HAL
open science

Excu CNFG 2 avril 2009 Partie sur la plaine de la Scarpe

Laurent Deschodt

To cite this version:

Laurent Deschodt. Excu CNFG 2 avril 2009 Partie sur la plaine de la Scarpe. 2009. hal-02092119

HAL Id: hal-02092119

https://inrap.hal.science/hal-02092119v1

Preprint submitted on 7 Apr 2019

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

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

Excu CNFG 2 avril 2009
Partie plaine de la Scarpe – Laurent Deschodt (INRAP)

SOMMAIRE

Arrêt 1 – Moncheaux : vue de l'extrémité est de la plaine de la Scarpe, de la bordure nord de l'Ostrevent et de la Gohelle depuis la bordure sud de la Pévèle 3
1.1. – Le « Haut » et le « Bas » pays 3
1.2. – Caractéristiques morpho-sédimentaires du Bas-pays 3
1.3. – Morphologie et réseau hydrographique de la plaine de la Scarpe 4

Arrêt 2 – Extrémité nord du transect gazoduc plaine de la Scarpe 13
2.1. – Quelques mots sur les sondages du gazoduc et leurs apports 13
2.2. – La morphologie 13
2.3. – Les formations fluviatiles pléistocènes 14
2.4 – Les formations éolienne pléistocènes 14
2.5 – Le ruisseau de Coutiches 14

Arrêt 3 – Gazoduc, la dune et le cours du Câtelet 27
3.1. – La morphologie 27
3.2. – Le cours du Câtelet 27
3.3. – La dune du Câtelet 27

Arrêt 4 – Gazoduc, le méandre de Vred 32
4.1. – Morphologie 32
4.2. – Une structure de franchissement 33
4.3. – Commentaires et interprétation 33
4.4. – Commentaire générale sur la stratigraphie et l'évolution paléogéographique de la plaine de la Scarpe 35

Annexes 43

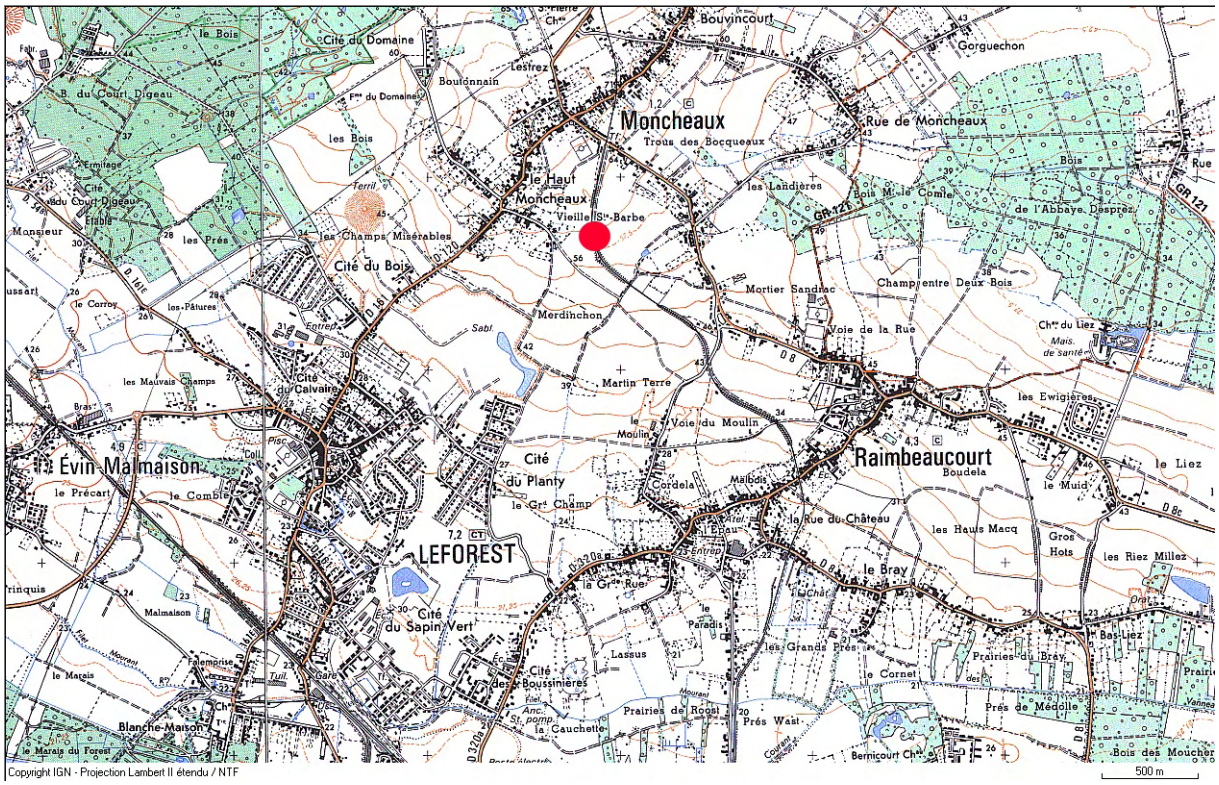
Liste des extraits de carte IGN

Extrait IGN 1 – Moncheaux 3
Extrait IGN 2 – Extrémité nord du transect, à la limite Bouvignies-Orchies 13
Extrait IGN 3 – Le Câtelet (Marchiennes) 27
Extrait IGN 4 – Méandre de Vred 32

Liste des Documents

DOC 1 – Orographie du Nord-Pas-de-Calais 6
DOC 2 – Géologie antéquaternaire de la région, simplifiée 7
DOC 3 – Les régions du Nord de la France (J. Sommé 1975, d'après J. Gosselet) surimposées au fond de plan SRTM 8
DOC 4 – « Nord de la France – Géomorphologie, Formations superficielles, Quaternaire », Sommé 1980. 9
DOC 5 – Bassin de la Scarpe avant (A) et après (A+B) la capture anthropique 10
DOC 6 – Topographie d'après les cartes 1/25000 de l'IGN et localisation du gazoduc 11
DOC 7 – Coupes géologiques simplifiées de la plaine de la Scarpe 12
DOC 8 – Transect gazoduc 16
DOC 9 – Partie nord de la plaine vu depuis le talus bordier de la Pévèle lors des travaux de sondage 17
DOC 10 – Avulsion du ruisseau de Coutiches 17
DOC 11 – Formation limono-sablonneuse sub-affleurante (affecté par la pédogenèse) 18
DOC 12 – Sable et sédiment fin, lits entrecroisés 18
DOC 13 – Texture très contrastée des alluvions de l'unité 5 19
DOC 14 – Sable et sédiment limoneux 19
DOC 15– Extrémité nord du transect gazoduc 20
DOC 16– Puits et localisation des prélèvements OSL 6 et 7 21
DOC 17 – Croquis localisation OSL 6 et 7 21
DOC 18 – Exemple de reprises en ravines de la nappe alluviale antérieure 22
DOC 19 – Alternance de sable et limon, interprétée comme dépôt éolien déposé contre le talus bordier de la plaine. 22
DOC 20 – Alternance de sable régulièrement lité et de limon, daté de la fin du pléniglaciaire ; ce dépôt forme une petite dune (x= 3,1 km) 23
DOC 21 – Lit majeur du ruisseau de Coutiches 23
DOC 22– Le ruisseau de Coutiches sur le transect général 24
DOC 23 – Transect du lit majeur du ruisseau de Coutiches 25
DOC 24 – Evolution hypothétique du ruisseau de Coutiches depuis le Pléniglaciaire 26
DOC 25 – Transect, section du Câtelet 28
DOC 26 – Détail de la dune et du cours du Câtelet 29
DOC 27 – Tranchée gazoduc, vue vers le nord depuis le puits OSL du Câtelet 30
DOC 28 – Stratigraphie et OSL, puits du Câtelet 30
DOC 29 – Détail du faciès éolien dans le puits du Câtelet 31
DOC 31 – Extrémité sud du transect gazoduc 36
DOC 32 – Microtopographie, méandre de Vred 37
DOC 33 – Coupe du chenal amont du méandre de Vred 38
DOC 34 – Tuf en partie supérieur du remplissage du méandre de Vred 39
DOC 35 – Méandre de Vred, structure de franchissement 39
DOC 36 – Reconstitution de l'évolution du méandre de Vred 40
DOC 37 – Evolution de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire 41
DOC 38 – Accessoire pour ceux qui ont des problèmes à percevoir les microreliefs 42

Arrêt 1 – Moncheaux : vue de l'extrémité est de la plaine de la Scarpe, de la bordure nord de l'Ostrevent et de la Gohelle depuis la bordure sud de la Pévèle



Extrait IGN 1 – Moncheaux

1.1. – Le « Haut » et le « Bas » pays

La région Nord-Pas-de-Calais fait une transition entre les bassins sédimentaires parisiens belgo-néerlandais. Une carte orographique (DOC 1) permet de distinguer deux régions :

→ le bas-pays, au nord, composé de plaines basses et de petites collines, principalement développées dans les sables et argiles éocènes (DOC 2)

→ le haut-pays, au sud, forme un arc de reliefs plus vigoureux depuis le Boulonnais (affleurements d'argile jurassique) jusqu'aux reliefs pré-ardennais (socle paléozoïque) en passant par le plateau crayeux (Crétacé) artésien, ponctués de buttes sableuses éocènes.

A la fin du XIXème siècle, dans l'esprit de l'école française de géographie, Jules Gosselet a décrit une série d'entités régionales pertinentes pour appréhender les caractères physiques de cet espace (DOC 3).

1.2. – Caractéristiques morpho-sédimentaires du Bas-pays

Les enregistrements sédimentaires pléistocènes du Bas-pays sont apparenté au système morpho-sédimentaire belgo-néerlandais voisin. Ils partagent avec lui de nombreux points communs.

→ plaines basses
→ larges vallées
→ pentes faibles, voire très faibles
→ substrat géologique composé en grande majorité de sables et argiles cénozoïques

Toutefois, il en diffère par deux points majeurs :
→ l'absence de grands cours d'eau (par opposition au système Escaut / Rhin-Meuse)
→ la prédominance de la sédimentation lœssique (DOC 4) (au lieu de la prédominance des sables de couverture)

1.3. – Morphologie et réseau hydrographique de la plaine de la Scarpe

Entre les régions de l'Ostrevent (au Sud) et de la Pévèle (au Nord), la plaine de la Scarpe forme une vaste dépression longue d'une trentaine de kilomètres et large de plus de dix kilomètres (DOC 4, 5 et 6).

→ un bassin centripète sans nappe graveleuse

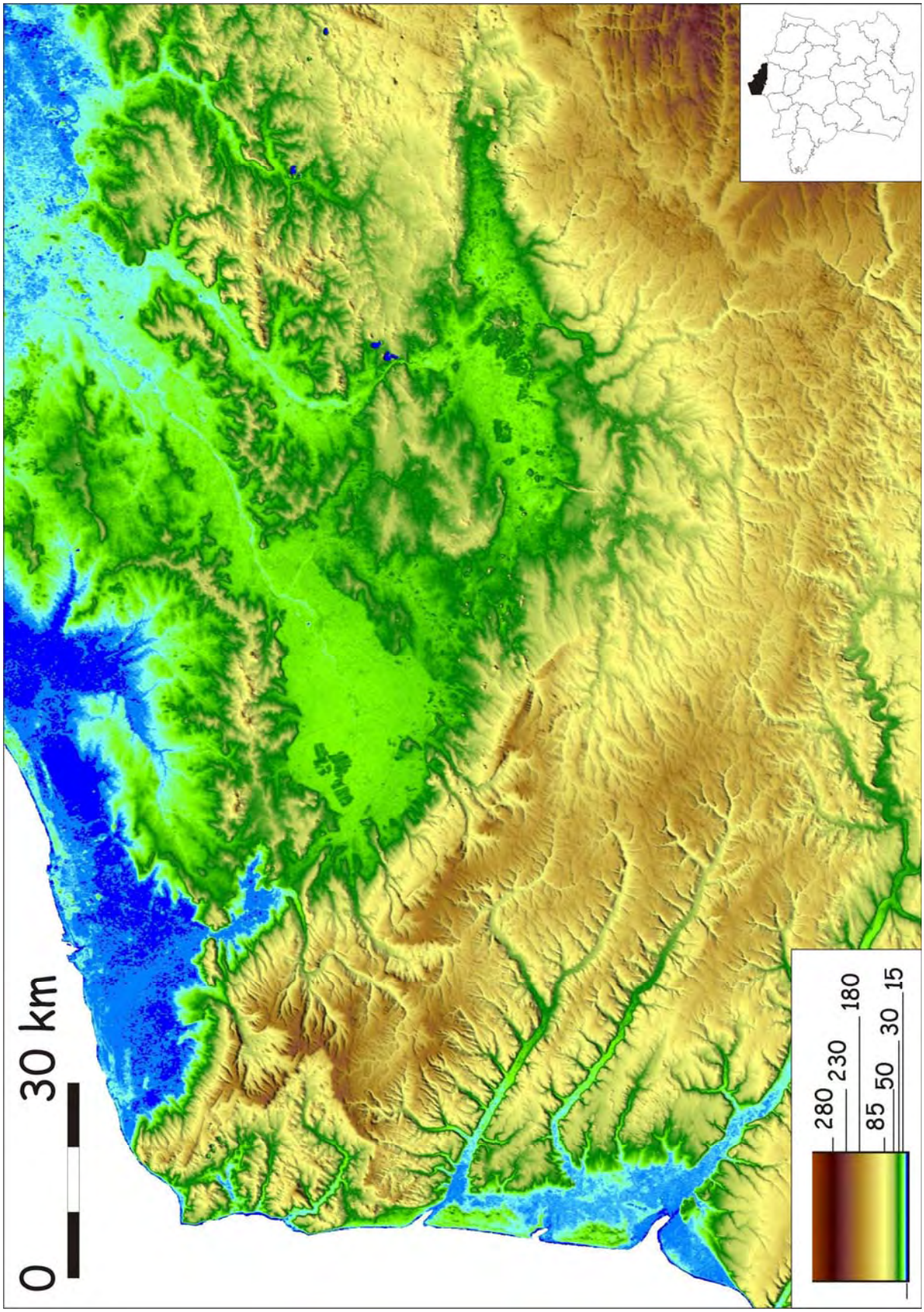
La dépression est essentiellement développée dans le sable tertiaire marin (Landénien). La craie secondaire, qui affleure localement sur le versant de l'Ostrevent, plonge rapidement sous les assises tertiaires (DOC 7). L'argile yprésienne apparaît au sommet du versant opposé. Le contexte presque entièrement sableux du bassin versant et du remplissage de la plaine rend difficile le suivi de limites stratigraphiques, à commencer par le contact entre les formations quaternaires et cénozoïques, non souligné par des alluvions grossières : « *La Scarpe était à l'époque pléistocène un cours d'eau peu important, car elle n'a laissé aucun diluvium*. » a pu écrire J. Gosselet tout en ajoutant aussitôt : « *Cette circonstance tient peut-être du reste à ce que les terrains qu'elle traverse ne contient pas de roche dure.* ».
La plaine basse et marécageuse est alimentée par de petits cours d'eau qui convergent vers elle. Ces « (…) *petits ruisselets, peu importants par eux-mêmes [sont] puissants par leur nombre.* » (Gosselet).

→ une morphologie interne

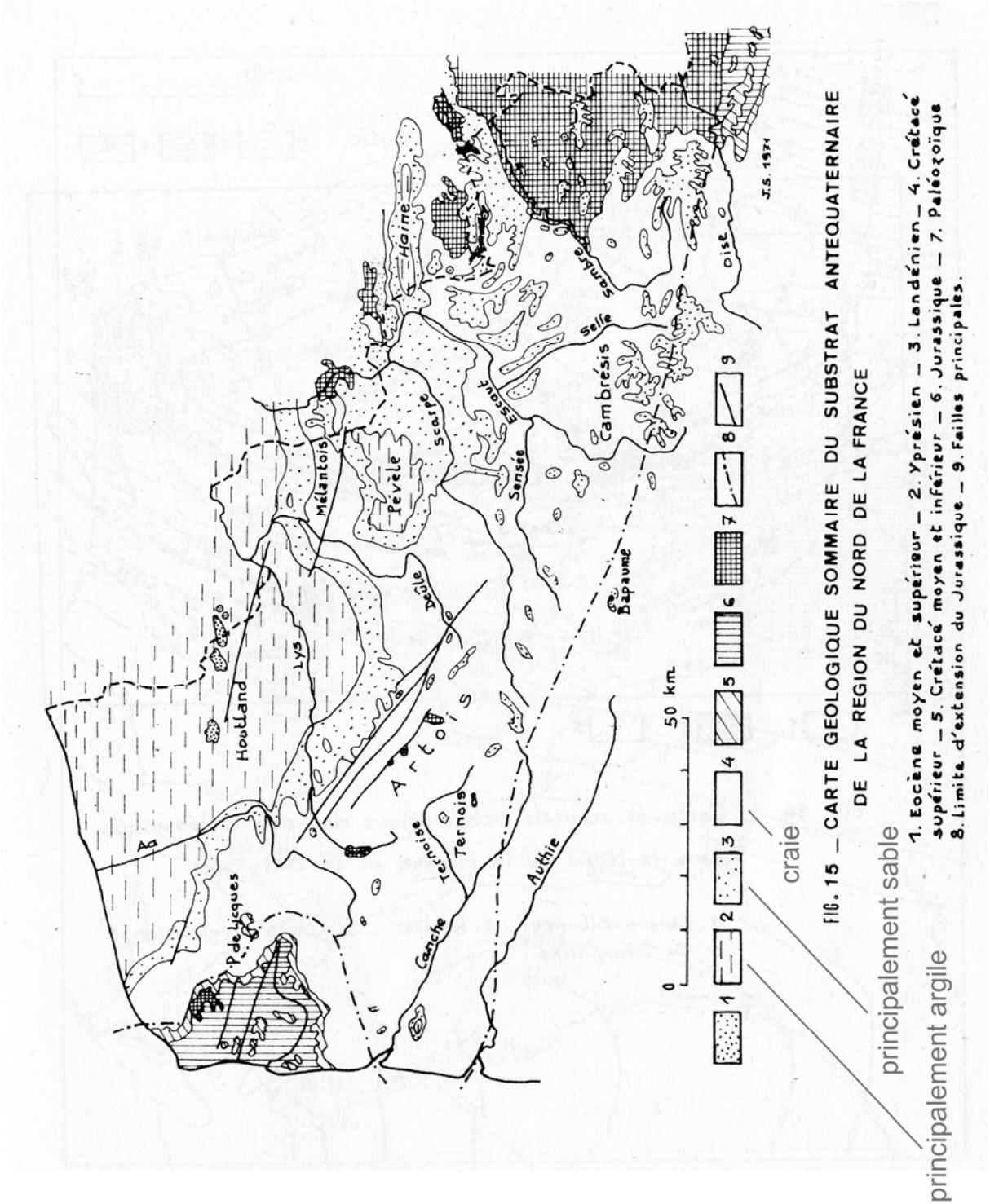
La morphologie interne de la plaine de la Scarpe permet de distinguer deux parties : une plaine haute au Nord et une plaine basse au Sud, avec une limite aux environs de 17,5 m NGF Lallemand. Le contact entre les deux parties de la plaine est localement souligné par une nette rupture de pente (DOC 7). La plaine basse est ponctuée de nombreux reliefs et éminences qui émergent de zones marécageuses avec une dénivellation comprise entre 1,4 et 2,9 m (Fourrier 1989). Le même auteur note un allongement préférentiel est-ouest qui se retrouve d'ailleurs épisodiquement sur des ondulations de la plaine haute. Notre propre expérience confirme ces observations. De nombreux petits reliefs ponctuent la plaine. Souvent allongés, ils sont fréquemment utilisés par les axes de circulation et les villages-rues. Nous observons également dans le paysage des ruptures de pentes modestes (quelques décimètres) mais nettes et parfois rectilignes. Les équidistances des courbes de niveau des cartes IGN (DOC 6) rendent très imparfaitement compte de ce modelé de détail.

→ un réseau hydrographique entièrement anthropisé

Jusqu'au Moyen Age, la Scarpe n'était qu'un de ces affluents, relativement mineur. Le bassin versant actuel résulte de la capture anthropique de la « Scarpe d'Arras » par création d'un canal à la hauteur de Vitry-en-Artois vers Douai (cf. commentaires d'E. Louis). La capture eut pour effet d'augmenter considérablement la superficie du bassin versant : d'environ 770 km^2 il est passé à plus de 1320 km^2 (facteur 1,7) (DOC 5). En outre l'organisation même du réseau hydrographique dans la plaine résulte d'une anthropisation intense et ancienne depuis le VIIe siècle (Deligne 1998).
.

