne dans la vallée de la Somme. *Mémoire de la Société des Antiquaires de Picardie* 37, 430 p.
- Constantin, C., 1989. Néolithique ancien et moyen dans le Nord de la France. In J.P. Mohen, édit., *Le temps de la Préhistoire*. Société préhistorique française, *Archeologia*, : 371-373.
- Ducrocq, T., 1986. Le Mésolithique de la vallée de l'Avre (secteur Amiens-Moreuil). *Mémoire de DEA, Université des Sciences et Techniques de Lille*, 79 p.
- _____. 1989. Le Mésolithique du Marais de Hailles (Somme). Publication du Centre d'Études et de Recherches préhistoriques de l'Université de Lille, 1 : 109-120.
- _____. 1990. Le Mésolithique ancien et moyen du bassin de la Somme (Nord de la France). *Bulletin de la Société préhistorique du Luxembourg*, 12 : 21-38.
- _____. 1991. Le Mésolithique des milieux humides du bassin de la Somme : premières observations stratigraphiques. Publication du Centre d'Études et de Recherches préhistoriques de l'Université de Lille, 3 : 121-126.
- _____. 1992. Une nouvelle occupation mésolithique datée dans le Nord de la France. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 89 : 72-73.
- _____. 1993. Fouille d'un important gisement mésolithique au "Petit-Marais" de la Chaussée-Tirancourt (Somme-France). *Notae Praehistoricae*, 1 : 65-68.
- Ducrocq, T., Bridault, A. et 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. et Vermeersch D., 1991. Premier exemple d'une succession Bölling-Dryas II-Allerød en Picardie (Famechon-Somme). *Quaternaire*, 2 : 17-25.
- Fagnart, J.P., 1984. Le Paléolithique supérieur dans le Nord de la France et le bassin de la Somme. Thèse de doctorat, Université de Lille, 257 p.
- _____. 1987. Le gisement paléolithique supérieur final de Belloy-sur-Somme (France Somme). *Notae Praehistoricae*, 7 : 20-22.
- _____. 1988. Les industries lithiques du Paléolithique supérieur dans le Nord de la France. *Revue archéologique de Picardie*, 88, 153 p.
- _____. 1993. Le Paléolithique supérieur récent et final du Nord de la France dans son cadre paléoclimatique. Thèse de doctorat, Université de Lille, 567 p.
- Fagnart, J.P. et Coudret, P., 1995. Le gisement paléolithique final du Marais de Conty (Somme) : étude préliminaire. *Notae Praehistoricae*, 15 : 155-170.
- Haesaerts, P., 1984a. Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire, p. 28-39. In D. Cahen et P. Haesaerts, édit., *Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel*. Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Bruxelles.
- _____. 1984b. Les formations fluviales pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 21 : 19-26.

- Haesaerts, P., Juvigné, E., Kuyt, O., Mucher, M. et Roebroeks, W., 1981. Compte-rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des lœss du Pléistocène supérieur. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 104 : 223-240.
- Hammarlund, D. et Buchardt, B., 1996. Composite stable isotope records from a Late Weichselian lacustrine sequence at Grænge, Lolland, Denmark : Evidence of Allerød and Younger Dryas environments. *Boreas*, 25-1, 8-22.
- Juvigné, É. et Bastin, B., 1995. Le Gour de Tazenat et l'évolution de l'environnement du Tardiglaciaire au Boréal dans la Chaîne des Puys septentrionale (Massif central France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 321 : 993-999.
- Kalicky, T., 1991. The evolution of the Vistula River Valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times, p. 11-37. *In* L. Starkel, éd., *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*. Polish Academy of Sciences, Wrocław.
- Kozarski S., 1983. River channel adjustment to climatic change in west central Poland, p. 355-374. *In* K. Gregory, éd., *Background to Palaeohydrology*. John Wiley, Chichester.
- Lambay, L., 1993. Étude du comblement tardiglaciaire et holocène de la vallée de l'Acon (Somme, Picardie, France) : mise en évidence d'une succession Dryas II-Allerød-Dryas III-Préboréal-Boréal. Mémoire de licence en sciences botaniques, Université de Louvain-la-Neuve, 28 p.