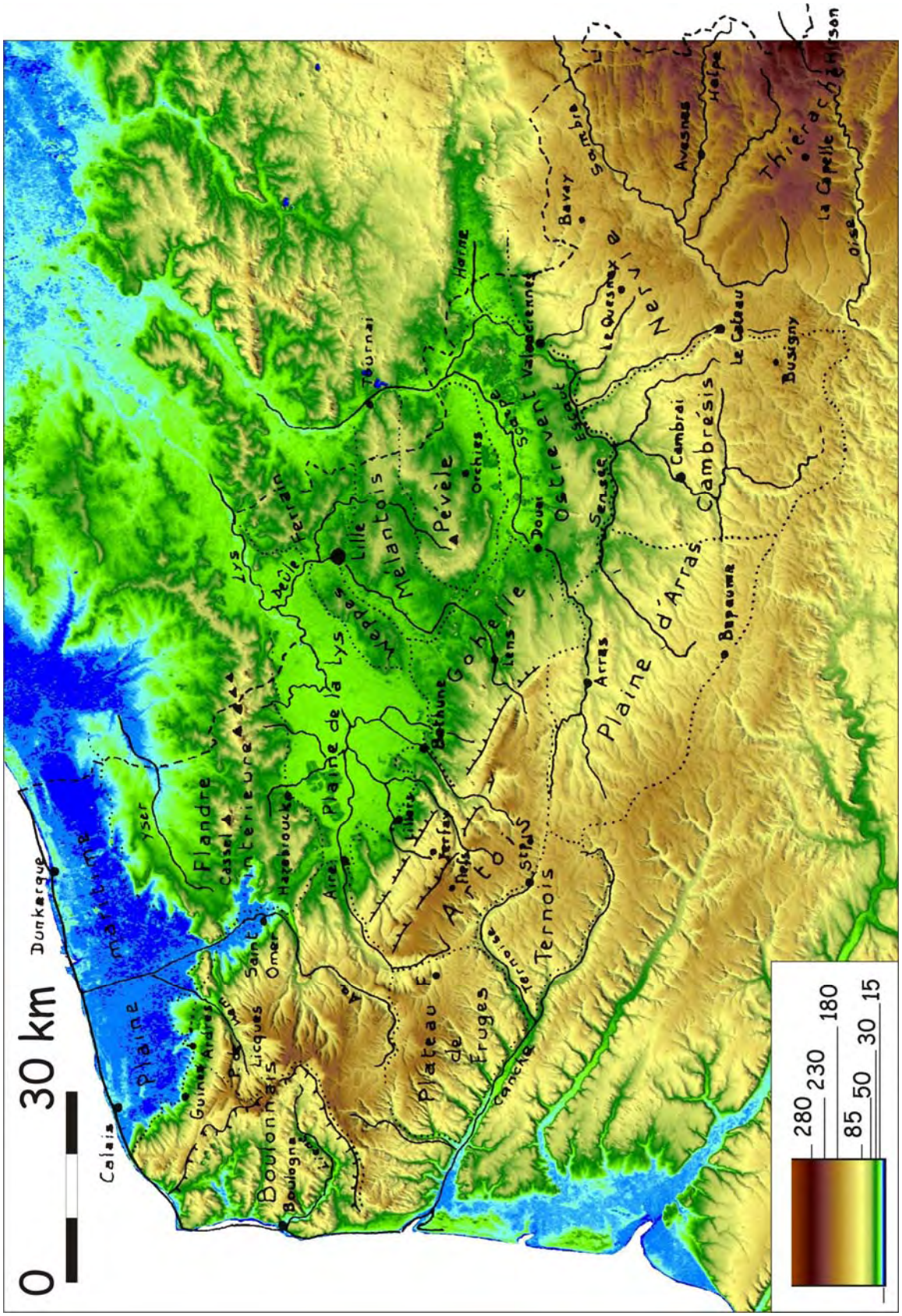


DOC 1 – Orographie du Nord-Pas-de-Calais
MNT source : SRTM, USA

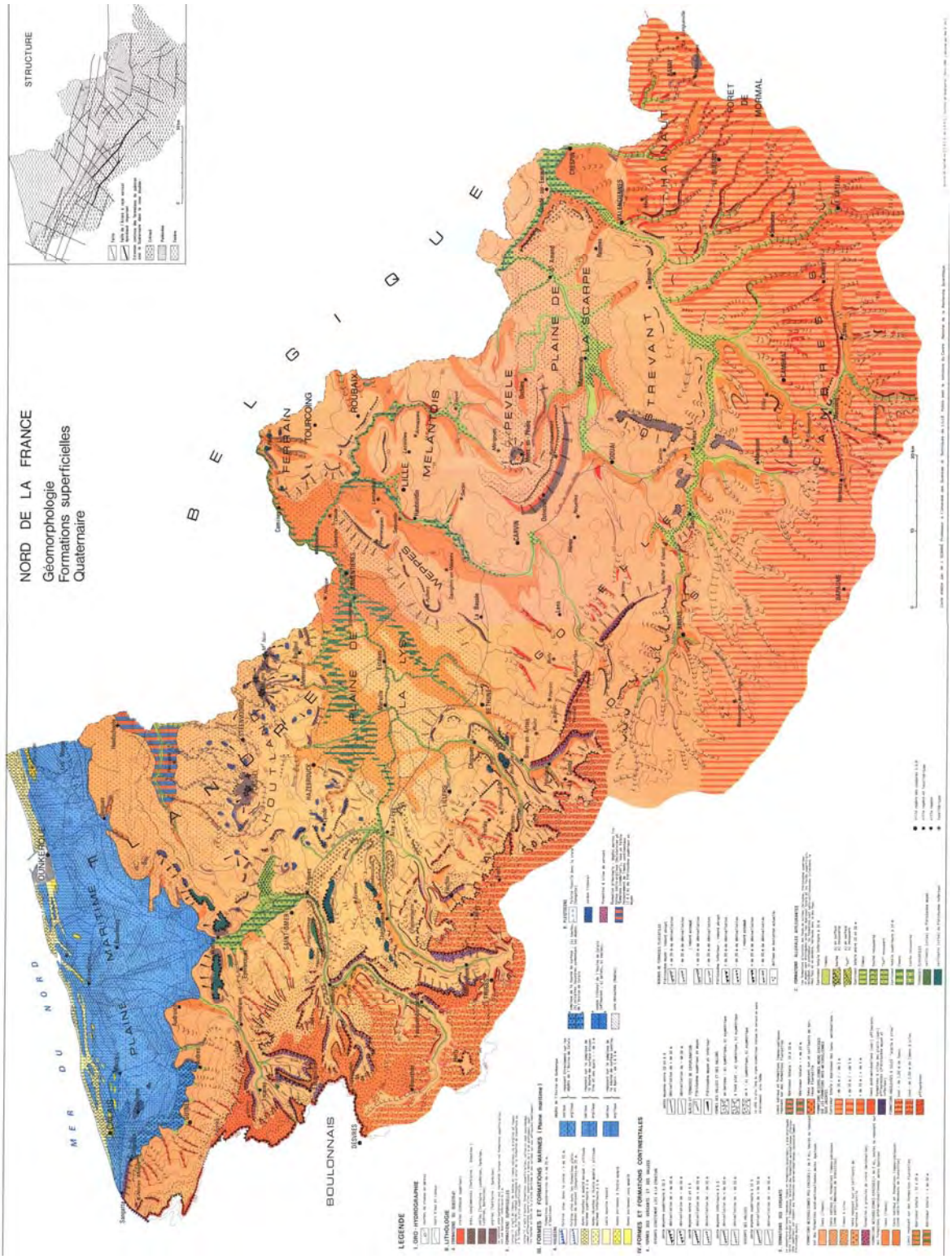


DOC 2 – Géologie antéquaternaire de la région, simplifiée

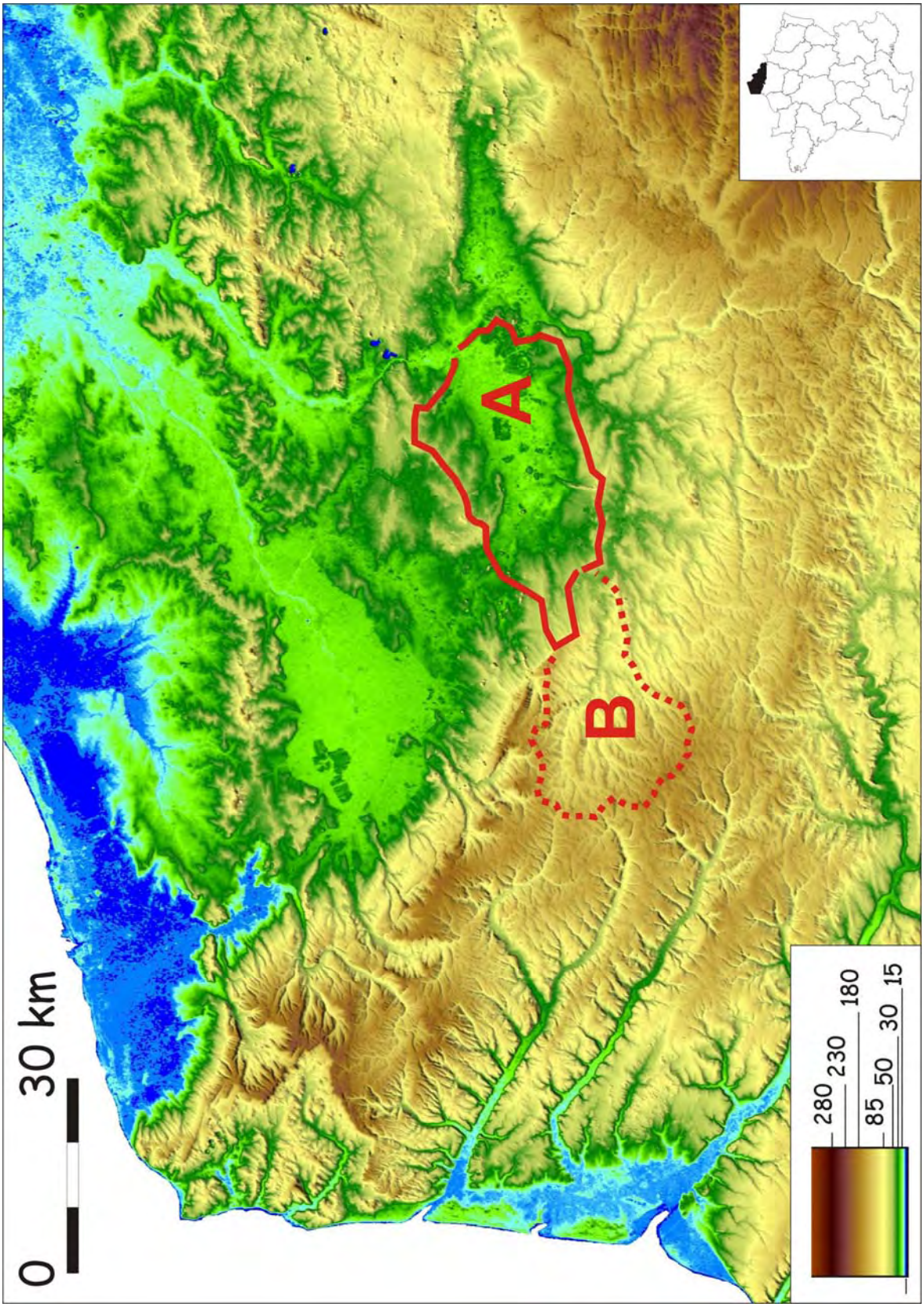
Sommé, J. 1975 - Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Doctorat d'Etat, Université de Paris I. Edition 1977, Atelier reproduction des thèses, Lille, et Champion, Paris, 810 p. 185 fig.



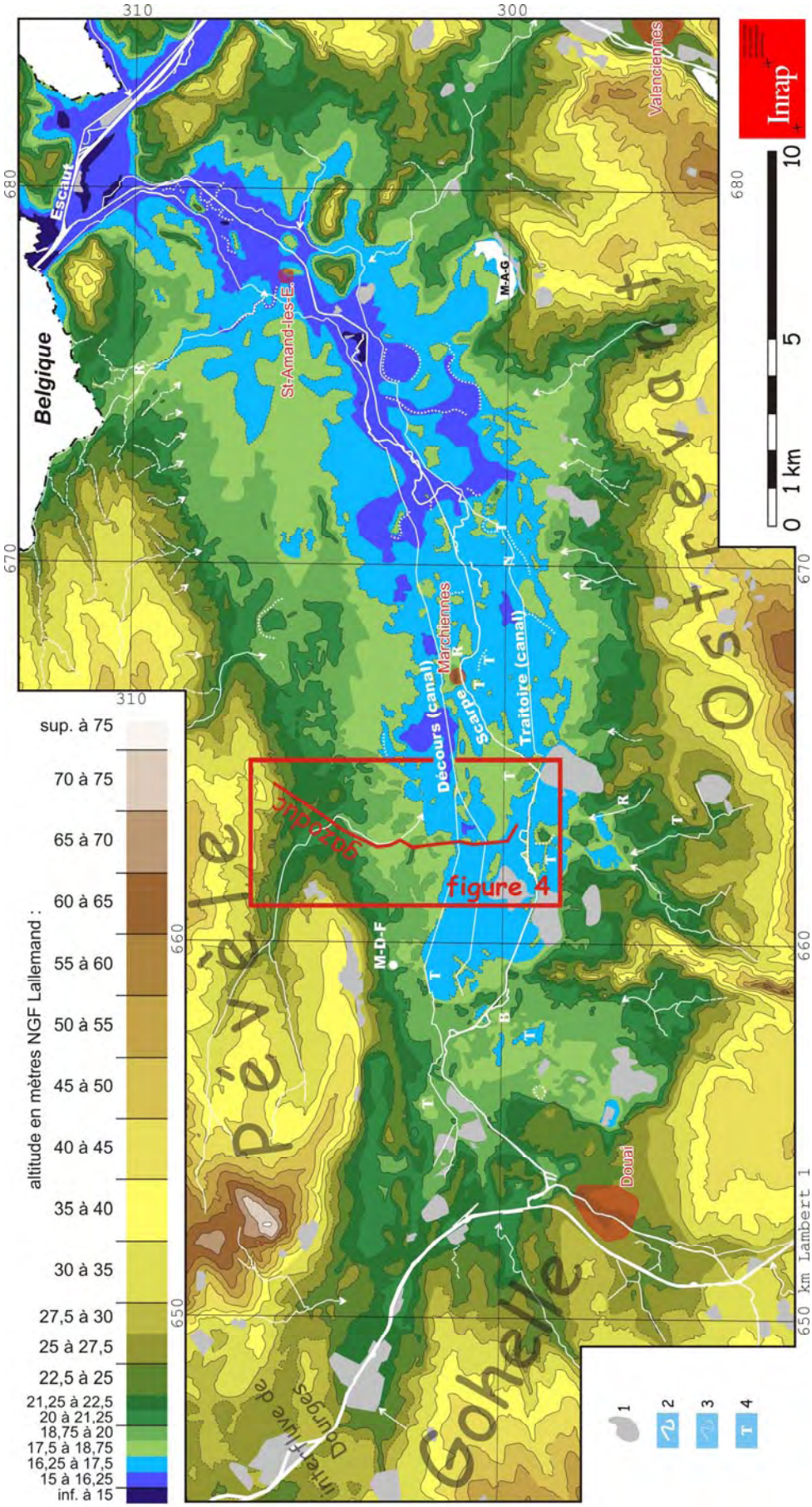
DOC 3 – Les régions du Nord de la France (J. Sommé 1975, d'après J. Gosselet) surimposées au fond de plan SRTM



DOC 4 – « Nord de la France – Géomorphologie, Formations superficielles, Quaternaire », Sommé 1980.
Carte originale au 1/200 000, dessinée par D. Hilt, CNRS

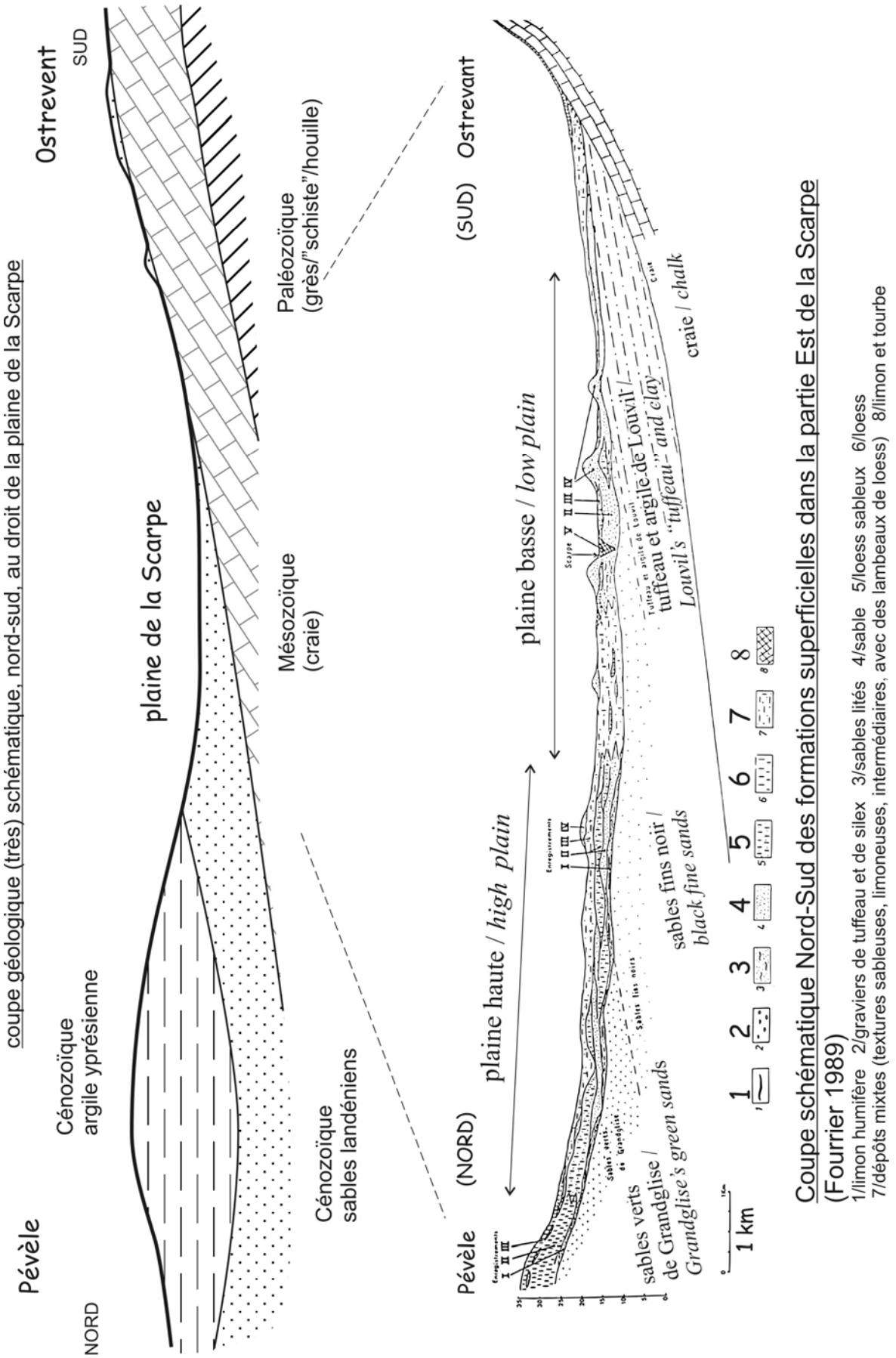


DOC 5 – Bassin de la Scarpe avant (A) et après (A+B) la capture anthropique



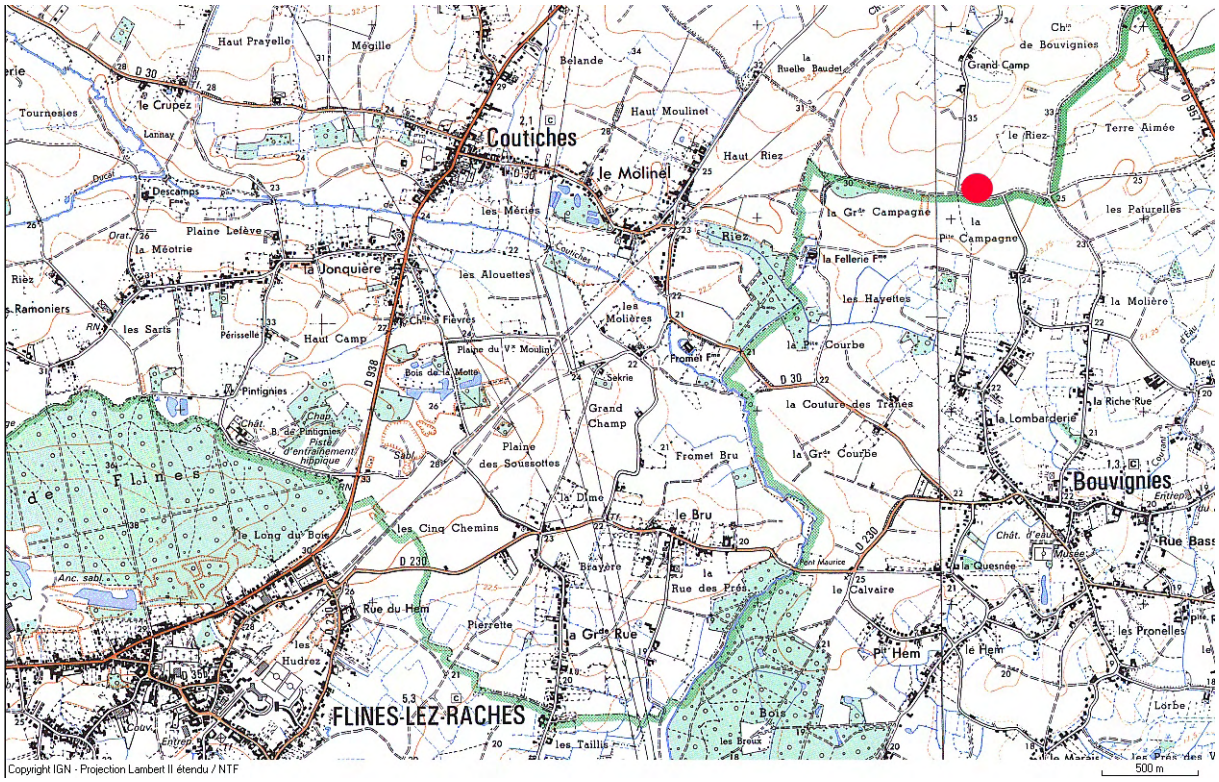
DOC 6 - Topographie d'après les cartes 1/25000 de l'IGN et localisation du gazoduc

1 : zone à la topographie fortement remaniée (terril, carrière, zone industrielle…)
2 : méandres de la Scarpe, sensibles dans la topographie ou dans les limites communales
3 : zones humides remarquables (M-d-F = « Mer de Flines », M-A-G : « Mare à Goriaux »)
4 : toponymes remarquables (T=« tourberie », « tourbière »,… ; B=« bac » ; R=« rivage » ; N=« navie », « naviette »)



DOC 7 – Coupes géologiques simplifiées de la plaine de la Scarpe
(Fourrier 1989)

Arrêt 2 : Extrémité nord du transect "gazoduc" dans la plaine de la Scarpe



Extrait IGN 2 – Extrémité nord du transect, à la limite Bouvignies-Orchies

2.1. – Quelques mots sur les sondages du gazoduc et leurs apports

Les travaux du gazoduc, en 2004, ont permis d'explorer les formations de la plaine sur 3 mètres de profondeur et de construire un transect partiel Sud/Nord (DOC 8).
Nous avons rencontré :
→ des formations alluviales pléniglaciaires à qui sont attribuées les majeures parties du modelé de détail de la plaine
→ des formations éoliennes pléniglaciaires qui ont formées de légères dunes dans la plaine haute
→ un dépôt éolien attribué au Dryas récent qui nappe la basse plaine et ses abords
→ des chenaux tardiglaciaires holocènes qui réoccupent, en général partiellement, des tracés attribués à l'activité fluviatile pléniglaciaire. Deux chenaux secondaires de la Scarpe ont été redécouverts à l'occasion de ces sondages

2.2. – La morphologie

Le talus bordier nord, bien que peu énergique, est visible dans le paysage et apparaît nettement sur la carte à plus de 25 mètres d'altitude (DOC 6). Il correspond au début de l'affleurement (sous les labours) de l'argile yprésienne et est assimilable à une cuesta. Il domine les modelés de la partie nord de la plaine haute (DOC 9).
Depuis notre position, nous distinguons les formes suivantes :

- deux petits replats[1] ;

[1] Les personnes qui ont un peu de mal à percevoir le relief de détail peuvent utiliser l'accessoire présenté sur le DOC 38

- un talweg peu marqué, vers 21 m, héritage d'un déplacement du cours du ruisseau de Coutiches (DOC 10) ;
- un léger interfluve culminant à environ 22,5 m ;
- le lit majeur du ruisseau de Coutiches, légèrement encaissé vers 17 m dans la haute plaine

2.3. – Les formations fluviatiles pléistocènes

Les sondages ont révélé deux formations alluviales successives qui s'étendent sur les 7 km du transect. La plus ancienne est limono-sablonneuse, gleyifié et comporte épisodiquement des passages organiques. Elle est sub-affleurante dans cette partie de la plaine (DOC 11). Elle est recouverte par des formations plus grossières et de texture contrastée (lits de sable et de limon, voire d'argile) (DOC 12 à DOC 14).

Les formations alluviales sont reprises dans des ravines (DOC 16 à

DOC 18).

Sur cette partie du transect (DOC 15), des datations OSL ont été effectués (DOC 16 et DOC 17), donnant un âge d'environ 30 000 ans aux dépôts (27,95 ± 2,62 ka).

Cette datation, effectuée en position d'interfluve, donne un terminus post-quem pour l'avulsion.

2.4 – Les formations éolienne pléistocènes

Les deux discrets replats situés face à nous sont constitué par une alternance de lits réguliers de limon et de sable (DOC 19). Par analogie avec d'autres formes, plus loin dans la plaine (DOC 20), ils sont attribués à des dépôts éoliens (sable provenant de la vallée associé à du lœss) de la fin du pléniglaciaire weichselien.

2.5 – Le ruisseau de Coutiches

Le lit majeur du ruisseau de Coutiches est dans cette partie de la plaine relativement étroit (à peine plus de 100 mètres) et encaissé, bien distinct dans le paysage (DOC 21et DOC 22). Le fond est boisé ou occupé par des prairies. Nous avons rencontré les sédiments suivants (DOC 23) :
De l'argile, similaire à celle rencontrée dans le fond de vallée plus en aval avec un terminus post quem gallo-romain, scelle le lit majeur. Elle passe rapidement mais de manière diffuse à un sable colluvié brun sur les bordures du lit majeur (avec éléments gallo-romains au sud). Dessous, nous retrouvons deux chenaux à des endroits distincts du lit majeur :

- au sud (« h », DOC 25), un chenal peu profond (environ un mètre) et large (environ 30 mètres) à remplissage de sable avec bois flotté très abondants, interstratifiés ;
- au nord (« f », DOC 24), un chenal un peu plus profond (environ trois mètres maximum) majoritairement comblé par des sables lités glauconieux, avec passées organiques voire tourbeuses ; la fin du comblement est composé d'un limon plastique, en partie organique, avec éléments gréseux provenant de la rive.

Dessous, nous retrouvons les alluvions pléniglaciaires (unités 4 et 5). L'argile d'inondation serait en contact direct avec le limon pléniglaciaire si ce n'était la présence de lamines de sable ondulés (« c ») , en alternance avec des lamines de sédiment fins plastiques, globalement plus sableux vers le bas, avec limite érosive (discordance) avec les alluvions sous-jacentes.

Nous interprétons les informations recueillies de la manière suivante (DOC 24) :
<u>phase 1</u>
La morphologie traversée est héritée du Pléniglaciaire : un large chenal (une centaine de mètres) incise légèrement les alluvions sableuses antérieures (a). En position de basse terrasse, le sommet des alluvions est affecté par des ravines et des remaniements fluviatiles (b). Un dépôt très peu dynamique (c) tapisse le fond du chenal. Postérieurs aux dépôts formant la rive (et datés à quelques dizaines de mètre plus au nord d'environ 30000 ans (section suivante, cf. infra), ce témoin d'une baisse importante de la dynamique fluviatile est daté de la fin du Pléniglaciaire et est probablement contemporain de la mise en place de petits massifs dunaires plus au sud.
<u>phase 2</u>

Au Tardiglaciaire, un chenal étroit (d) profond d'environ 3 mètres, incise une partie du chenal pléniglaciaire. Son remplissage est essentiellement sableux avec des passages organiques

phase 3

La fin du comblement (Dryas récent ?) du chenal tardiglaciaire est constitué par un limon fin plastique et incorpore de petits blocs grésifiés provenant du sommet des alluvions pléniglaciaires présents en rive. Elle est peut être contemporaine de l'érosion du sommet des alluvions et de la couverture de sable éolien.

phase 4

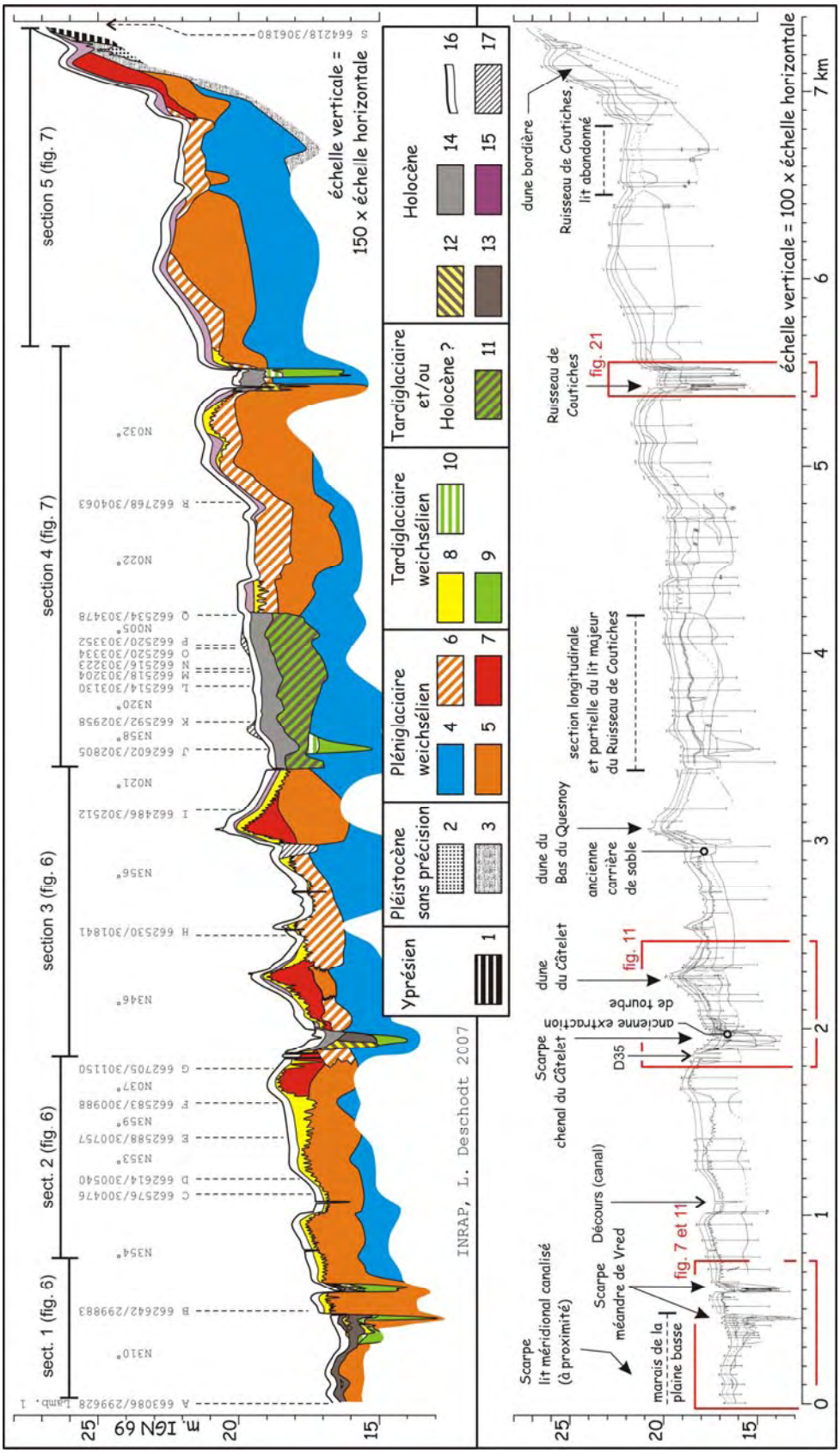
Aucune alluvion postérieure à la phase (3) et antérieure à la phase (5) n'a été observée. Nous supposons donc l'existence d'un très petit chenal au début de l'Holocène (à l'image de celui observé dans le méandre de Vred : Doc 40) qui aurait disparu suite à une phase érosive au cours de l'Holocène.

phase 5

Le chenal holocène perçu est faiblement incisé dans le fond du chenal pléniglaciaire. Il est totalement comblé par une alluvion de sable à bois, daté de 1465 ± 30 années BP (Lyon-4930, SacA-10353).

phase 6

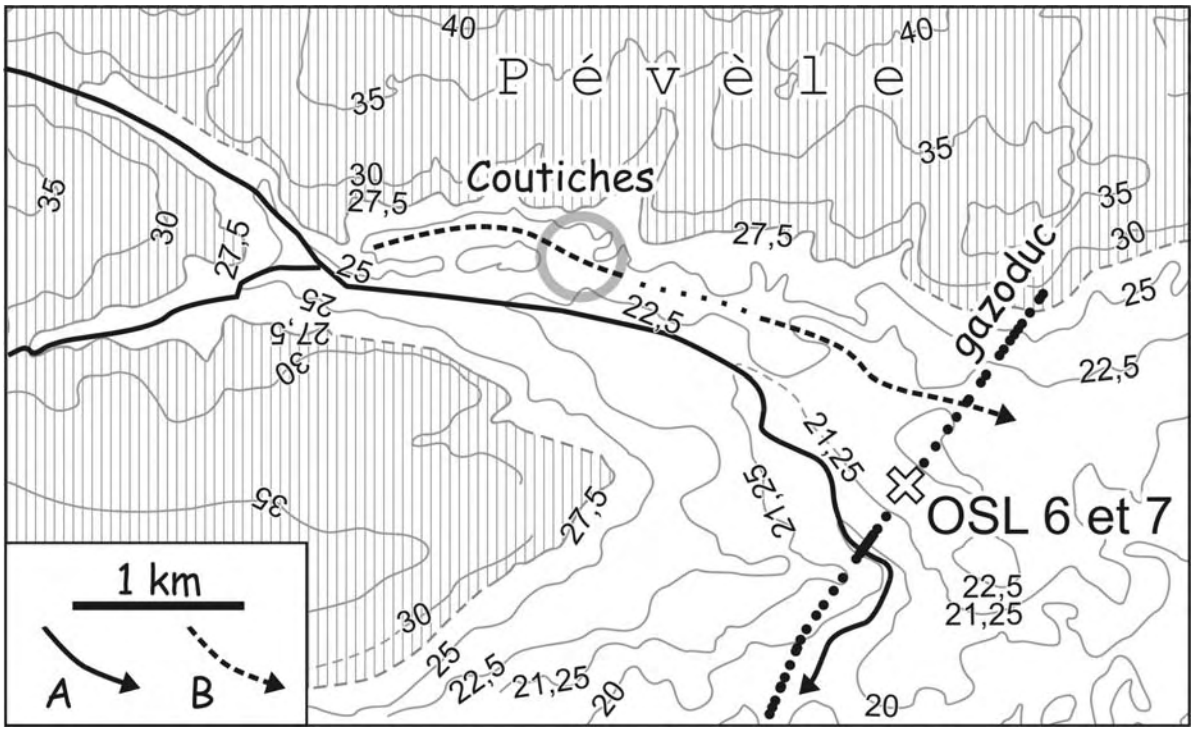
L'ancien chenal pléniglaciaire, bien marqué dans la topographie, constitue le lit majeur du ruisseau de Coutiches. Il est empli par un dépôt métrique d'argile d'inondation qui scelle le chenal tardiglaciaire et le chenal à remplissage sableux holocène. Le dépôt d'inondation est contemporain de la mise en place des colluvions. Par corrélation avec l'argile d'inondation identique observée un peu plus en aval, nous le datons de l'époque historique (post quem gallo-romain), ce qui est confirmé par un charbon à leur base, à la transition avec les sables (non daté, déclaré moderne par le laboratoire : Lyon-4932 – SacA-10355).



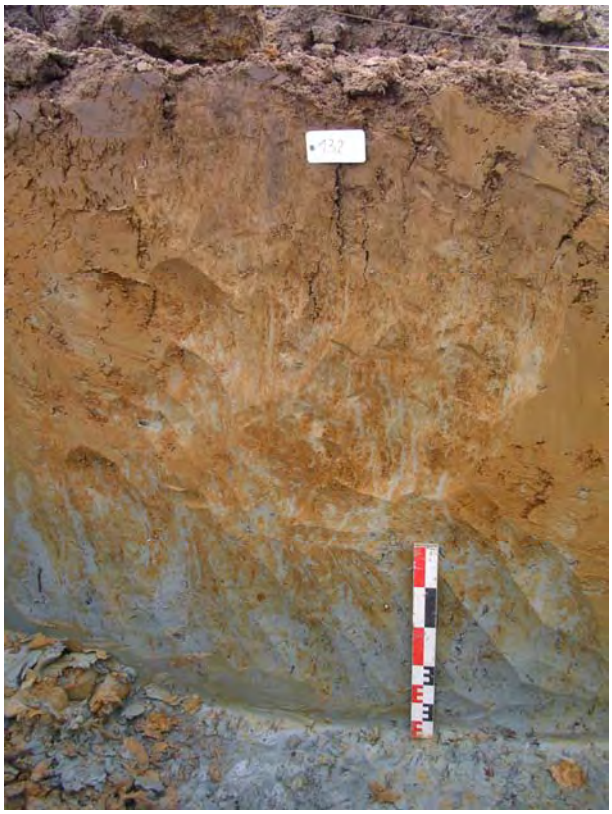
DOC 8 – Transect gazoduc

Cenozoïque :1/argile yprésienne Pléistocène, sans précision : 2/sable limoneux gris 3/sable jaune lité Pléistocène, Pléniglaciaire weichselien : 4/limon sableux lité, dépôts fluviatiles 5/lits contrasté de sable et dépôts fins, dépôts fluvio-éoliens 6/remaniement fluviatile en ravines (évolution de versant) 7/sable et sable avec loess, dépôts éoliens Pléistocène, Targiclaciaire weichselien : 8/sable jaune éolien 9/alluvions sableuses et organiques 10/alluvions limoneuses Tardiglaciaire et/ou Holocène : 11/alluvions Holocène : 12/sable lité, sable et limon lités ou tuf calcaire, dépôts fluviatiles 13/tourbe 14/argile d'inondation 15/colluvions sableuses 16/labour 17/remaniements ou remblais anthropiques

DOC 9 – Partie nord de la plaine vu depuis le talus bordier de la Pévèle lors des travaux de sondage



DOC 10 – Avulsion du ruisseau de Coutiches
courbes de niveau en mètres NGF Lallemand, d'après la carte IGN 1/25000
A/réseau hydrographique actuel
B/autre talweg
OSL/localisation de la datation des alluvions formant l'interfluve

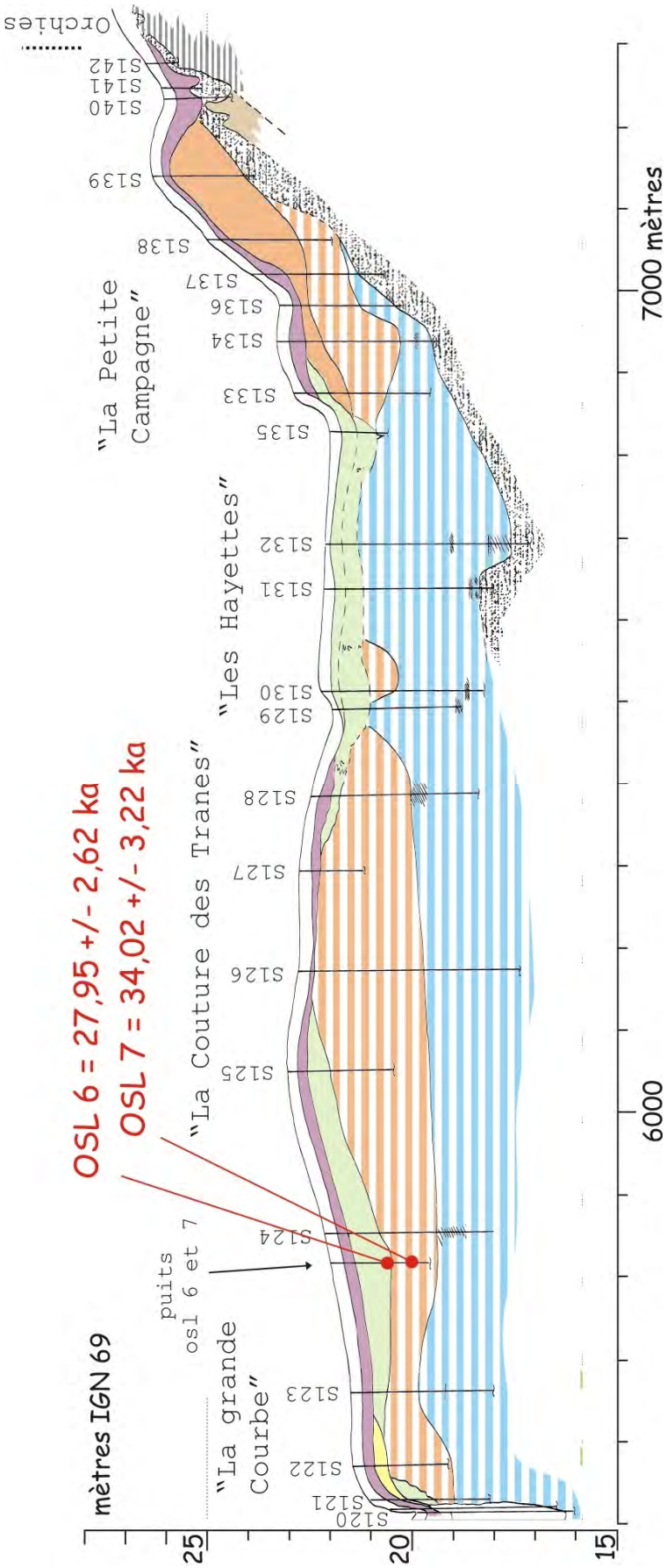


DOC 11 – Formation limono-sablonneuse sub-affleurante (affectée par la pédogenèse)

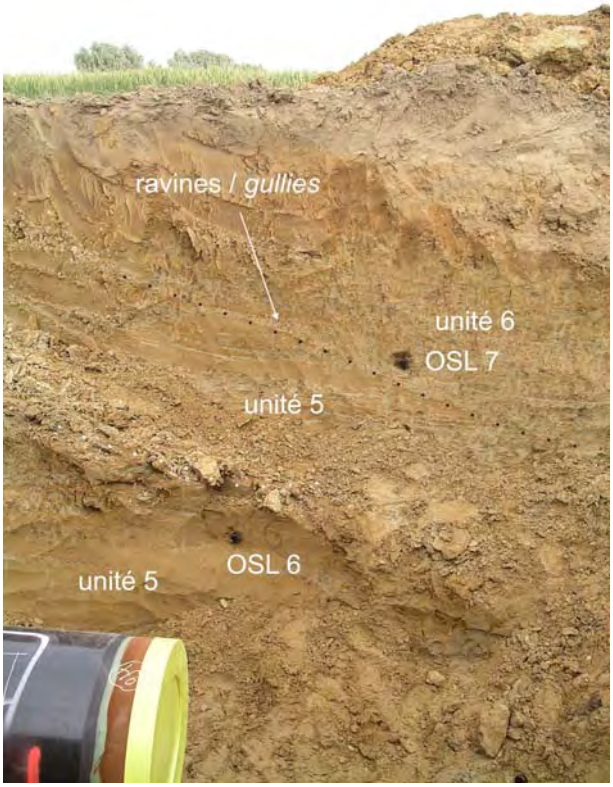
DOC 12 - Sable et sédiment fin, lits entrecroisés

DOC 13– Texture très contrastée des alluvions de l'unité 5

DOC 14– Sable et sédiment limoneux

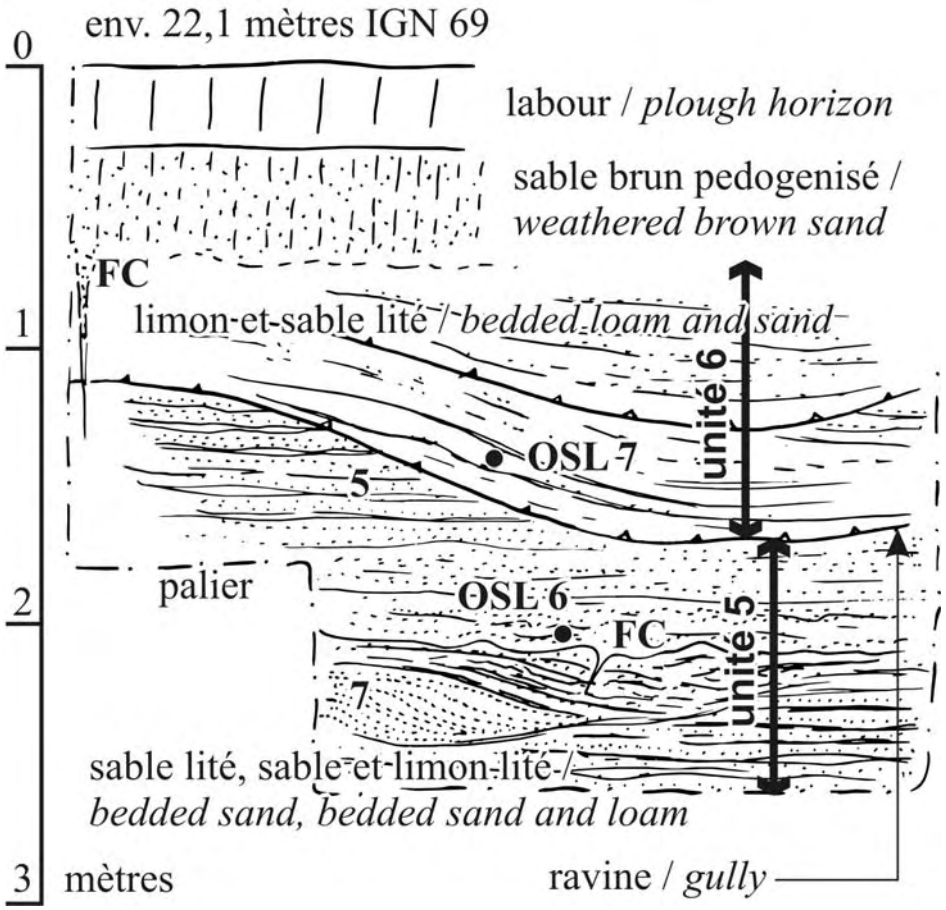


DOC 15– Extrémité nord du transect gazoduc



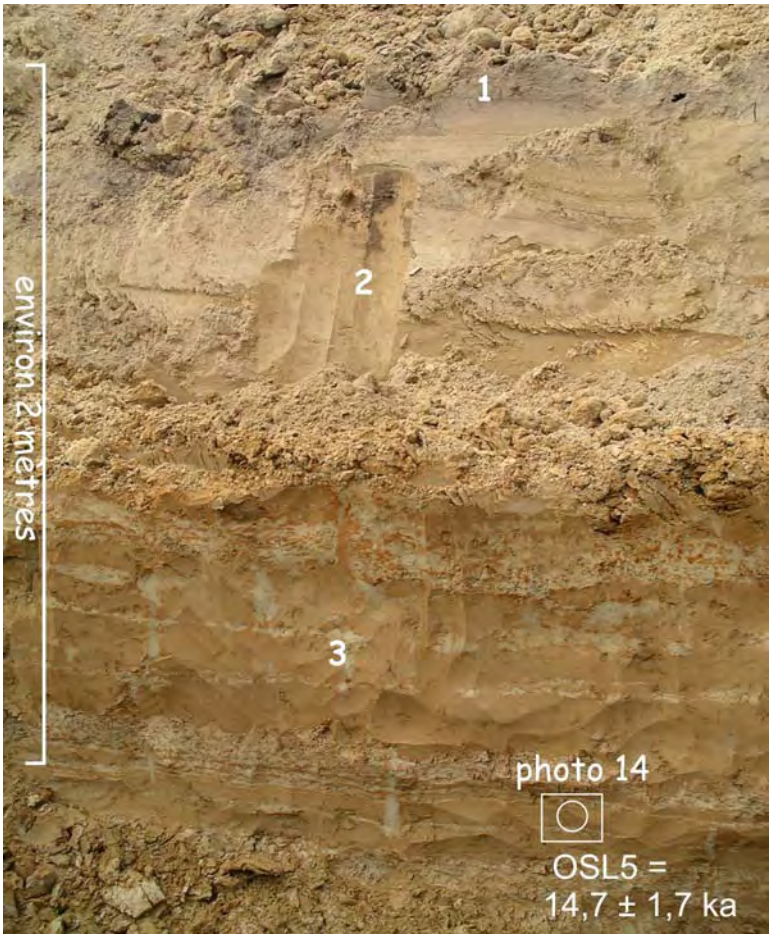
DOC 16– Puits et localisation des prélèvements OSL 6 et 7

DOC 17 – Croquisde localisation OSL 6 et 7



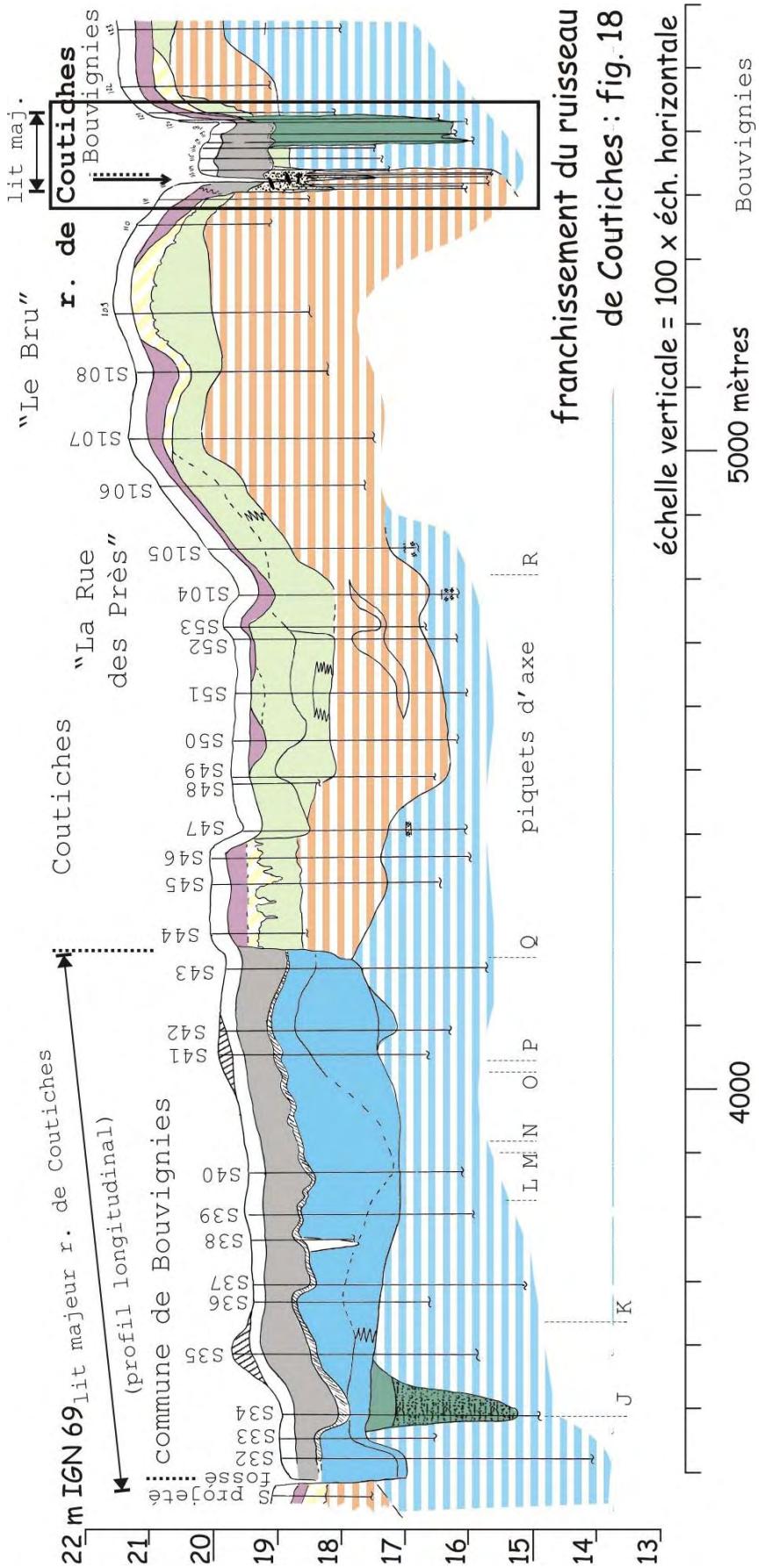
DOC 18 – Exemple de reprises en ravines de la nappe alluviale antérieure

DOC 19 – Alternance de sable et limon, interprétée comme dépôt éolien déposé contre le talus bordier de la plaine.