- Lautridou, J.-P. et Sommé, J., 1974. Les lœss et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 11 : 237-241.
- Lehman, S.J. et Keigwin, L.D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356 : 757-762.
- Limondin, N., 1995. Late-Glacial and Holocene malacofaunas from archaeological sites in the Somme Valley (North France). *Journal of Archaeological Sciences*, 22 : 683-698.
- Munaut, A.V. et Paulissen, E., 1973. Évolution et paléoécologie de la vallée de la Petite Nêthe au cours du Post-Wurm (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 96 : 301-348.
- Munaut, A.V. et Defgnée, A. (sous presse). Biostratigraphie et environnement végétal des industries du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène dans le bassin de la Somme. *Actes du colloque "Chronostratigraphie et Environnement des occupations du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest"* (Congrès annuel des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994).
- Nilson, T., 1960. Recherches pollenanalytiques dans la vallée de la Somme. *Pollen et spores*, 11 : 235-262.
- Paepe, R. et Zagwijn, W., 1972. Possibilités de corrélation des dépôts weichsélien de la Belgique et des Pays-Bas. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 9 : 59-69.
- Paepe, R. et Sommé, J., 1970. Les lœss et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. *Annales de la Société géologique du Nord*, 90 : 191-201.
- Pastre, J.F. et Leroyer, Ch. (sous presse). Environnement des occupations humaines dans le bassin aval de la Marne au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène. *Actes du colloque "Chronostratigraphie et Environnement des occupations du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest"* (Congrès annuel des sociétés historiques et scientifiques, Amiens, octobre 1994).
- Preece, R.C., 1994. Radiocarbon dates from the "Allerød soil" in Kent. *Proceedings of the English Geologists Association*, 105 : 111-123.
- Reckinger, F. et Munaut, A.V., 1995. Biostratigraphie et environnement végétal au Tardiglaciaire et à l'Holocène dans la vallée de la Somme. Document du Laboratoire de palynologie et de dendrochronologie, Université de Louvain-la-Neuve, 14 p.
- Roblin-Jouve, A., 1994. Le milieu physique. *In* *Environnements et habitats magdaléniens dans le centre du Bassin parisien*, Documents d'Archéologie française, Paris, 190 p.
- Sommé, J., 1975. Les plaines du Nord de la France et leurs bordure : étude géomorphologique. Thèse de doctorat d'État, Université de Paris I, 810 p.
- Ters, M., 1977. La vallée de la Somme entre Amiens et Saint-Valéry. *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 443 : 143-147.
- Ters, M., Delibrias, G., Deneffe, M., Rouvillois, A. et Fleury, A., 1980. Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichsélien ancien : la série de dépôts marins et continentaux aux environs de Rue. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 17 : 11-23.
- Vandenberghé, J., 1993. Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd 88* : 17-28.
- Vandenberghé, J. et De Smedt, P., 1979. Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin. *Catena*, 6 : 73-106.
- Vandenberghé, J., Beyens, L., Paris, P., Kasse, C. et Gouman, M., 1984. Palaeomorphological and botanical evolution of small lowland valleys (a case study of the Mark Valley in Northern Belgium). *Catena*, 11 : 229-238.
- Vandenberghé, J. et Bohncke, S., 1985. The Weichselian late glacial in a small lowland valley (Mark river, Belgium and the Netherlands). *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 22 : 167-175.
- Vandenberghé, J., Bohncke, S., Lammers, W. et Zilverberg, L., 1987. Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. *Boreas*, 16 : 55-67.
- Vandenberghé, J., Kasse, C., Bohncke, S. et Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : A comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra*, 6 (5) : 476-485.
- Van Huissteden, K.J. et Vandenberghé, J., 1988. Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian pleniglacial in the eastern Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie, suppl. Bd. 71* : 131-146.
- Van Vliet-Lanöe, B., 1987a. Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe du Nord-Ouest. Thèse Doctorat, Université Paris I, 864 p.
- _____, 1987b. Dynamique périglaciaire actuelle et passée : apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 24 : 113-132.
- Van Vliet-Lanöe, B., Fagnart, J.P., Langhor, R. et Munaut, A.V., 1992. Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture lœssique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du sol*, 30 : 75-93.