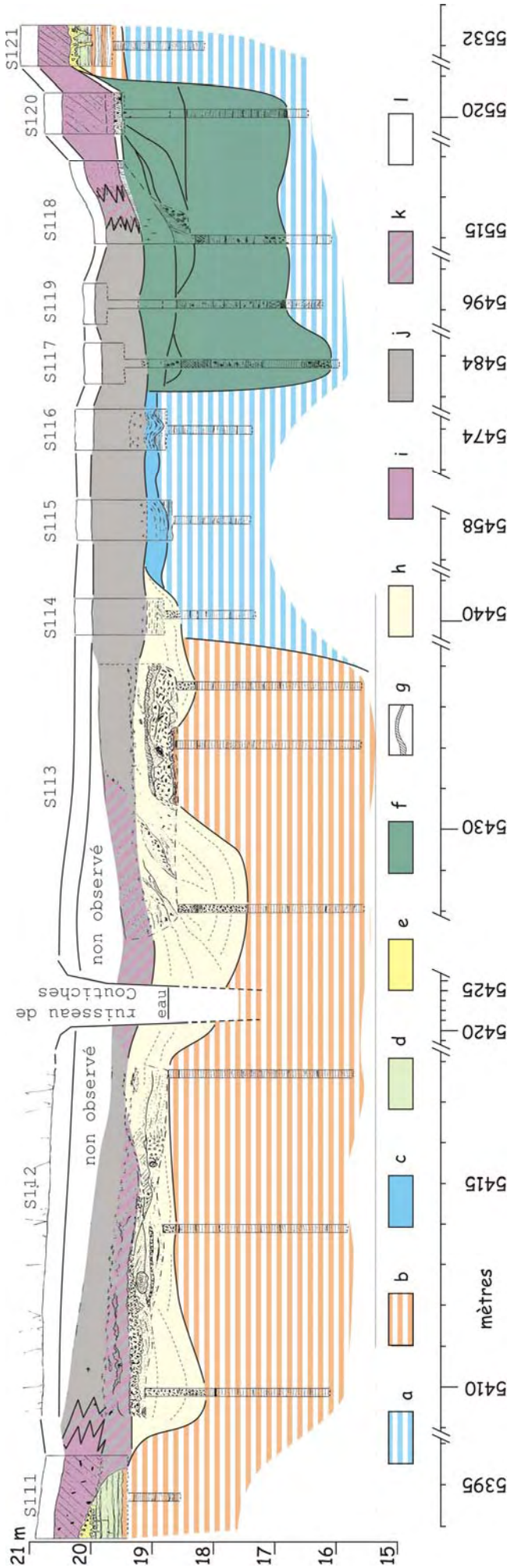


DOC 20– Alternance de sable régulièrement lité et de limon, daté de la fin du pléniglaciaire ; ce dépôt forme une petite dune (x= 3,1 km)

DOC 21– Lit majeur du ruisseau de Coutiches

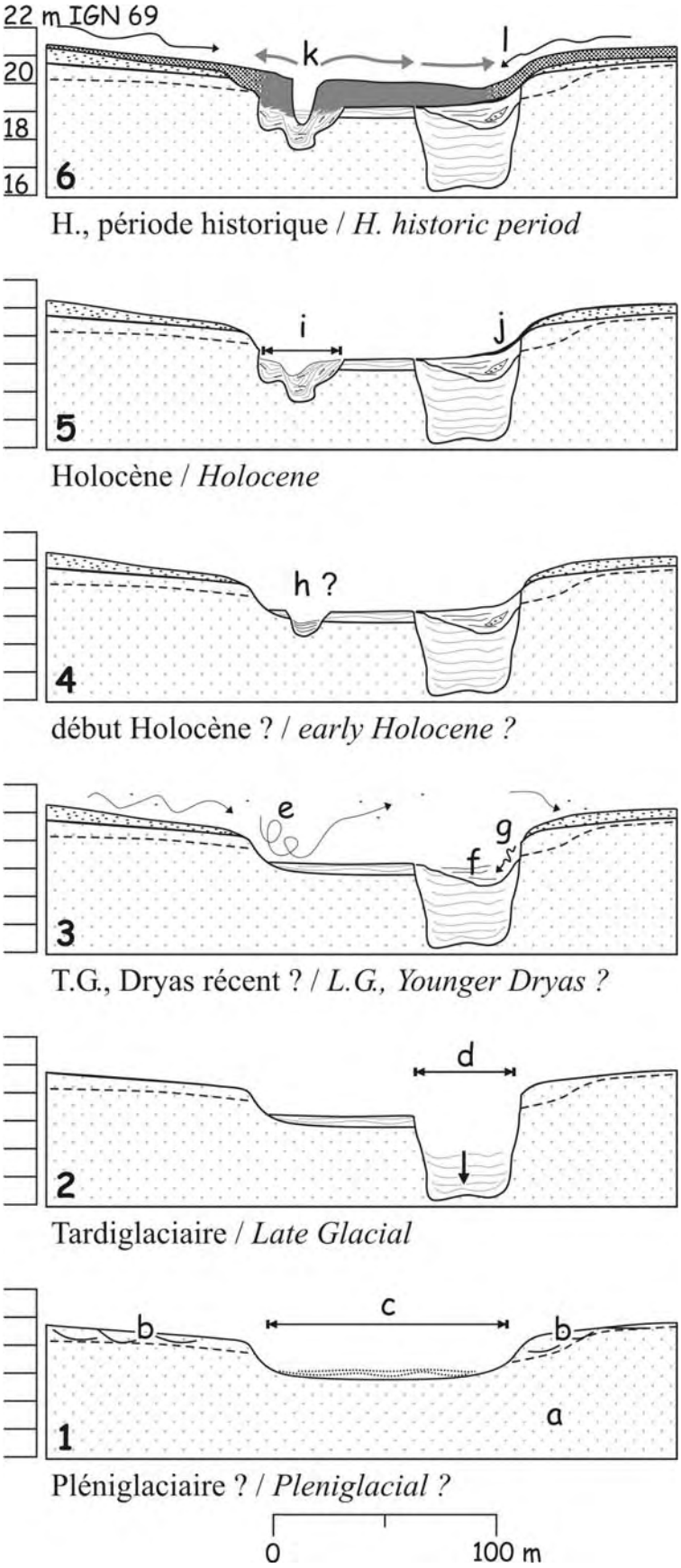


DOC 22– Le ruisseau de Coutiches sur le transect général



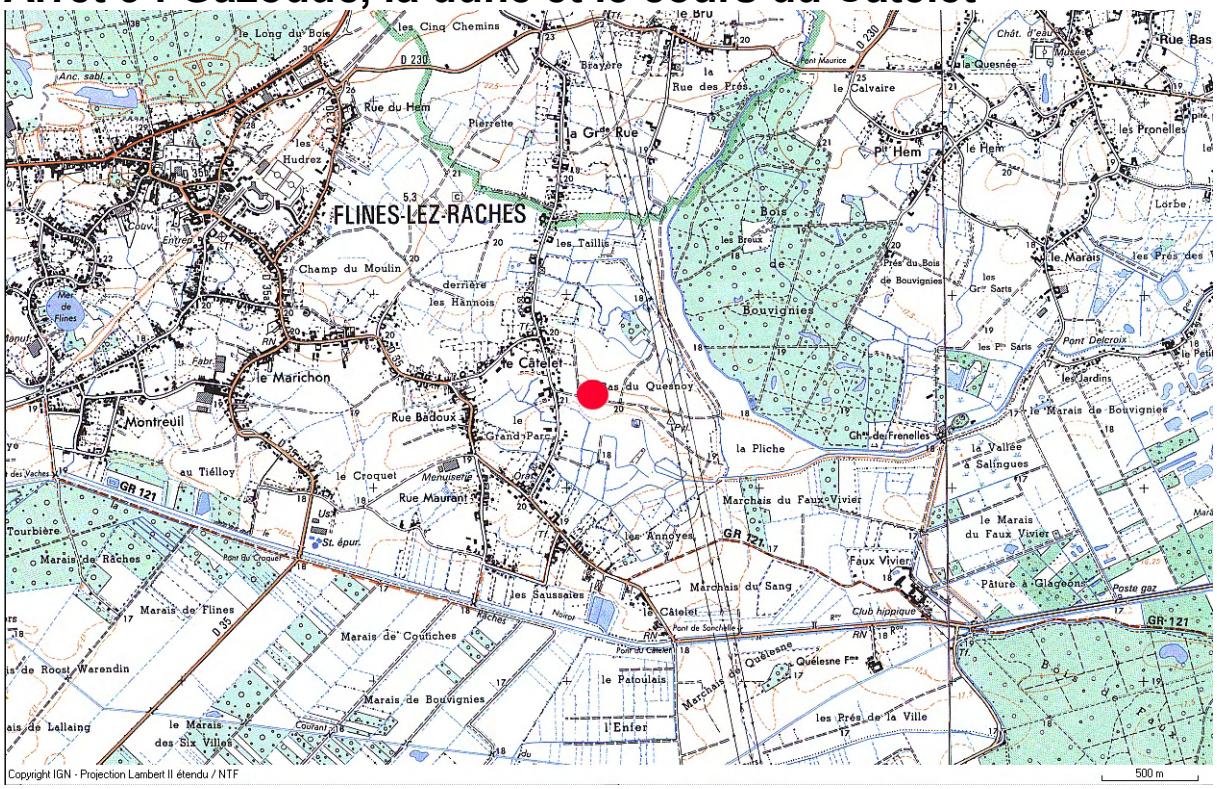
DOC 23 – Transect du lit majeur du ruisseau de Coutiches

a/ sablon et sable limoneux lité, gleyifié (unité 4)
b/ sable et limon lité, oxydation dominante (unité 5)
c/ lamines de sable ondulés, en alternance avec des lamines de sédiment fins plastiques, globalement plus sableux vers le bas, avec limite érosive (discordance) avec (a) ; pseudo-gley marqué (coloration bleu et rouille masquant les lamines), oxyde de fer et manganèse abondant, surtout en partie supérieure
d/ limon et sable lité, perception de nombreuses petits discordances internes (ravines ?) (unité 6)
e/ sable clair homogène, limite inférieure érosive, avec de petits fragment grésifié par l'oxyde de fer provenant de l'unité sous-jacente (unité 8)
f/ succession d'argile et de limon plastique (contaminé par des éléments gréseux provenant de la rive) en partie haute sur des lits de sable et sable limoneux, glauconieux, lits organique voire tourbeux
g/ horizon sablo-limoneux très sombre, charbons de bois et tessons de céramique grossière
h/ sable quartzeux lité, très riche en bois (coloration globale noire due à l'abondance de bois) ; quelques lits limoneux, quelques lits de graviers d'argile
i/ sable brun, avec éléments anthropiques divers (tessons de céramique gallo-romaine)
j/ argile grise, riche en oxyde de fer vers le bas
k/ sable argileux ou argile sableuse
l/ labour ou horizon humifère



DOC 24 – Evolution hypothétique du ruisseau de Coutiches depuis le Pléniglaciaire

Arrêt 3 : Gazoduc, la dune et le cours du Câtelet



Extrait IGN 3 – Le Câtelet (Marchiennes)

3.1. – La morphologie

Le Câtelet est situé vers 18 m, à la limite entre la haute et basse plaine. Un petit relief dissymétrique culmine à plus de 19 m et domine des prairies situées plus au sud. (DOC 25 à DOC 27).

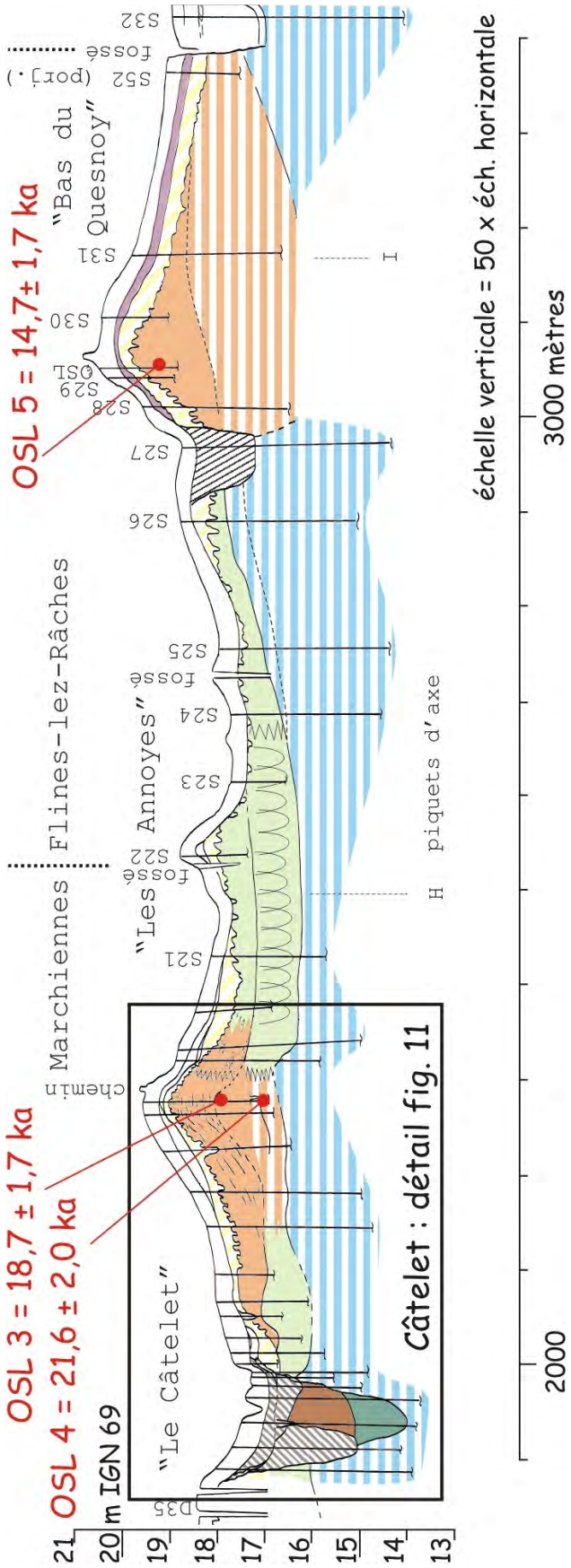
3.2. – Le cours du Câtelet

La prairie humide s'est révélée être un ancien cours de la Scarpe, composé de deux chenaux. Le plus ancien est comblé par une tourbe franche dont la partie supérieure a probablement été exploitée (Doc 33).

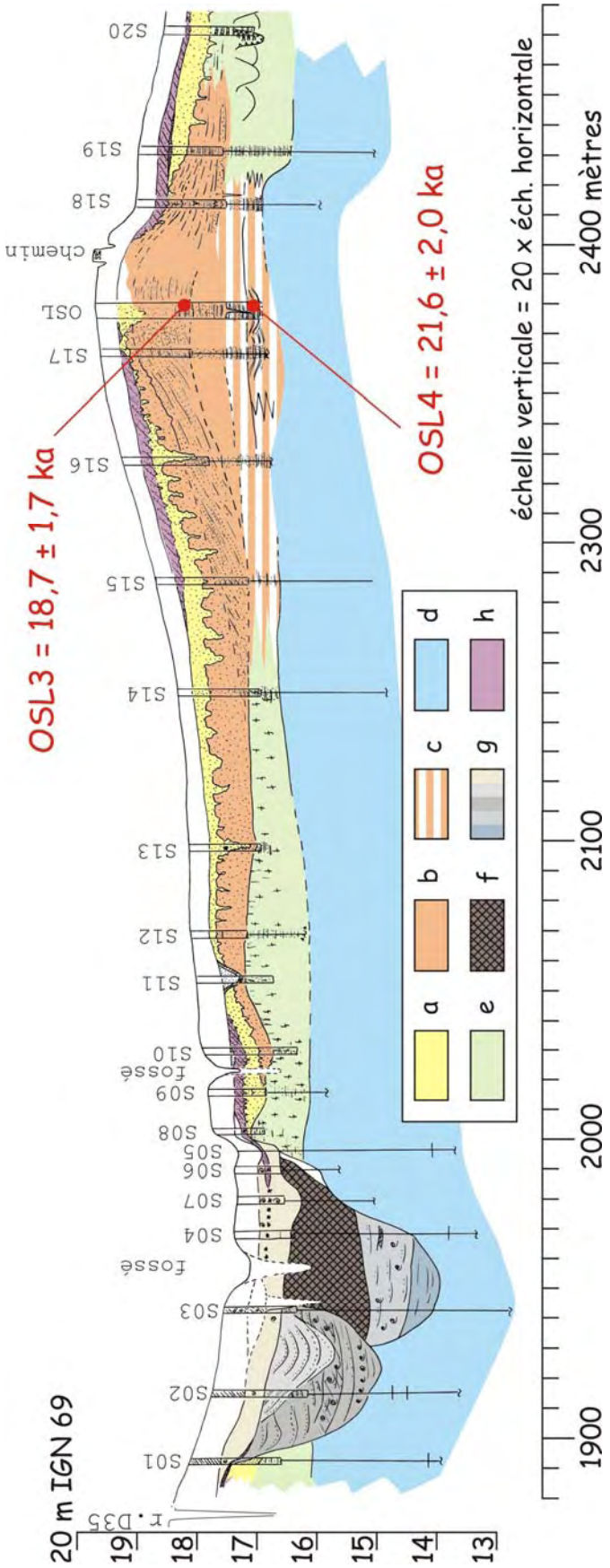
3.3. – La dune du Câtelet

La dune du Câtelet est composée de formations fluviatiles datées de 21,6 ± 2,0 ka passant à des formations éoliennes datées de 18,7 ± 1,7 ka (DOC 26 DOC 28 et DOC 29).

Comme la majeure partie de la plaine, dans la basse plaine et à ses abords, une pédogenèse avec une oxydation ferrique affecte les dépôts pléniglaciaires. Une fine couche de sable jaune scelle ensuite l'ensemble (DOC 20, DOC 27, DOC 28 et DOC 31). Cette formation, peu épaisse et étendue, est attribuée au Dryas récent.

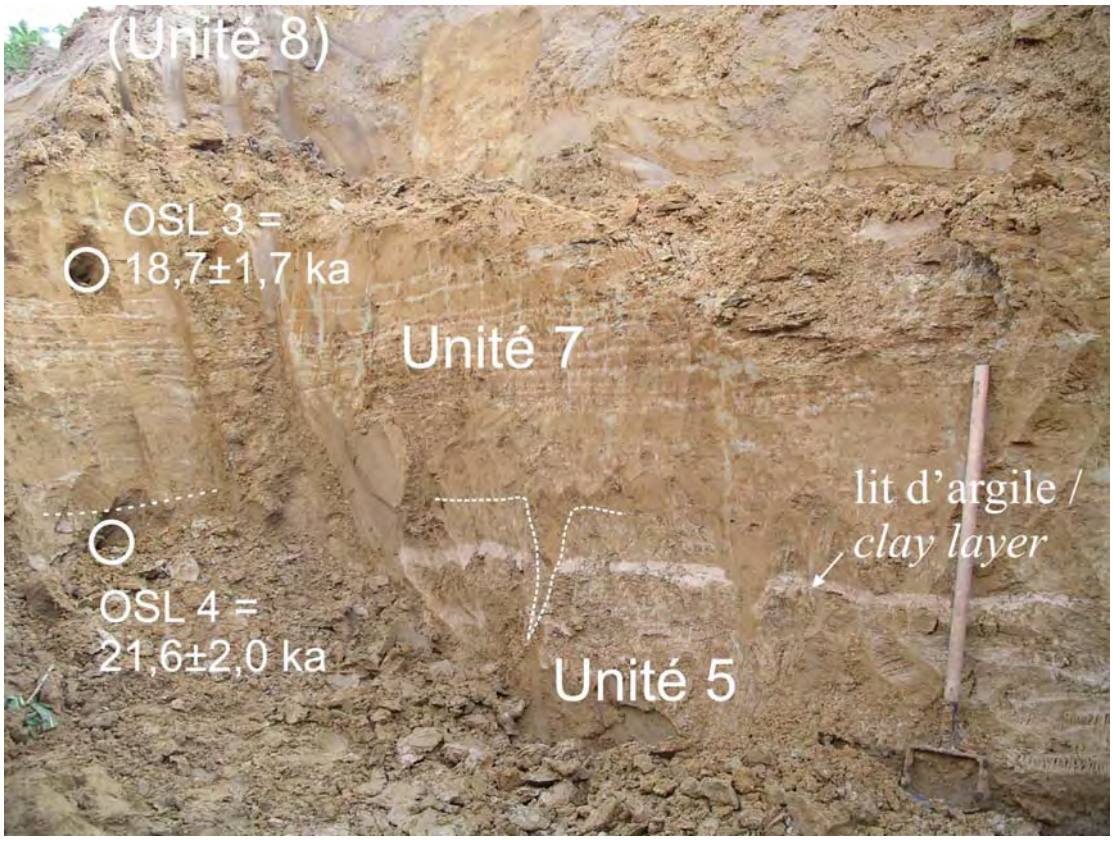


DOC 25 – Transect, section du Câtelet



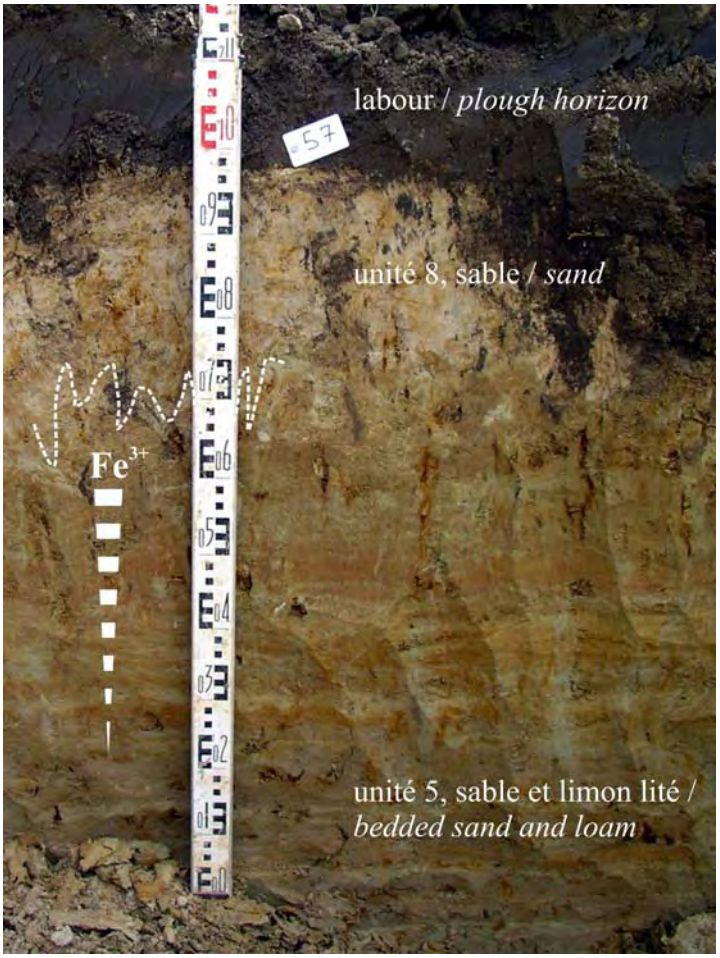
DOC 26 – Détail de la dune et du cours du Câtelet

DOC 27 – Tranchée gazoduc, vue vers le nord depuis le puits OSL du Câtelet



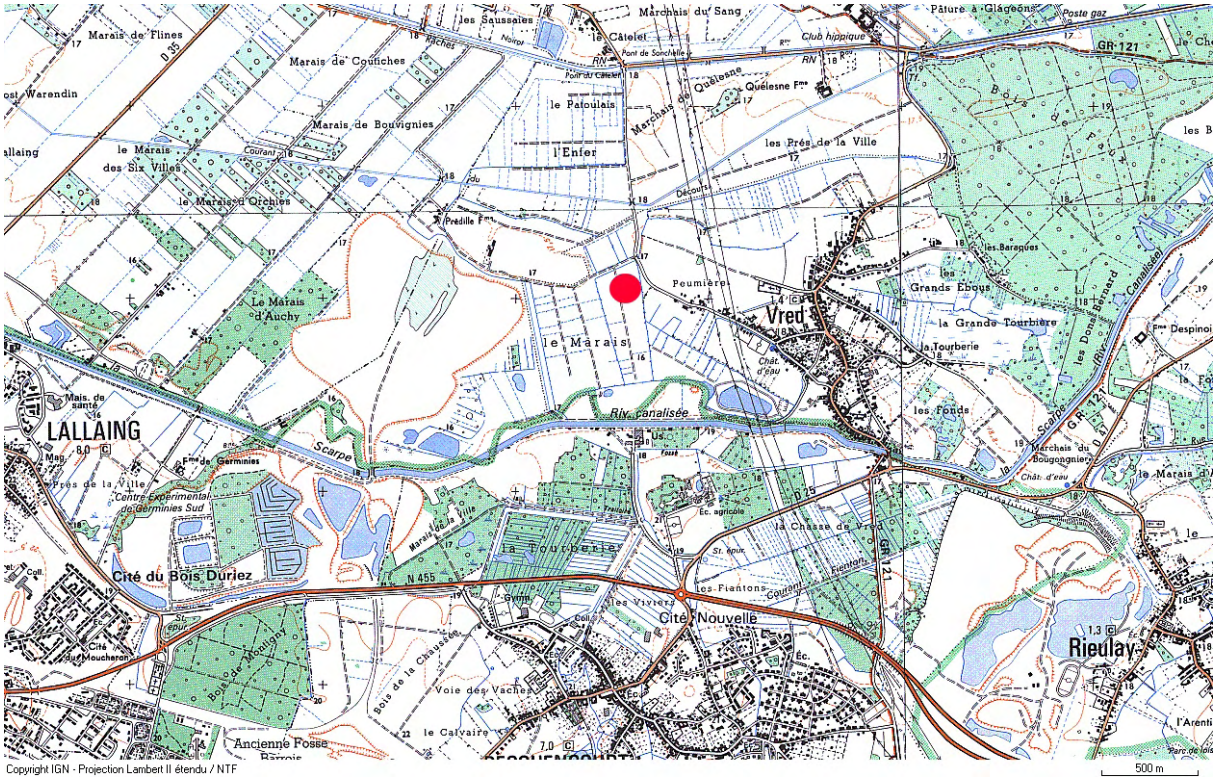
DOC 28 – Stratigraphie et OSL, puits du Câtelet

DOC 29 – Détail du faciès éolien dans le puits du Câtelet



DOC 30 – Formations alluviales affectées par l'oxydation puis recouverte de sable jaune

Arrêt 4 : Gazoduc, le méandre de Vred



Extrait IGN 4 – Méandre de Vred

4.1. – Morphologie

Partie aval

Sur les premières centaines de mètres du transect, entre le canal de la Scarpe et le village de Vred situé sur un léger relief, des prairies humides situées aux environs de 16,4 et 16,8 mètres d'altitude ont été sondées à la tarière (DOC 31). Elles se caractérisent stratigraphiquement par quelques décimètres de limon tourbeux avec présence épisodique d'un lit de tuf sur les formations limono-sableuses litées de l'unité 5. Plus à l'ouest, à partir d'environ x = 300 m, les formations tourbeuses et tuffacées sont plus épaisses et masquent un chenal indécelable dans la topographie. Le comblement est composé (du haut vers le bas) d'un sable grossier fluviatile à nombreux bois flottés qui incise un limon argileux noir peu compact et plastique. Ce dernier scelle d'une part des limons plastiques clairs, bleuté ou verdâtre et, d'autre part, une succession de limon plastique avec quelques charbons, sable et limon tourbeux lités, sable lité avec passages organiques. La rive occidentale du chenal coïncide avec un fossé de drainage, un dénivelé d'environ 0,5 m (vers 17,4 m) et l'affleurement sous les labours des formations sableuses pléistocènes.

Partie amont

Contigüe à la zone humide, la zone sableuse labourée légèrement plus est traversée par un talweg à peine perceptible dans le paysage. La micro-topographie (DOC 32) puis les sondages montrent pourtant qu'il s'agit là d'un des lits la Scarpe. Les sondages révèlent un comblement en grande partie corrélable avec les sédiments observés un peu plus en aval dans la zone humide. La coupe du chenal (DOC 33) révèle en effet, de haut en bas : un limon tourbeux à malacofaune abondante (labouré) qui repose sur un tuf limoneux blanc finement lité avec malacofaune très abondante et petits restes végétaux épars (DOC 34). Ces derniers ont été datés de

2260 ± 30 années BP (Ly-3543 GrA). Le tuf scelle un fossé à remplissage lité tourbeux. Les remblais provenant du creusement, clairement identifiables par la reprise en mottes des sédiments sous-jacents, sont déposés de part et d'autre. Ils contiennent quelques fragments de céramique gallo-romaine. Le fossé est postérieur à un limon tourbeux non calcaire, lui-même scellé par le tuf. Dessous, deux petits chenaux très peu profonds (de l'ordre du mètre) sont perceptibles. Ils occupent deux emplacements distincts à l'intérieur du lit large d'une quarantaine de mètres. Le plus méridional est large de moins de 5 mètres et est entaillé sur sa rive nord par le fossé avec matériel gallo-romain. Son remplissage est constitué d'une tourbe en partie supérieure passant progressivement à un limon organique puis à un peu de sable à la base. Le deuxième chenal n'est guère plus profond, large d'un peu plus de quinze mètres, et est comblé par un sédiment témoignant d'une dynamique fluviatile un peu plus forte : sable lité qui apparaît très sombre en coupe en raison de la très forte charge en fragments de bois flottés. Quelques lits sont exclusivement composés de malacofaune. Des seuils associés au dépôt du sable sont perceptibles. Sous cet ensemble, nous retrouvons une succession de sédiment comblant le large chenal d'une quarantaine de mètres : sable limoneux, carbonatation irrégulière avec des concrétions carbonatées (décarbonatation partielle ?) et, vers le nord, un petit sol sombre développé en tête; lits réguliers de sable et de limon sableux, avec des lits organiques bruns voire tourbeux (observés en tarière), et enfin sable régulièrement lité calcaire, grossier à la base (avec un lit de sable de craie), plus fin avec quelques lits limoneux vers le haut.

4.2. – Une structure de franchissement

Une structure anthropique a été fouillée exactement au contact du sable à bois flottés et du limon tourbeux sus-jacent, dans la partie amont du méandre. Elle se présente comme un demi-tronc d'arbre, totalement ébranché, face coupée vers le haut et disposé perpendiculairement au chenal (Doc 41). Il est daté de l'Age du Bronze : 2761 ± 42 BP (Erl-11737). Il était partiellement immergé dans l'eau (la face dirigée vers le bas est enrobée par le sable, la face dirigée vers le haut est scellée par le sédiment tourbeux). La base du fût est orientée vers le sud. Elle repose sur un chablis ou sur une souche dans une structure fossoyée creusée en rive sud du petit chenal à remplissage sableux. Cette partie distale est entourée de pieux très grossièrement taillés (certains non épointés). A la fouille, les pieux ont été interprétés comme un système de blocage du tronc. Il est apparu ultérieurement qu'ils étaient bien plus anciens : 5353 ± 42 BP (Erl-11738). La faible emprise du sondage ne permet pas de déterminer s'il s'agit d'un aménagement néolithique le long de la berge du petit chenal à remplissage sableux ou de la superposition, au même endroit d'une structure de franchissement plus ancien. Il est en effet possible que nous soyons à un endroit de traversée privilégié de ce chenal secondaire : au niveau d'un seuil qui relie de légers reliefs sableux sur chaque rive et en amont d'une zone de confluence (avec le lit principal de la Scarpe), basse et humide.

4.3. – Commentaires et interprétation

Le chenal comblé sous la prairie humide et le méandre à quelques dizaines de mètres plus au nord présente de fortes similitudes, en particulier la partie supérieure du comblement corrélable sans ambiguïté (unité tourbeuse supérieure / tuf / unité tourbeuse sus-jacente au tuf / sable à bois). Ces formations, associées à des éléments archéologiques, sont clairement holocènes.

Plus bas, nous observons des faciès sableux et limoneux avec passages organiques, interprétés comme formations fluviatile tardiglaciaires. Il s'agit très vraisemblablement du même cours qui serpente dans la plaine, peu avant sa confluence avec le lit principal de la Scarpe. Nous notons toutefois une dénivellation notable d'amont vers l'aval. Cette différence d'altitude est interprétée comme un seuil entre deux unités morphologiques et hydrologiques de la plaine (seuil que nous retrouvons à plus grande échelle lors de la fouille de la structure). Certains faciès de granulométrie fine, témoignant d'une décantation (les limons plastiques), sont présents seulement en aval.

Nous synthétisons sur le DOC 36 notre interprétation de l'évolution sédimentaire et paléoenvironnementale du méandre de Vred et de ses abords :

Phase 1 : Le chenal fonctionne vraisemblablement au Tardiglaciaire. Il entaille les alluvions sablo-limoneuses de la fin du Pléniglaciaire weichselien (unité 5, OSL 20,16 ± 1,97 ka) et leur confère un statut morphologique de basse terrasse. De même nous attribuons aux interstades tardiglaciaires le comblement limoneux ou limono-sableux gleyifié avec passages épisodiques de sédiment organique dans le chenal ainsi que la pédogenèse observée sur les rives.

Phase 2 : Les terrasses sont scellées par un sable éolien attribué au Dryas récent (unité 8). La source du dépôt est probablement locale, avec une déflation facilitée par l'omniprésence de sable fluviatile dans la plaine. La déflation semble être précédée de petit chenaux qui incisent le sommet des terrasses, dans un contexte de pentes très faibles. Leur remplissage semble être presque exclusivement éolien, témoignant d'une érosion fluviatile courte mais intense, qui a démantelé la partie supérieure des sols tardiglaciaires et des traces d'occupations paléolithiques (nucléus remanié).

Phase 3 : Au début de l'Holocène, un petit chenal s'incise dans la concavité du méandre (environ 3 m de large, moins de 1 m de profondeur) puis est remblayé par un sédiment très organique (jusqu'à une tourbe franche) dans un contexte très peu dynamique.

Phase 4 : Au cours de l'Holocène, un nouveau chenal balaye l'ancien méandre tardiglaciaire. D'une profondeur maximum de l'ordre de 1 m, il est associé à des alluvions sableuses à abondants débris de bois dans un contexte hydrologique dynamique.

Phase 5 : C'est dans le même contexte hydrologique de petit chenal dynamique, qu'un premier aménagement indéterminé est réalisé au Néolithique. A l'Age du Bronze un demi-tronc d'arbre est placé dans le lit mineur, perpendiculaire à l'axe du cours et au droit d'un seuil.

Phase 6 : La dynamique du cours d'eau faiblit. Un limon tourbeux non calcaire envahit le méandre et protège la structure de franchissement tandis que, juste en aval, se développe un marais où la sédimentation commence à masquer le tracé du cours d'eau. Ultérieurement (post quem gallo-romain), des hommes creusent un fossé.

Phase 7 : Une eau très calcaire inonde la majeure partie de l'ancien méandre, réoccupant l'ensemble du lit majeur holocène, et permet un dépôt de tuf limoneux alors que le fossé avec matériel gallo-romain est encore nettement sensible dans la topographie. Cette sédimentation est insolite à plusieurs titres :

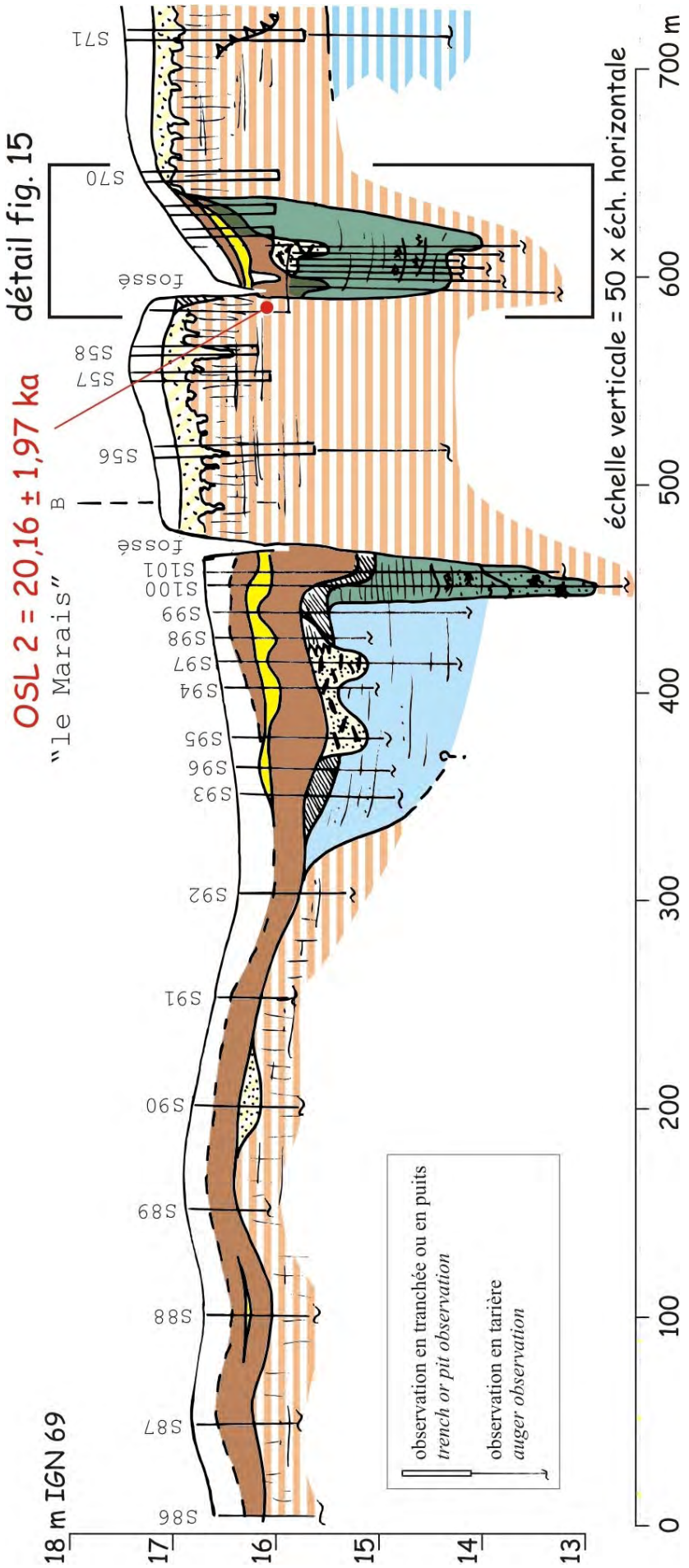
(a) elle implique un haut niveau hydrologique (pour la première fois depuis le début de l'Holocène) associé paradoxalement à une compétence faible. Il s'agit donc d'une inondation avec une eau stagnante ;

(b) elle implique un apport massif d'eau carbonatée alors qu'à cet endroit l'ensemble des sédiments sous-jacents sont, depuis le Pléniglaciaire, modérément ou non carbonatés. Il s'agit donc d'un changement majeur dans l'alimentation en eau et donc dans le réseau hydrographique amont.
(c) De petits débris végétaux flottés dans le sédiment sont datés de 2260 ± 30 BP (Ly-3543). Cette date (calibration : -393 à -208 av. J.C.) est en inadéquation avec la présence de matériel gallo-romain sous-jacent. Nous l'expliquons par le remaniement des éléments végétaux datés. L'inondation semble donc être corrélative d'une érosion en amont .
Nous interprétons ce dépôt comme l'effet dans la plaine de la Scarpe de la capture anthropique de la Satis ou Scarpe d'Arras vers la plaine via Vitry-en-Artois, au Haut Moyen Âge. Cette interprétation est cohérente avec l'ensemble des caractéristiques observées :
- post-quem gallo-romain,
- arrivée d'une eau particulièrement chargé en carbonate sans autre équivalent à l'Holocène,
- haut niveau hydrologique sans autre équivalent à l'Holocène,
- témoignage d'une érosion en amont et d'une décantation dans cette partie de la plaine.
Phase 8 : Le dépôt de tuf est recouvert par un limon tourbeux calcaire. Ce dernier, ainsi que les rives sableuses, sont labourés. Un fossé de drainage, une haie et le caractère estompé de la microtopographie créent le paysage actuel.

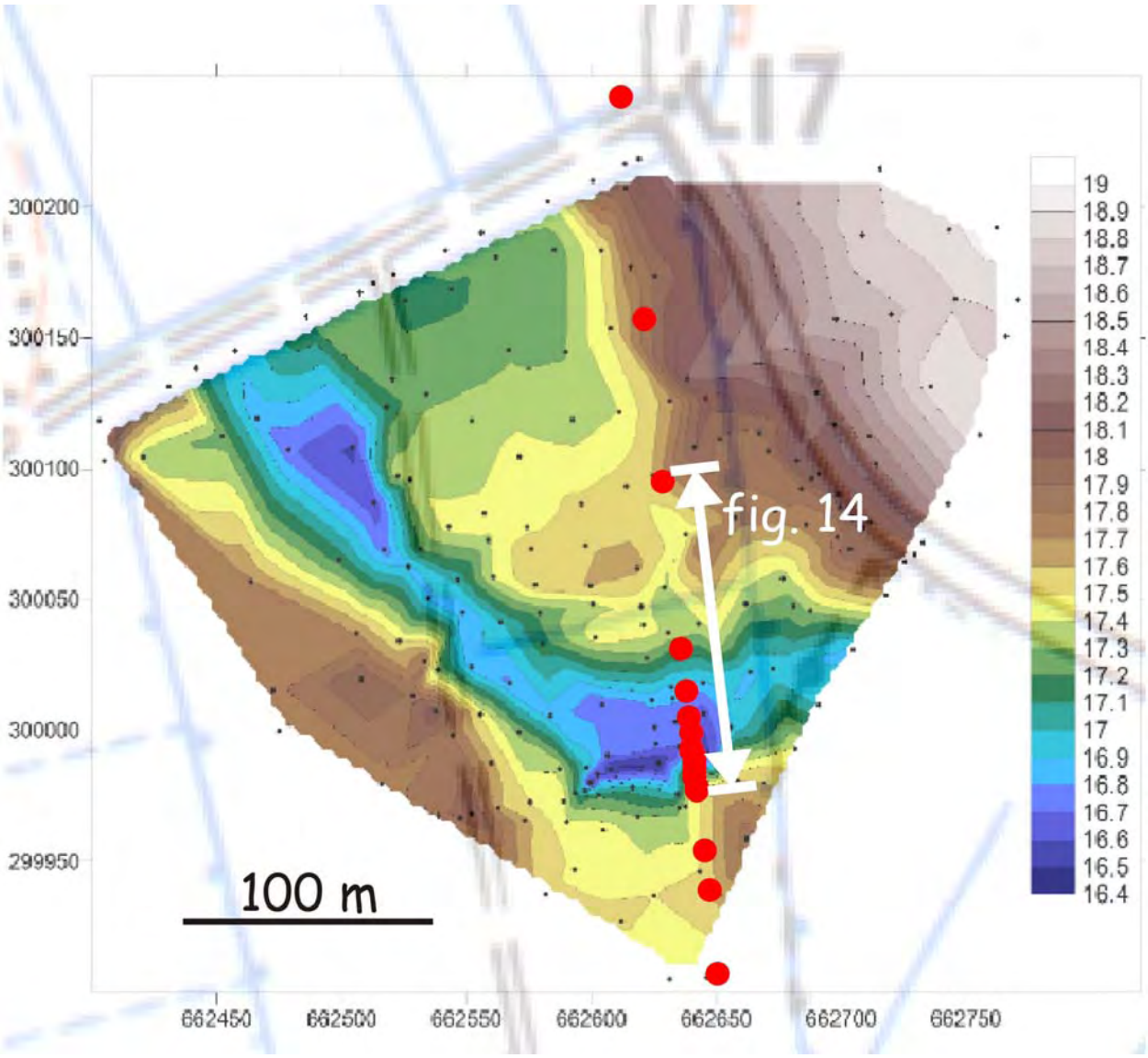
4.4. – Commentaire générale sur la stratigraphie et l'évolution paléogéographique de la plaine de la Scarpe

DOC 371 – Au Pléniglaciaire, les cours d'eau provenant de la Pévèle sont très mobiles. Remaniant le substrat sableux, ils forment des cônes d'épandage au pied du talus bordier argileux.
2 – A la fin du Pléniglaciaire, le climat devient plus aride. Le vent reprend le sable à disposition dans les chenaux et forme de modestes dunes, en bordure des chenaux ou adossés au talus argileux
3 – Au Tardiglaciaire, des petits chenaux incisent les lits laissés par les écoulements antérieurs. Les lits pléniglaciaires deviennent alors des lits majeurs. Une pédogenèse affecte les formations alluviales et éoliennes antérieures
4 – A la fin du Tardiglaciaire, au Dryas récent, une nouvelle phase d'éolisation affecte le réseau. Cette fois, le sable forme des nappes à proximité immédiate des zones de déflation
5 – Dans la première partie de l'Holocène, les cours d'eau occupent une partie des chenaux pléniglaciaires.
6 – Au cours de l'Holocène, la remontée de la nappe conduit à un ennoiement des points bas par des formations tourbeuses. Des dépôts argileux scellent le fond de vallée des ruisseaux affluents.

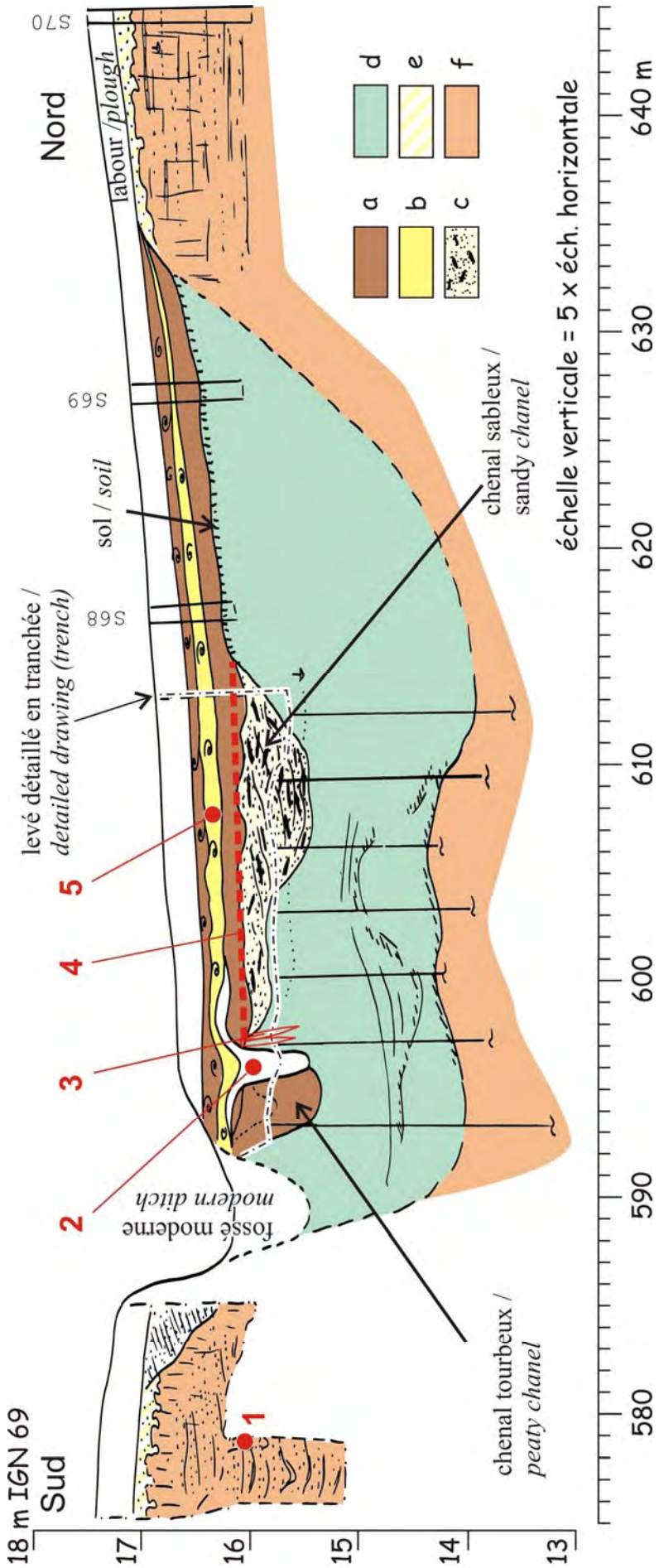
Ainsi nous aboutissons au relief actuel, avec ses nombreuses microformes héritées de l'activité fluviatile et éolienne weichselienne.



DOC 31 – Extrémité sud du transect gazoduc



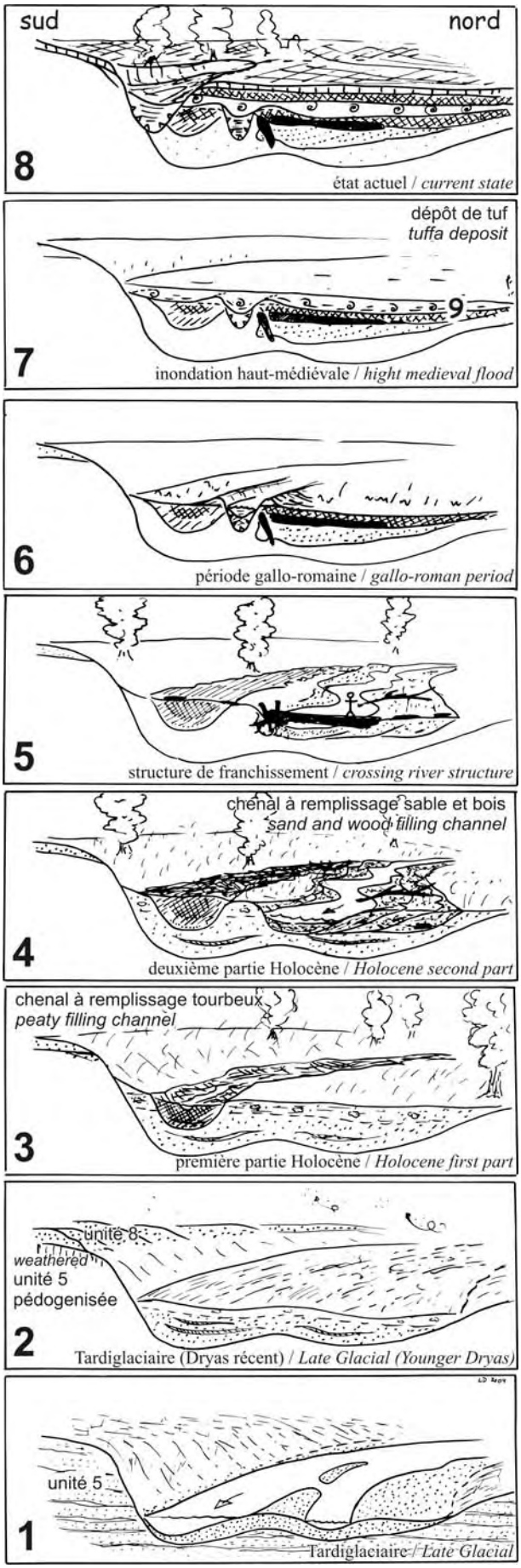
DOC 32 – Microtopographie, méandre de Vred



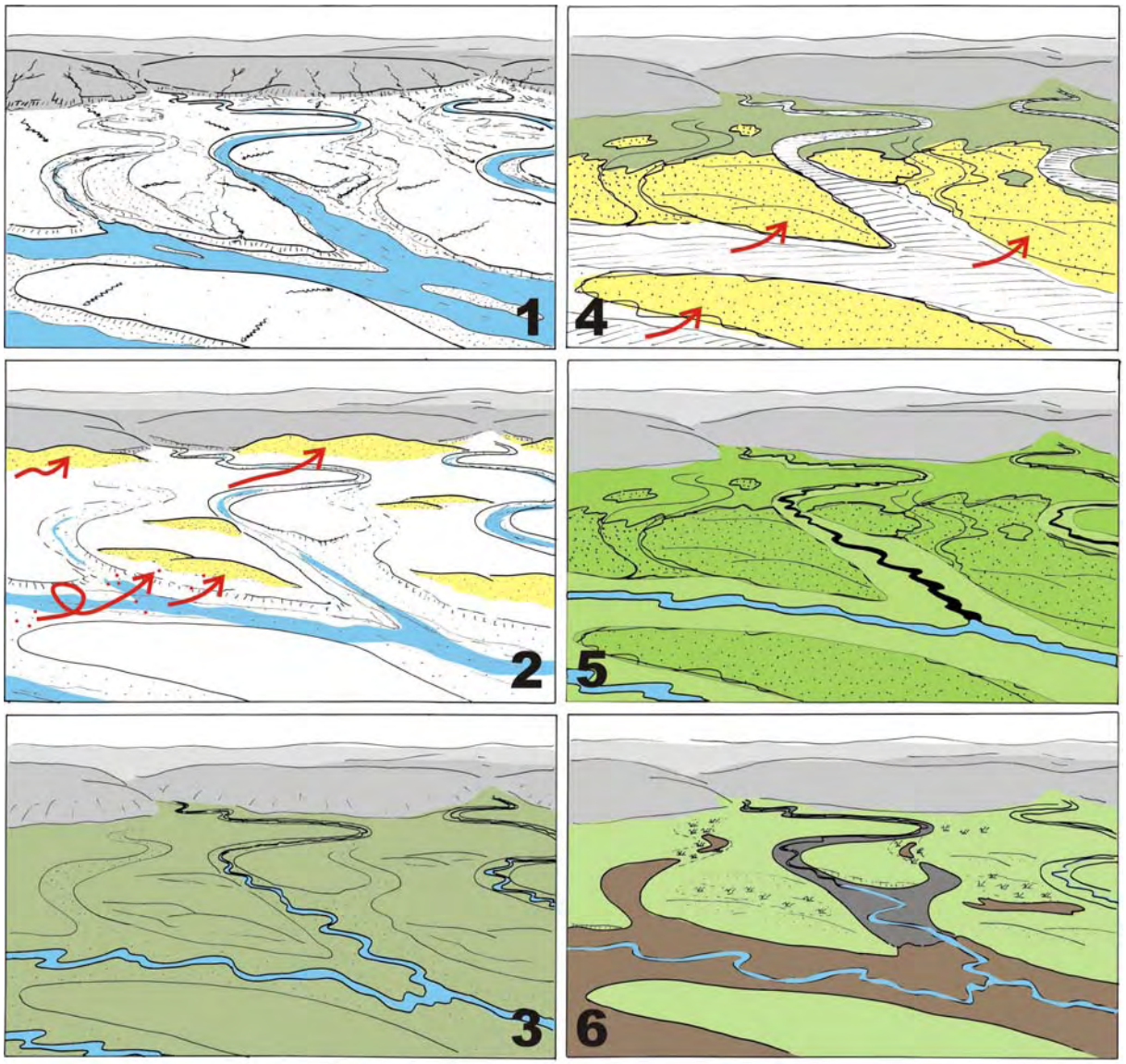
DOC 33 – Coupe du chenal amont du méandre de Vred

DOC 34 – Tuf en partie supérieur du remplissage du méandre de Vred

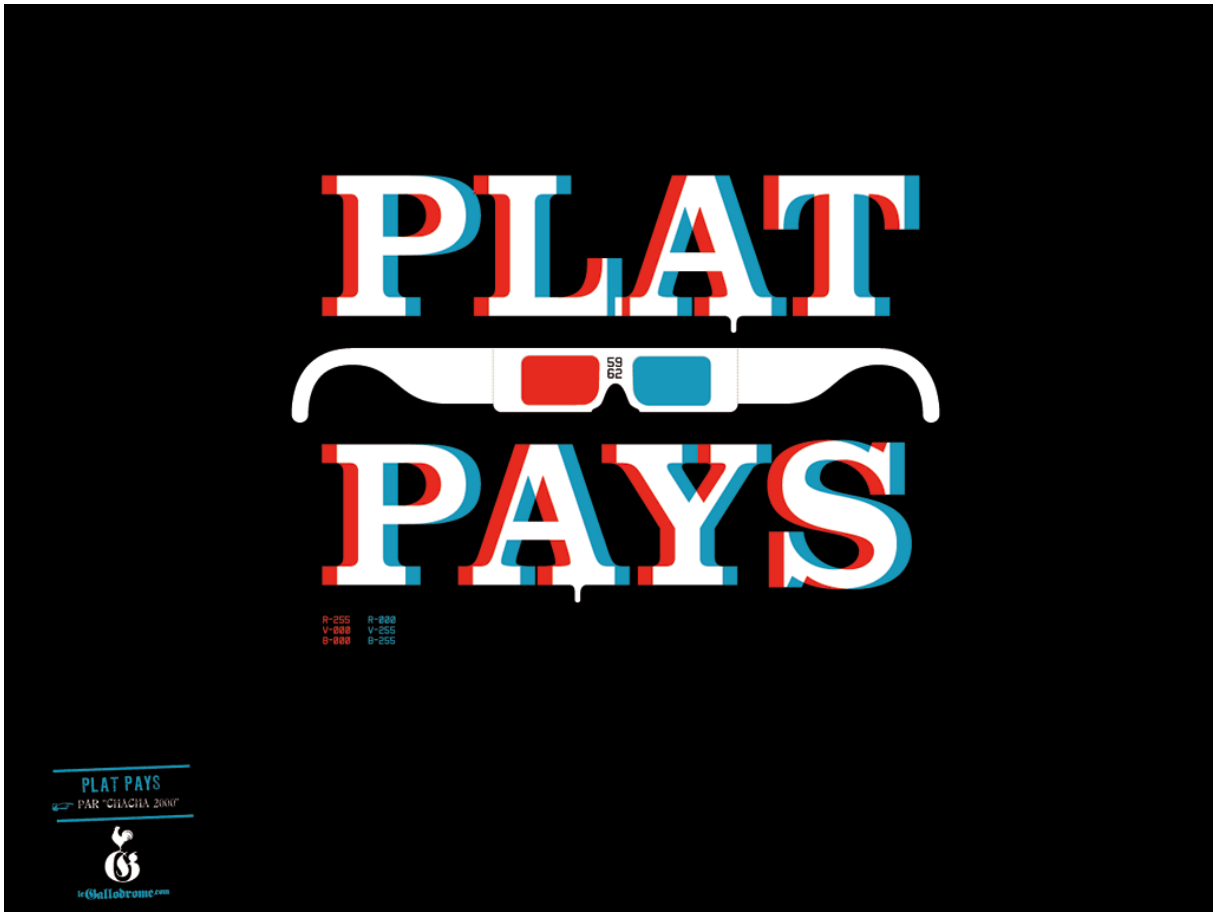
DOC 35 – Méandre de Vred, structure de franchissement



DOC 36 – Reconstitution de l'évolution du méandre de Vred
échelles non respectées



DOC 37 – Evolution de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire



DOC 38 – Accessoire pour aide à la perception des microreliefs

Annexes

Annexe 1 – article : Laurent Deschodt, Pierre-Gil Salvador, Muriel Boulen 2004 – « Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France) », *Quaternaire*, 15 (3), 269-284

Annexe 2 – article : L. Deschodt, E. Teheux, J. Lantoine, P. Auguste, N. Limondin-Lozouet 2005 – « L'enregistrement tardiglaciaire de Dourges (Nord de la France, bassin de la Deûle) : Evolution d'une zone lacustre et gisements archéologiques associés », *Quaternaire*, 16 (3), 229-252

Quaternaire, **15**, (3), *2004, p. 269-284.*

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET ÉVOLUTION DE LA VALLÉE DE LA DEÛLE DEPUIS LE PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR A HOUPLIN-ANCOISNE (Nord de la France)

Laurent DESCHODT*, Pierre-Gil SALVADOR** et Muriel BOULEN***

RÉSUMÉ

Dans la région d'Houplin-Ancoisne (vallée de la Deûle, Nord), l'ampleur de la sédimentation loessique du Pléistocène supérieur dans le fond de vallée a favorisé la conservation des dépôts fluviatiles antérieurs, sur une bande de plus de 3 km de large et parfois jusqu'à 22 m d'épaisseur. Un transect partiel de la vallée de la Deûle a révélé un chenal tardiglaciaire qui incise sur environ 3 m les dépôts antérieurs, créant une terrasse Plésitocène supérieur / Tardiglaciaire. Son remblaiement débute précocément au Bølling, mais la majeure partie du comblement est datée du Dryas récent : après un dépôt lité relativement riche en débris végétaux (environ 1 m), la partie supérieure (0,9 m) est azoïque et s'accumule rapidement (après 12350-12150 cal. BP). Ce comblement terminal du Dryas récent témoigne d'une relative sécheresse et d'une modification de la morphologie du chenal. L'incision holocène, décalée par rapport au chenal tardiglaciaire, est plus modérée. Elle dégage une morphologie de basses terrasses creusées dans les nappes fluviatiles antérieures et le loess qui les scelle. Après un dépôt grossier, la tourbe se développe à partir du Boréal, déborde du lit mineur et ennoie les zones les plus basses du fond de vallée. La palynozone atlantique repérée dans la tourbe offre l'image d'un paysage boisé dominé par le Tilleul avec des traces d'anthropisation fugaces. Depuis le Néolithique, la micro-topographie du bas de versant à proximité de la rive droite est peu à peu régularisée par les colluvions.

Mots-clés : Deûle, Tardiglaciaire, Dryas récent, Atlantique, dynamique fluviale, Nord de la France.

ABSTRACT

SEDIMENTARY FORMATIONS AND EVOLUTION OF THE DEÛLE VALLEY SINCE THE UPPER PLENIGLACIAL AT HOUPLIN-ANCOISNE (Northern France)

In Houplin-Ancoisne area (Deûle valley, north of France), the size of the upper pleistocene loessic sedimentation in the bottom of the valley facilitated the former river deposits conservation, over more than a 3 km large belt, up to 22 m thick. A partial cross-section of the valley revealead a lateglacial channel which incises the former deposits on about 3 m depth creating an upper pleistocene terrace. Its filling begins earlier in the Bølling phase, but the main filling dates from the Younger Dryas phase : after a bedded deposit quite rich in vegetal remains (around 1 m), the upper part (0,9 m) is azoïc and fast-setting (later 12350-12150 cal. BP). The final filling of the Younger Dryas gives evidence of a relative dryness and a modification of the channel morphology. The holocene incision, shifted from the tardiglacial chennal, is more moderate. It created low terraces digged into the frontal fluvial layers and the loess that fixes them in. After a coarse sedimentary deposit, the peat developps from the Boreal, overflows the mean bed and inundates the Valley lowest zone. Atlantic palynozone spoted in the peat gave a wooded landscape where lime trees prevail with fugace anthropogenic pollens. Since the Neolithic period, the microtopography of the bottom slope near the right bank is progressively sorted out by the colluviums.

Key-words : Deûle river, Lateglacial, Younger Dryas, Atlantic, fluvial dynamic, North of France.

INTRODUCTION

En contrebas de l'Artois, le « bas-pays » du nord de la France est parcouru de petits cours d'eau se dirigeant vers le nord (fig. 1). De superficie réduite, les bassins versants sont drainés par des rivières au débit limité, coulant sur des pentes faibles inférieures à 1 ‰ dès que l'on quitte les versants de l'Artois. Néanmoins, les vallées sont fréquemment très larges, jusqu'à former de vastes plaines humides, telles les plaines de la Lys (20 km de large) et de la Scarpe (6 à 15 km de large). Cette inadéquation du calibrage des vallées s'explique par un dispositif hérité d'une tectonique de blocs (Colbeaux *et al*, 1978 ; Paepe, 1965 ; Sommé, 1977). La couverture loessique, qui

* *INRAP Nord-Picardie, 518 rue Saint-Fuscien, 80000 AMIENS, E-mail : ldeschodt@nordnet.fr*
** *Université Lille1. UFR de Géographie. UMR 8141 « Géographie des Milieux Anthropisés », Av. Paul Langevin, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ cedex. E-mail : pierre-gil.salvador@univ-lille.fr*
*** *INRAP Nord-Picardie, Centre de Recherches Archéologiques, Abbaye Saint-Jean-des-Vignes, 02200 SOISSONS, E-mail : inrap.soissons@wanadoo.fr*

Manuscrit reçu le 20/02/2004, accepté le 15/06/2004.

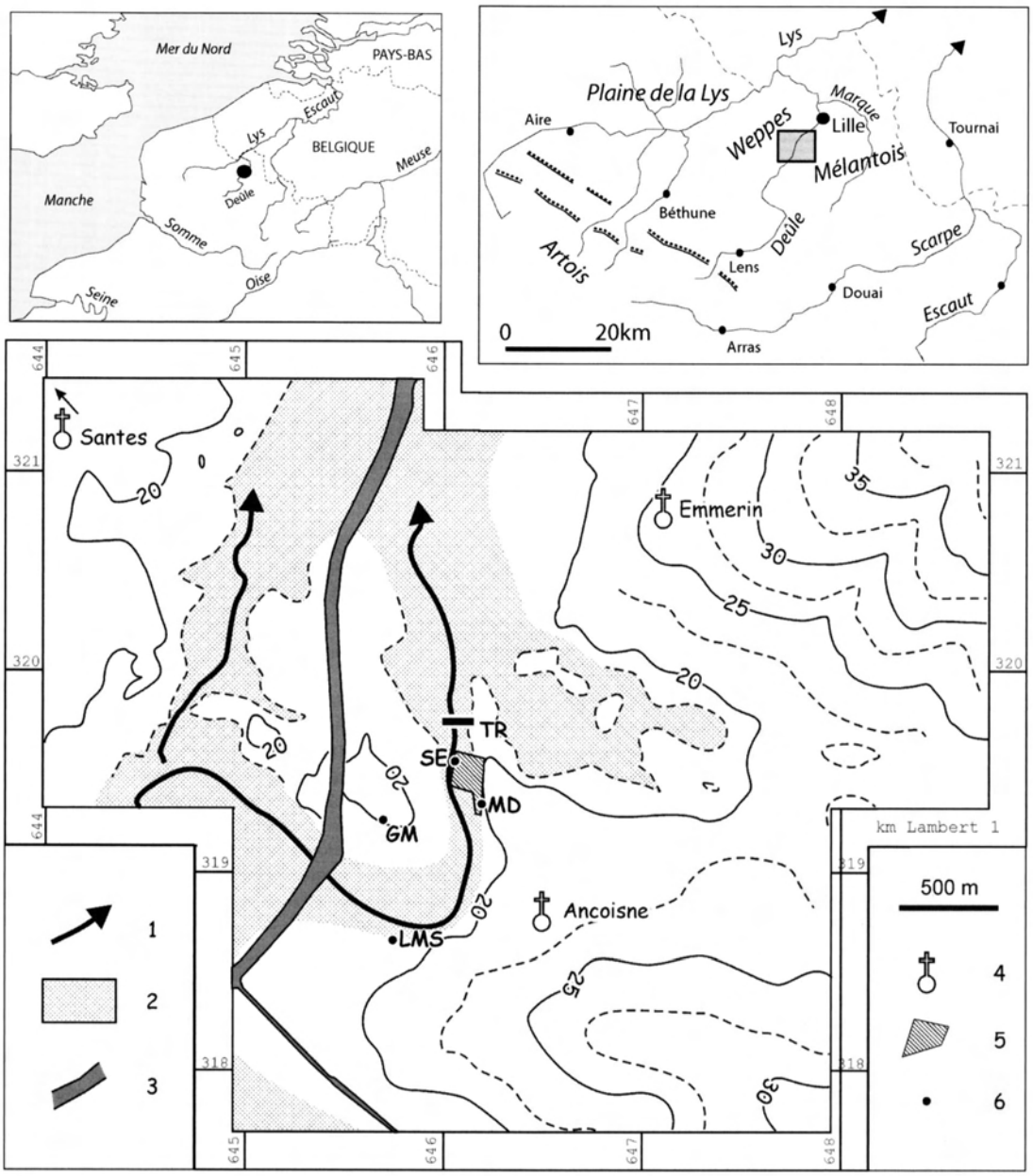


Fig. 1 : Localisation du secteur d'étude dans la vallée de la Deûle. 1 : ancien lit mineur holocène repéré sur carte topographique ; 2 : extension approximative des zones humides ; 3 : canal ; 4 : ville ; 5 : emprise de la station d'épuration ; 6 : localisation des sites d'observation, « TR » : transect tarière, « SE », station d'épuration, « MD » rue Marx Dormoy, « GM » Guy Mocquet, « LMS », le Marais de Santes.
Fig. 1: Location of the study area in the Deûle valley. 1: ancient Holocene low channel located on topographic map; 2: approximate extension of the wetland; 3: channel; 4: city; 5: extension of the filtering station; 6: location of the sites.

les a envahies à la fin du Pléistocène supérieur, renforce l'empâtement de reliefs déjà modérés. Le bas-pays se caractérise également par l'artificialisation intense de son réseau hydrographique.

Affluent de la Lys, la Deûle est représentative des rivières drainant cette région. Dans la zone d'étude, elle emprunte un fond de vallée d'environ 2 km de large qui est disproportionné par rapport aux données hydrologiques : le bassin versant totalise seulement 900 km^2 dont 500 km^2 en amont de la zone d'étude et le débit interannuel de la rivière se limite à 5 m^3/s juste à l'amont de Lille (Agence de l'eau, 2002). Bien que moins spectaculaire que dans les plaines voisines de la Lys et de la Scarpe, l'influence de la tectonique est sensible. Les variations de largeur du fond de vallée de la Deûle sont conformes à la structure dont l'influence se manifeste sous la forme d'un rétrécissement à 400 m au droit de l'axe synclinal du Mélantois (commune d'Haubourdin), 3 km en aval de la zone d'étude. Conjointement, l'amincissement du manteau alluvionnaire et la disparition des tourbes permet d'envisager une tectonique récente (Sommé, 1967, 1977). A l'aval de cet axe, les épaisseurs d'alluvions augmentent considérablement pour atteindre 30 mètres à la confluence avec la Marque (Sommé, 1967). La tendance à la subsidence, la largeur de la vallée, la faiblesse des pentes et l'abondance de la couverture limoneuse susceptible d'être facilement incisée et mobilisée par la rivière confèrent à ce fond de vallée un fort potentiel d'enregistrement sédimentaire. S'ajoute à ces caractéristiques naturelles une anthropisation du réseau hydrographique particulièrement marquée : les nombreux aménagements hydrauliques et les canalisations successives réalisées depuis le Moyen Age tendent à effacer la perception du cours holocène primitif.

Les environnements tardiglaciaires et holocènes de la vallée de la Deûle ont été en premier lieu appréhendés

à travers les travaux synthétiques de J. Sommé (1977). Aujourd'hui, les recherches accompagnent les fouilles archéologiques. Une première synthèse paléogéographique de la vallée à la hauteur de l'agglomération lilloise a été proposée par L. Deschodt (1999). Une étude a également été menée à grande échelle dans la partie amont, sur le site de Dourges, lors des investigations archéologiques réalisées dans l'emprise de la « plate-forme multimodale » (Teheux et Deschodt, 2000). D'autres travaux ont conduit à l'établissement de nouvelles stratigraphies à échelle locale (voir *infra*). L'objet de cet article est de synthétiser une série d'observations stratigraphiques réalisées entre 1999 et 2003 dans le secteur d'Houplin-Ancoisne afin de contribuer à une meilleure connaissance de la paléodynamique fluviale de la Deûle depuis le Tardiglaciaire.

1 - DESCRIPTION DU SECTEUR D'ÉTUDE

LA VALLÉE DE LA DEÛLE À HOUPLIN-ANCOISNE

A Houplin-Ancoisne, la vallée de la Deûle s'étale sur une largeur de 2 à 3 km, à une cote de 18-19 m N.G.F (fig. 1). Elle sépare deux unités de reliefs modérés : à l'ouest le Pays de Weppes, caractérisé par un substrat tertiaire argileux et sableux (Landénien) avec une couverture loessique épaisse en bas de versant et, à l'est, le Mélantois, qui forme un dôme crayeux à couverture loessique d'ordre métrique (Sommé, 1977). La transition entre les versants et le fond de vallée est insensible, rendant incertain le tracé précis de leurs limites (Franchomme, 2003). Avant l'aménagement de la rivière, à partir du XIIIe siècle, le fond de vallée se présentait sous la forme d'un lacis de chenaux et de tourbières (Derville, 1988, 1990 ; Dessaux *et al.*, 1998). La microtopographie est complexe : elle juxtapose les traces d'anciens lits fluviaux isolant des reliefs au sein de la vallée (fig. 1).

LA STRATIGRAPHIE DE LA VALLÉE D'APRÈS LES DONNÉES GÉOTECHNIQUES

La coupe stratigraphique générale de la vallée a été construite à partir de 27 sondages géotechniques répertoriés par les services du B.R.G.M. et du C.E.T.E (fig. 2). Elle recoupe le fond de vallée et les versants selon un axe ONO-ESE dominant. Les alluvions quaternaires, essentiellement sableuses, se développent sur une épaisseur croissant vers l'ouest, de 5 m à 10-15 m en moyenne. Elle atteint localement 22 m, en raison d'un surcreusement abaissant le toit de la craie à -3 m N.G.F. Le contact avec le substratum est aisé à suivre sur une bonne partie de la coupe, quand il s'opère avec la craie, mais il devient incertain à l'ouest au contact des formations tertiaires argilo-sableuses. Les versants de la vallée s'ouvrent dans des limons loessiques pléniglaciaires qui masquent sur les deux rives la limite des alluvions. Le chenal tardiglaciaire-holocène analysé dans cet article (chenal 1) est incisé dans les formations fluviatiles weichséliennes et les limons loessiques qui les recouvrent partiellement. Un second chenal, encore non exploré, se développe plus à l'ouest à l'aplomb du surcreusement maximal (chenal 2).

LES OBSERVATIONS DE TERRAIN

A l'occasion d'opérations archéologiques, une série d'observations à la pelle mécanique ont été effectuées dans et à proximité de l'ancien lit mineur historique de la Deûle (fig. 1). Il s'agit des sondages en puits de la station d'épuration (« SE » ; Deschodt et Créteur, 1999), du décapage de la rue Marx Dormoy (« MD » ; Martial, étude en cours), d'un décapage sur le lieu-dit « Le Marais de Santes » (« LMS » ; Deschodt, 2003) et des sondages de la rue Guy Mocquet (« GM » ; Martial, 2003). Ces observations sont complétées par un transect partiel réalisé à la tarière à main et positionné directement au nord de la station d'épuration d'Houplin-Ancoisne (« TR », fig. 1 et fig. 3). La synthèse des données est structurée à partir des résultats apportés par le transect.

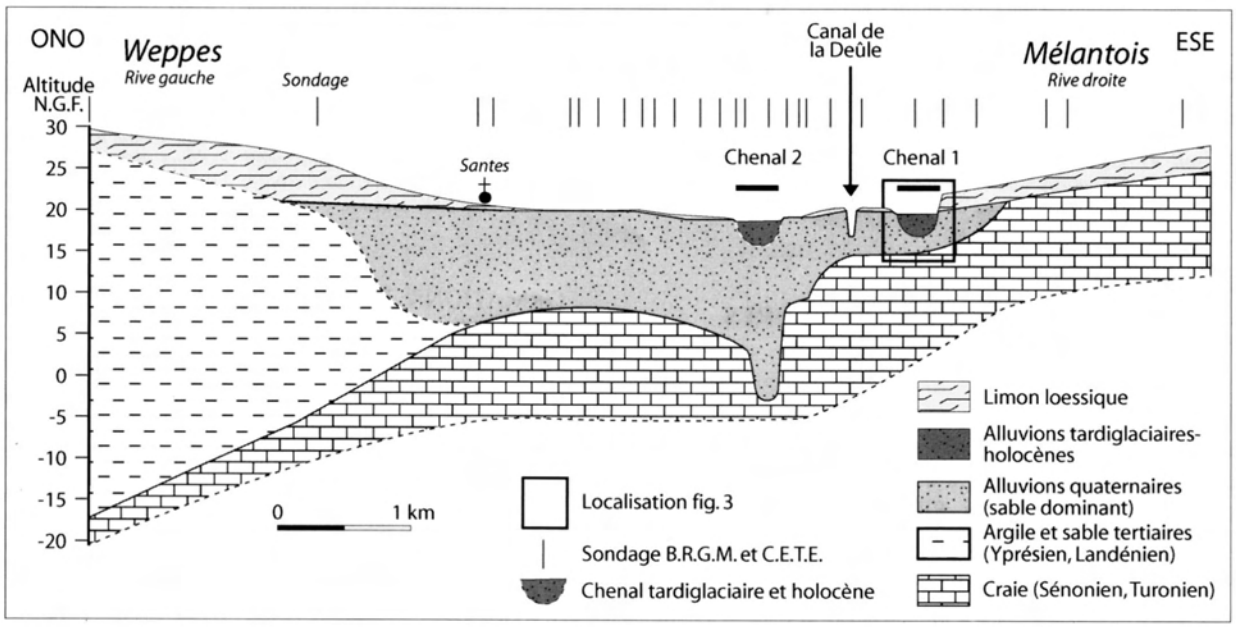


Fig. 2 : Transect à travers la vallée de la Deûle à Houplin-Ancoisne, d'après les sondages géotechniques.
Fig. 2: Cross-section through the Deûle valley at Houplin-Ancoisne, according to the geotechnics cores.

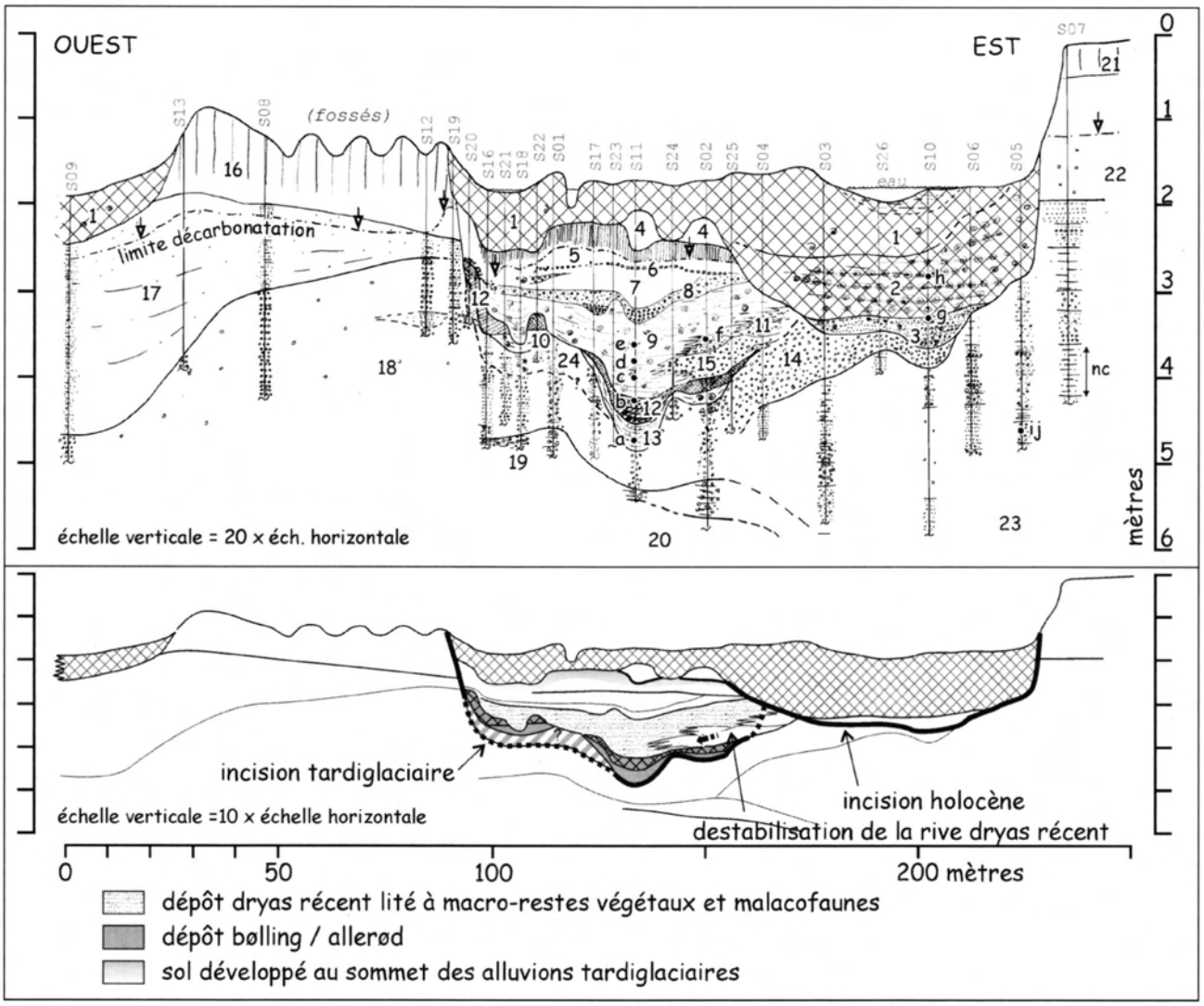


Fig. 3 : Transect partiel du fond de vallée. 1 : limon gris sombre très organique ; 2 : limon brun tourbeux avec faciès lité et malacofaunes abondantes ; 3 : sable lité gris avec craie et malacofaunes brisées ; 4 : limon argileux ocre ; 5 : limon bleu calcaire avec développement d'un sol ; 6 : limite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

Fig. 3: Partial cross-section of the valley. 1: dark gray organic silt; 2: laminated brown organic silt with abundant malacofaunas; 3: laminated grey sand with chalk and broken malacofaunas; 4: ochre clayey silt; 5: blue calcareous silt with soil; 6: erosion surface with a non eroded chalky gravel bed; 7: grey calcareous silt; 8: sandy silt with gravels; 9: laminated silt and sandy silt with malacofaunas and plant remains; 10: green silt; 11: grey calcareous silty sand, with little wood remains; 12: laminated organic silt, malacofaunas, plant macroremains, being transformed laterally into peat; 13: silt and laminated sandy silt, malacofaunas and plant remains; 14: rolled chalky gravels; 15: chalky gravels; 16: non calcareous loessic silt with brown soil; 17: fine regular beds of silt and sand; 18: rolled chalky gravel, laminations; 19: gravels and angular chalk boulders with silty matrix; 20: fragmented chalky substratum; 21: ploughing; 22: pedogeneous loessic silt at the top with chalky gravels at the base; 23: heterogeneous layers with silt, sand and gravel (nc = non calcareous sandy silt); 24: heterogeneous layers with sandy gravels and silt.

2 - LES FORMATIONS ANTÉRIEURES AU TARDIGLACIAIRE

SUBSTRAT CRAYEUX

Une craie massive (unité 20, fig. 3), probablement la craie fragmentée en place, a été repérée à la base des sondages S2 et S11 (fig. 4). Elle est surmontée par une couche de fragments de craie anguleux de taille centimétrique (unité 19), pris dans une matrice de limon crayeux. La topographie du contact entre la craie et les formations alluviales présente une légère pente vers l'est.

FORMATIONS FLUVIATILES ANTÉRIEURES AU DÉPÔT DE LOESS

Tous les sondages ont rencontré des sédiments lités (unités 14, 15, 17, 18 et 23) antérieurs au dépôt loessique (16 et 22). A l'Ouest, il s'agit de lits de graviers de craie roulés (18), sans matrice ou avec un peu de sable, recouverts de fins lits de sable et de limon (17). Vers l'est, les faciès sont beaucoup plus diversifiés - lits de sable, de graviers de craie, passages limoneux (23) - à tel point qu'il n'est pas possible d'établir de corrélations entre sondages. Une datation effectuée dans l'unité 23 (« ij », fig. 3) a donné une date aberrante

(4135 ± 40 BP) pouvant provenir d'une racine ou d'une pollution du sondage.

Le transect illustre la complexité et l'extension des alluvions antérieures au dépôt loessique. Les sédiments observés constituent une faible part d'un remblaiement complexe se développant sur plus de 2 km de large et jusqu'à 20 m de profondeur (fig. 3). A Lille, deux talwegs sont inscrits dans la craie sous la cote 0 N.G.F. Le tracé occidental est scellé par les formations de versant saaliennes (Sommé, 1969, 1977). Le remblaiement de la vallée est donc lié à une histoire longue débutant avant le Saalien (Sommé, 1977). Les faciès sont essentiellement sableux. Les mentions de dépôts organiques voire tourbeux sont fréquents, à des profondeurs variables (Ladrière, 1886 ; Sommé, 1977 ; Deschodt, 1999). A défaut d'étude locale précise sur ce remblaiement ancien, une comparaison peut être établie avec le sondage d'Erquinghem, dans la région proche de la plaine de la Lys (Sommé *et al.*, 1996). Le remblaiement y débute à 5 mètres sous la cote 0 par une séquence tourbeuse éemienne, suivie par une séquence fluviatile limono-sableux attribuée au Pléniglaciaire weichsélien. Une rémission de l'activité fluviatile, une influence éolienne notable et une légère pédogenèse (niveau organique, débris de végétaux) attribuée à un interstade du Pléniglaciaire sont perçues sous la séquence fluviatile tardiglaciaire-holocène.

FORMATIONS LOESSIQUES DE FOND DE VALLÉE

Les formations alluviales sont recouvertes par un limon loessique (unités 16 et 22, fig. 3) en continuité avec la couverture limoneuse du versant. Le recouvrement pléistocène fluviatile par des sédiments éoliens loessiques est

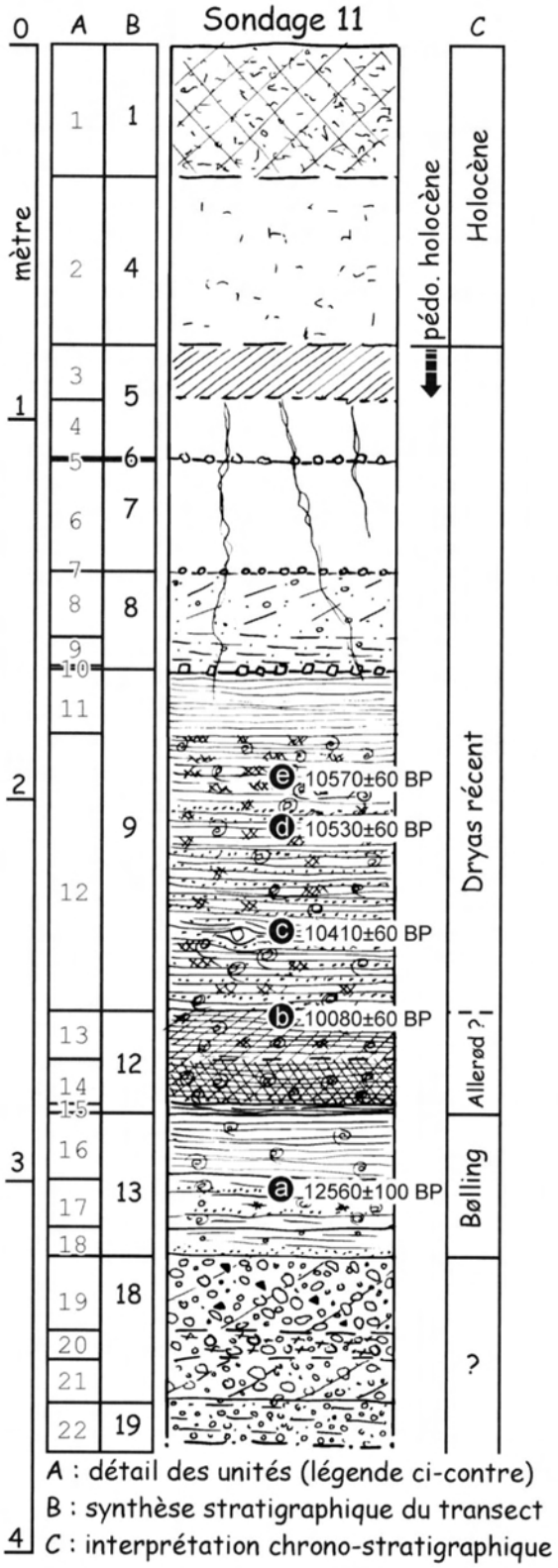


Fig. 4 : Stratigraphie détaillée du sondage 11. 1 : limon brun sombre tourbeux, structure « granuleuse », compressible ; 2 : limon argileux ocre à marbrures rouilles, structuré ; 3 : limon gris ; 4 : limon bleu à traces rouilles ; 5 : lit de gravier de craie légèrement usé ; 6 : limon gris clair ; 7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

Fig. 4: Detailed stratigraphy of core 11. 1: dark brown organic silt; 2: ochre clayey silt with iron staining; 3: grey silt; 4: blue silt with iron staining; 5: chalk gravel bed slightly eroded; 6: light grey silt; 7: rolled gravel; 8: sandy silt with scattered chalk grains; 9: id., but darker and more visible fine beds; 10: clear limit marked by angular chalk gravels; 11: light silt with fine laminations; 12: id. but darker with malacofaunas and abundant plant remains, sandy texture around 204 cm, granule of chalk to 235 cm with charcoals and floated wood; 13: brown to black laminated organic silt, malacofaunas beds, charcoals, plant remains; 14: micro-laminated brown-grey organic silt, malacofaunas and plant remains; 15: alternation of organic silt and gray-green silt; 16: laminated grey-green silt and less abundant malacofaunas; 17: light clayey silt with some sandy laminations, from 307 to 313 cm laminations underlined by micro-charcoals of wood, some malacofaunas and chalk gravel; 18: clayey silt, very light and slightly greenish, scattered chalk gravels, sandy laminations around 318 cm; 19: chalk gravel, very heterometric in a chalky matrix, some sub-spherical flints (approximately 1 cm) eroded and eolized; 20: id., but with vacuums and oxide ferric; 21: presence of a chalk pebble (5 cm) slightly eroded in gravel heterometric matrix; 22: sandy silt with abundant chalk gravels.

fréquent dans les fonds de vallée du nord-est de la France (Antoine, 1997b ; Antoine *et al.*, 2003). Dans la vallée de la Deûle, ces formations de recouvrement ont une très grande extension. Elles se distinguent par une altitude relative élevée, en position de basse terrasse par rapport aux formations holocènes (Deschodt, 1999).

La couverture limoneuse supporte la pédogenèse tardiglaciaire-holocène qui se traduit par une décarbonatation, une coloration brun-orangé du sédiment accompagnée d'accumulations d'oxydes de manganèse (horizons B). Les observations directes de la partie non atteinte par les interventions anthropiques (fossés en rive gauche du transect) ou par la pédogenèse montrent un faciès lité comportant parfois des lits de sable ou de graviers de craie (fig. 5) (Deschodt, 1999, 2003 ; Deschodt *in* Martial, 2003). La partie supérieure est essentiellement limoneuse avec en alternance des lits centimétriques de limon calcaire blanchâtre. Les séries de lits sont parallèles mais fréquemment plissées, voire ondulées, avec de fréquentes petites fentes de dessiccation syngénétiques. A Lille, des faciès similaires mais avec des lits extrêmement calcaires, ont pu être suivis sur plusieurs centaines de mètres (Lille « Anciens abattoirs/Quais du Vieux Lille » ; Deschodt, 1999). Plusieurs auteurs ont remarqué et décrit avec précision ce faciès particulier qualifié d'« argile blanchâtre » ou de « limon crayeux » et que l'on observe sur une vaste aire au nord de la ville (depuis la Citadelle jusqu'à la Place du Concert). Les lits, « ondulés » ou « plissés », composent des « faisceaux de veines parallèles », gardent un « parallélisme relatif », sont « stratifiés avec une régularité parfaite» (Ladrière, 1885 ; Hette, 1886 ; Théry *in* Révillion, 1988 ; Vallin, 1991). Mais ils peuvent aussi s'entrecroiser selon un angle faible et des discordances interviennent entre faisceaux de lits (photo 1). Aucune coupe n'a encore mis en évidence une transition latérale avec un chenal contemporain bien marqué à remplissage différencié. A Houplin comme à Lille, la séquence limoneuse litée est épaisse de 1 à 2 mètres. Elle s'enrichit de quelques graviers de craie et de lits sableux, épisodiques dans la partie supérieure du dépôt mais plus fréquents vers le bas, où ils peuvent êtres très régulièrement répétés. Quand le sédiment est exclusivement limoneux et très calcaire, sa décarbonatation ultérieure rend alors illisible la structure. La séquence

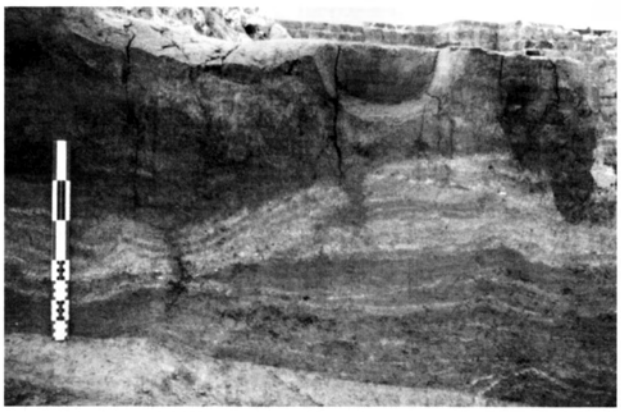


Photo 1 : Loess lité (chantier « Quais du Vieux Lille », 1997, photo D. Bossut, INRAP, échelle 0,5 m).
Photo 1: Bedded loess, scale 0,5 m.

ainsi décrite repose sur les formations fluviatiles sableuses ou sablo-graveleuses, parfois avec un contact érosif lié au développement de petites ravines en pied de versant (fig. 5).

La description des sables de couvertures (alternances limon/sable ou sable fin/grossier), en particulier le faciès « alternating bedding » ou « wet aeolian », avec leurs structures cryogéniques associées (Schwan, 1986 ; Kasse, 1997), peut tout à fait s'appliquer à la formation loessique du fond de vallée de la Deûle, si ce n'est, dans ce cas, le caractère très calcaire du sédiment et sa texture beaucoup plus fine. Ces deux traits peuvent toutefois s'expliquer par l'influence du substrat local et par le granoclassement éolien : la zone de transition entre les sables de couverture et le loess s'interrompt à quelques kilomètres vers le nord et l'ouest contre l'obstacle formé par le Pays de Weppes, à seulement 5 kilomètres en aval de Lille (Paepe et Vanhoorne, 1967 ; Paepe et Sommé, 1970). De même, dans un contexte plus sableux, de nombreuses vallées de Belgique, des Pays-Bas et d'Allemagne offrent des faciès similaires à la fin du Pléniglaciaire supérieur (Vandenberghe, 1985 ; Vandenberghe, 1995 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden et Vandenberghe, 1988 ; Mol, 1997 ; Kasse *et al.*, 2003). Les alluvions y ont enregistré une prépondérance croissante des processus éoliens au cours de la fin du Pléniglaciaire supérieur.

A Quesnoy-sur-Deûle, à quelques kilomètres en aval de la zone d'étude, à l'entrée dans la Plaine de la Lys et en rive gauche du cours holocène, les formations fluviatiles sableuses sont affectées par un pseudomorphe de grande fente de gel puis recouvertes par environ 2 mètres de lits sablo-limoneux (Sommé, 1977). Ceux-ci sont interprétés selon la synthèse chrono-stratigraphique de Paepe et Sommé (1970) comme des « sables et limons de couverture » et correspondent au faciès typique de la zone de transition. Ils sont attribués au Pléniglaciaire supérieur, postérieurement à l'horizon à coins de glace le plus récent « Nagelbeek/Kesselt » (Lautridou et Sommé, 1981 ; Antoine *et al.*, 1998). Nous proposons une corrélation entre la séquence loessique lité du fond de vallée de la Deûle (en amont de la plaine de la Lys) et la couverture sableuse litée plus septentrionale déposée sous commande éolienne. Dans la synthèse de Paepe et Sommé (1970), elle correspondrait à l'unité litho-stratigraphique du « Limon de couverture 2 ».

Pendant la première partie du Pléniglaciaire supérieur, la forte dynamique saisonnière des rivières a remanié le loess contemporain déposé dans la bande active. Il se peut que le limon mis en suspension ait pu être parfois intégré aux alluvions grossières et composer ces faciès à lits de limons fins et sables que l'on observe dans la vallée de la Deûle (faciès SLL, fig. 5). Par la suite, la mise en place des formations presque exclusivement limoneuses (faciès LL, fig. 5) dans tout le fond de vallée implique une réduction considérable de la dynamique fluviale. Elle peut résulter d'une aridification du climat et de la dégradation du pergélisol, qui permet de nouveau l'infiltration des eaux de fontes. Ces modalités contribuent ainsi à une réduction importante des écoulements allant jusqu'à leur disparition dans les vallées et vallons de rang inférieur (Kasse, 1997 ; Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe et

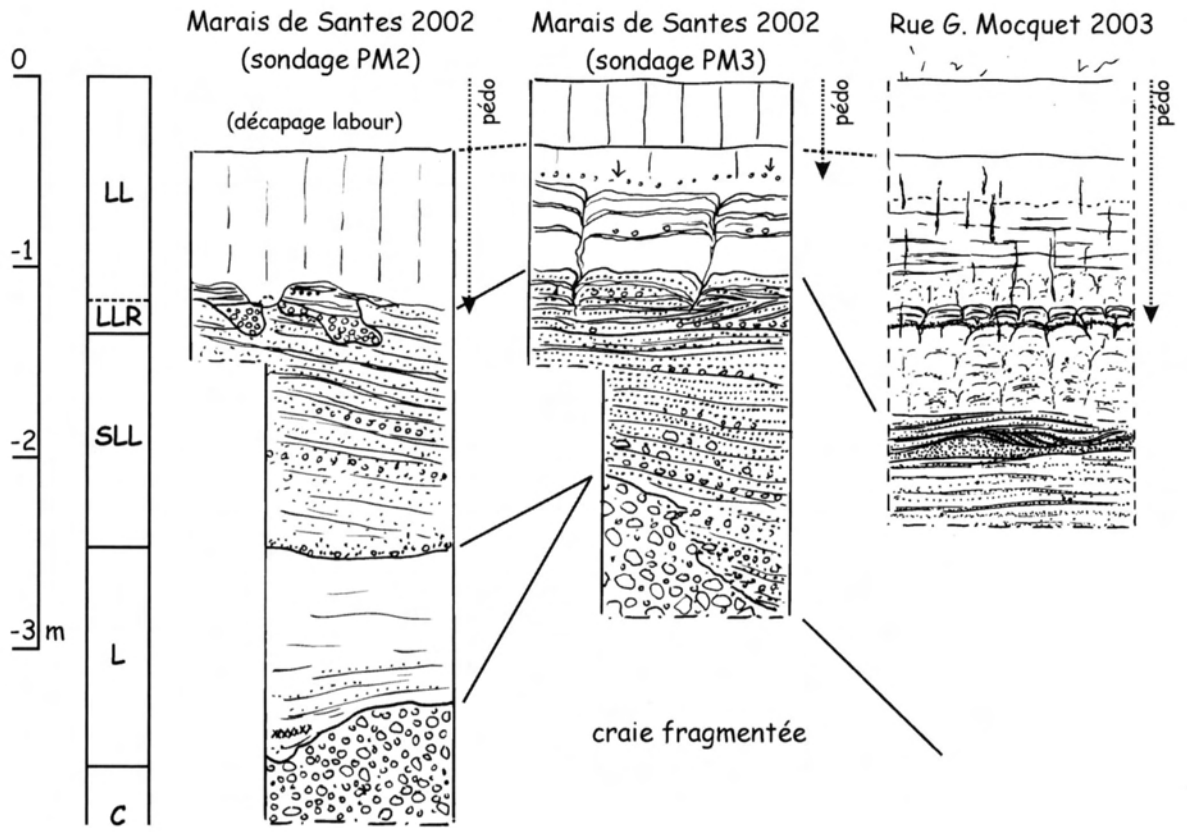


Fig. 5 : Observations en puits de formations loessiques de fond de vallée. LL : limon loessique lité, affecté par la pédogenèse tardiglaciaire-holocène (lits de limon très calcaires blancs sous la limite de décarbonatation, quelques lits plus sableux, fentes de dessications syngénétiques) ; LLR : limon loessique lité comblant de petites ravines creusées dans le sédiment sableux sous-jacent (uniquement perçu dans le sondage PM2) ; SLL : sable et limon lité, graviers de craie abondants ; L : limon fin de décantation, finement lité (comblement de chenal pléistocène) ; C : craie fragmentée hétérométrique.

Fig. 5: Observations of loess formations in the valley, according to a trench. LL: laminated loessic silt, affected by the Lateglacial-Holocene pedogenesis (beds of white calcareous silt under the decarbonation limit, some sandier beds, syngenetic shrinkage crack); LLR: laminated loessic silt filling of small gullies dug in the subjacent sandy sediment (only observed in core PM2); SLL: sand and laminated silt, abundant chalk gravels; L: fine silt of decantation, finely laminated (filling of pleistocene channel); C: fragmented heterometric chalk.

Woo, 2002). Aux Pays-Bas, elles sont considérées comme essentielles au dépôt des sables de couvertures (Kasse, 1997). Près du site d'étude, en rive droite de la Deûle, le vallon occupé aujourd'hui par le canal de Seclin semble conforme à ce schéma. Dans ce sous-bassin de 40 km^2 ouvert majoritairement dans le substrat crayeux, des dépôts grossiers à graviers de craie sans matrice associés à un style fluvial tressé surmontent des formations limoneuses à passages organiques. Elles indiquent l'occurrence d'écoulements de forte compétence (Deschodt *in* Blondiau, 2002). L'ensemble est recouvert d'une couverture loessique homogène qui témoigne à l'inverse de la considérable réduction, sinon de l'arrêt, des écoulements provenant du Mélantois. L'enfouissement d'un volume important d'alluvions grossières avec leurs vides inter-granulaires a engendré un écoulement par la nappe très efficace, au détriment des écoulements de surface.

A la fin du Pléniglaciaire supérieur, les modalités suivantes étaient réunies dans la vallée de la Deûle : (a) un fond de vallée large et une pente longitudinale faible ; (b) un débit très limité en volume et probablement circonscrit au dégel estival ; (c) la poursuite d'une sédimentation loessique (Antoine, 2002), renforcée par les conditions topographiques locales de versant sous le vent ; on observe ainsi jusqu'à plus de 4 mètres de loess postérieur à l'horizon repère en bas du versant du Weppes (Sommé, 1968 ; Deschodt, 1996). De nombreux paramètres difficiles à appréhender interagissent de manière non linéaire sur le style fluvial tels le développement de la couverture végétale, la rapidité du dégel, la persistance éventuelle de la couverture neigeuse, de possibles barrage de neige, etc. (Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe et Woo, 2002). Les quelques chenaux ou amorces de chenaux observés à Lille sont très peu profonds et rapidement comblés (défluviations répétées ?). Sur le transect (fig. 3), une discontinuité de la couverture loessique entre les sondages 13 et 9 pourrait être héritée d'un de ces chenaux contemporains de la mise en place de la couverture loessique de fond de vallée. Le limon remanié par les eaux se dépose en lits sub-horizontaux. En fin de période hydrologiquement active, la persistance de flaques dans la plaine d'inondation ou de mouilles dans les petits chenaux a permis la concentration en carbonates des sédiments, sous la forme de lits plastiques et très calcaires (photo 1). L'émersion prolongée et le climat périglaciaire ont engendré le développement de nombreuses mais discrètes figures cryogéniques rapidement enfouies par l'inondation suivante. Les lits sableux, abondants vers la base de la séquence, disparaissent au fur et à mesure de l'exhaussement du fond de vallée. Ce classement granulométrique vertical témoigne de la faiblesse des apports de versants et de l'absence des remises en charge. Les

alluvions anciennes sont pourtant proches et à la portée d'une incision un peu plus forte. La séquence a pris une extension importante au droit du site de la future ville de Lille où l'élargissement de la vallée a permis l'étalement de la crue printanière. Le caractère cyclique du dépôt évoque une caractéristique de la sédimentation rapide lors des larges inondations des *anabranching rivers* périglaciaires (Vandenberghe, 2001).

Ce mode de remblaiement du fond de vallée dominé par une charge abondante d'origine éolienne est commun à de nombreuses vallées situées au nord de la zone d'étude (*cf. supra*). A la même période, à la frontière belgo-néerlandaise, la Mark se transforme en une large rivière en tresses incapable d'évacuer la charge éolienne sableuse (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; Vandenberghe *et al.*, 1987). Dans la vallée de la Haine, P. Haesaerts (1984) observe une migration des chenaux à colmatage sableux puis leur recouvrement progressif par des colluvions sablo-limoneuses provenant des versants. Par contre, les comparaisons sont plus difficiles à trouver avec le Bassin parisien où l'évolution des cours d'eau à la fin du Pléniglaciaire et à la transition avec le Tardiglaciaire est encore mal cernée (Pastre *et al.*, 2000, 2002). Le recouvrement des nappes graveleuses par des dépôts loessiques n'est pas systématique mais souvent mentionné, en particulier dans la vallée de la Somme : loess ou loess sableux du Pléniglaciaire supérieur sur les alluvions grossières weichséliennes (Antoine, 1997b ; Antoine *et al.*, 2003). Les observations de faciès loessiques similaires à ceux rencontrés à Houplin-Ancoisne sont rares. Dans la moyenne vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2003), une formation régulièrement litée de sable et de sédiments fins marneux présente la même structure caractéristique. Les auteurs expliquent sa mise en place par des inondations saisonnières à la transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire et suggèrent qu'elle fut préservée des érosions ultérieures grâce à sa position dans un élargissement du fond de vallée. Le manque d'éléments de comparaison peut être expliqué par la persistance d'écoulements plus dynamiques ou par une charge d'origine éolienne moindre, mais cette lacune est plus certainement liée à des difficultés d'observations (Pastre *et al.*, 2000). L'absence d'individualisation des dépôts du Pléistocène supérieur sous la forme d'une basse terrasse implique deux conséquences : (a) la totalité des dépôts loessiques de fond de vallée est soumise aux incisions et aux migrations des cours tardiglaciaires-holocènes ; (b) quand ils ont été préservés de l'érosion, les dépôts pléniglaciaires sont scellés par les alluvions ultérieures, limitant les possibilités d'observation directe (absence d'affleurement ou proximité de la nappe phréatique).

3 - LES FORMATIONS FLUVIATILES TARDIGLACIAIRES

3.1 - LITHOSTRATIGRAPHIE

L'ensemble des formations fluviatiles attribuables au Tardiglaciaire est contenu dans un chenal partiellement recoupé sur sa rive droite par un second chenal d'âge holocène (fig. 3). La base du remplissage (unité 24) forme une couche hétérogène sablo-graveleuse. Elle inclut des passées de limon plastique renfermant parfois des restes végétaux et des malacofaunes. Ce niveau se distingue ainsi de l'unité 18 sous-jacente à graviers de craie homogène. L'unité 13 colmate la partie la plus profonde du chenal, et peut-être son prolongement en rive gauche (unité 10) sous la forme d'un limon plastique clair lité d'environ 40 cm d'épaisseur. Ce niveau est recouvert sur 45 cm d'épaisseur par un limon brun organique lité (unité 12), avec malacofaunes abondantes, bois et charbon de bois, qui passe latéralement à une tourbe franche (rive gauche). On observe ensuite 90 cm de sédiment lité (unité 9), limoneux et sableux, avec petits graviers, lits de sable et malacofaunes. Cette unité s'interstratifie en rive droite avec deux niveaux plus grossiers issus des formations pléistocènes. Il s'agit de l'unité 15, composée de graviers de craie et de l'unité 11, constituée d'un sable limoneux lité. Le niveau 8 regroupe des dépôts relativement grossiers et hétérogènes, formés de limon sableux à graviers plus ou moins abondants, qui ravinent légèrement l'unité 9 dans l'axe des écoulements. Le comblement terminal du chenal est réalisé sur 85 cm d'épaisseur maximum par deux limons gris homogènes calcaires (unités 7 et 5) séparés par un niveau érosif à graviers de craie anguleux qui tronque les niveaux inférieurs. Un petit sol s'est développé à la surface de l'unité 5 qui clôt la séquence tardiglaciaire.

3.2 - INTERPRÉTATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

Le cadre chronologique est précisé par 6 datations radiocarbones obtenues sur des macrorestes de bois extraits de la tarière à gouge (tab. 1). Deux d'entres elles posent un problème en terme de chronostratigraphie. La date « b » est plus récente que le groupe cohérent « c, d, e », même si un très léger chevauchement existe entre « b » et « c » en années cal. BP (2 sigma). Il pourrait s'agir d'un bois entrainé vers le bas lors du forage, ce qui nous amène à ne pas prendre en compte cette date pour l'interprétation. Par ailleurs, la date « f », en position latérale, apparaît plus récente que l'ensemble « c, d, e », alors qu'elle se situe à une altitude voisine du bois « e ». Néanmoins, un faible recoupement chronologique existe en années cal. BP, l'intervalle à 2 sigma se réduisant à 12340-12177 cal. BP entre « e » et « f ». La date n'est donc pas aberrante et est intégrée à l'interprétation.

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

Le chenal entaille les dépôts pléistocènes. L'incision maximum se situe 4,6 m sous le sommet des dépôts loessiques de rive droite et 3,6 m sous ceux de rive gauche. Toutefois nous ne savons pas s'il s'agit là du niveau de départ puisque la topographie antérieure n'a pas été conservée. Il est probable que le tracé tardiglaciaire du chenal ait été préparé par des écoulements contemporains des formations loessiques dans des chenaux peu profonds. La topographie de la base de l'unité 1, en rive gauche, entre les sondages 13 et 9, est peut-être le témoin d'un modeste chenal antérieur au Bølling. Elle se situe 2,3 m au-dessus de l'incision maximum tardigla-

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

Tab. 1 : Analyses radiocarbone (calibration avec CALIB rev. 4.3.).
Tab. 1: Radiocarbon datings (calibration with CALIB rev. 4.3.).

ciaire. Nous considérons qu'il s'agit de la valeur minimale de l'incision qui a dégagé une basse terrasse à travers l'abondant remblaiement éolien ou fluvio-éolien du fond de vallée, créant une morphologie similaire à celle de nombreuses rivières de Belgique et des Pays-Bas (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; Tebbens *et al.*, 1999).

Une date réalisée sur charbon à la base des dépôts (12560 ± 100 BP, GrA-23294, tab. 1) indique un colmatage précoce du chenal au Bølling, ce qui place probablement l'incision au tout début du Tardiglaciaire, bien que l'on n'ait pas localement de terminus *post-quem* précis pour le dépôt des loess du Pléniglaciaire supérieur. Ce dernier est identifié vers 15-16 k BP dans les régions voisines de la Somme et de la Normandie, de même qu'en Belgique et au Pays-Bas (Antoine *et al.*, 2000). Cette phase d'incision affecte également les vallées de l'Europe du nord-ouest (Haesaerts, 1984 ; Kozarski, 1983 ; Mol *et al.*, 2000 ; Vandenberghe *et al.*, 1987 ; Starkel, 1991). Une évolution comparable est observée dans les fonds de vallée du Bassin parisien, site d'Houdancourt sur l'Oise, de Rochy-Condé sur le Thérain (Pastre *et al.*, 2003) et de la Somme sur le site de Conty (Antoine, 1997a), avec une incision rapide chronologiquement bien établie entre 13 k BP et 12,5 k BP. Cette incision majeure, engendrée par le changement climatique tardiglaciaire, se manifeste sur de nombreux cours d'eau de rang supérieur par une transformation du style fluvial du tressage vers le méandrage (Starkel, 1983). Sur le secteur d'étude, l'incision est associée à un cours d'eau méandriforme dessinant une large boucle relativement symétrique (rayon de courbure entre 550 et 700 m, longueur d'onde de 900 m). Néanmoins, cette boucle recoupe en rive gauche un tracé emprunté aujourd'hui par le cours de la Tortue et correspondant au chenal 2 non daté (fig. 1 et 2). On peut donc envisager un système comportant plusieurs écoulements méandriformes contemporains. Le chenal 2 dont le tracé est effacé de la surface de la plaine a pu être recoupé par le chenal 1 au cours de l'Holocène (fig. 9).

Avec un bassin versant de taille comparable (524 km^2) et un débit moyen actuel identique (5 m^3/s), la Selle, affluent de la Somme, constitue un site de comparaison. La rivière s'encaisse au début du Tardiglaciaire de 2 à 3 m dans les dépôts pléistocènes. Elle développe à la hauteur de Conty plusieurs chenaux totalisant une largeur d'environ 200 m de large contre environ 70 m observés dans le chenal 1 à Houplin-Ancoisne. Le sous-dimensionnement de ce cours par rapport à Conty renforce l'hypothèse de deux chenaux tardiglaciaires pour la Deûle.

Le comblement Bølling initial du chenal

Le comblement débute avec le dépôt d'une unité grossière sablo-graveleuse (24) qui se distingue des niveaux pléniglaciaires sous jacents par son caractère plus sableux et l'incorporation de passées de limon plastique enrichi parfois de macrorestes végétaux et malacofaunes. Deux interprétations chronologiques sont possibles : (a) le caractère légèrement assymétrique du chenal permet d'assimiler la mise en place de ce niveau à la construction d'un petit banc de convexité inhérent à la dynamique du méandre, dans une section peu sinueuse du chenal. Il s'agirait alors d'un dépôt contemporain de l'incision tardiglaciaire. (b) l'abondance relative des macrorestes végétaux et des malacofaunes pourrait également indiquer un remaniement de la berge ou du fond contemporain du niveau 13. Dans tous les cas, ce dépôt témoigne d'un transit sédimentaire non négligeable durant le début du Bølling, ce que l'on observe également dans la moyenne vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 1997).

Le brusque ralentissement des conditions hydrodynamiques au Bølling se traduit par un colmatage fin sablo-limoneux lité (niveau 13, 12560 +/- 100 BP) qui tranche avec les sédiments grossiers de l'encaissant pléniglaciaire.

Le développement tourbeux Bølling-Allerød

Le comblement se poursuit par le dépôt d'un limon organique lité passant latéralement à une tourbe franche (12). Cette évolution latérale de faciès peut être attribuée aux conditions locales de la chenalisation qui concentre les faibles écoulements (stratifications horizontales du limon organique) tandis que la tourbe se développe en position haute sur les flancs du chenal. En l'absence de donnée chronologique fiable (datation « b » rejetée), cette unité peut être attribuée aussi bien à une seconde partie du Bølling qu'à l'Allerød. Des formations tourbeuses ou de limon tourbeux sont en effet observées dès le Bølling dans de petites vallées du bassin de la Somme, tel le site de Conty dans la vallée de la Selle (Antoine, 1997a), et du bassin de la Seine avec le site de Rochy-Condé dans la vallée du Thérain (Pastre *et al.*, 2003). D'après

les auteurs, cette tourbogenèse se limite cependant à certaines sections des petites vallées et aux paléochenaux. Des niveaux tourbeux comparables se développent également durant la deuxième partie de l'Allerød dans les paléochenaux des rivières du Bassin Parisien. C'est le cas à Béthisy-St-Martin dans la vallée de l'Automne et à Houdancourt dans la vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2000). De même dans le bassin de la Somme où P. Antoine (1997a) décrit toujours sur le site de Conty un faciès limono-tourbeux à débris végétaux se développant dans plusieurs paléochenaux. Munaut et Paulissen (1973) précisent qu'à l'Allerød, une tourbière basse occupait tout le fond de la vallée de la Petite Nèthe en Belgique, tandis que des dépôts limono-argileux s'accumulaient dans les zones les plus déprimées. Les mêmes auteurs font état des travaux de Vermeersch (1972) qui a observé dans la vallée de la Winge (Belgique) le développement d'une tourbière durant l'Allerød et le début du Dryas récent. Plus près du site d'étude, dans la vallée de la Scarpe à Douai, Munaut *et al.* (1995) ont également mis en évidence une séquence Allerød limono-tourbeuse en bordure de chenal tandis qu'à Dourges, dans la partie amont de la vallée de la Deûle, un complexe de tourbe et de limon tuffacé calcaire se développe dans une dépression du fond de vallée au cours de Bølling et de l'Allerød (Teheux et Deschodt, 2000).

Première partie du comblement Dryas récent

Le Dryas récent est identifié à la base par un dépôt limono-sableux lité (9) très riche en malacofaunes brisées, qui constituent de véritables niveaux pluricentimétriques bioclastiques. Au droit de son développement maximum (S11), il intègre de nombreuses lamines organiques avec des macro-restes végétaux. Ce niveau est interprété comme un faciès de remplissage de chenal. Il bénéficie de trois dates homogènes (c, d, e, fig. 3) situées entre 10400 et 10600 BP (environ 12900 à 12100 cal. BP, tab. 1). La mise en place du niveau 15 à graviers de craie s'explique par le sapement de la berge concave du chenal, probablement inhérent à l'autoajustement du paléoméandre. Son contact direct sur la tourbe franche (12) et son interstratification avec l'unité 9 (S02) témoignent d'une mise en place rapide contemporaine de la base du dépôt de 9. Le niveau 11 de graviers de craie à matrice limoneuse surmonte directement 15 et est recouvert par 9. Ce faciès résulte probablement de la poursuite d'une érosion plus modérée de la berge, au profil déjà modifiée, ou au remaniement des graviers qui en sont issus. Si nous prenons en compte l'occurrence des dates « e » (10570 BP) dans l'unité 9 et « f » (10190 BP) dans l'unité 11, stratigraphiquement proche, l'intervalle 2 sigma pour cette partie du remplissage se réduit à environ 12350-12150 cal. BP. L'ensemble de ces observations (dépôts plus grossiers à laminations, légère érosion linéaire, sapement de berge), est le signe d'une dynamique fluviale plus active qui reflète la dégradation climatique du Dryas récent. Dans le bassin de la Somme (Antoine, 1997a, 1997b ; Antoine *et al.*, 2000) et les vallées du Bassin parisien (Pastre *et al.*, 2000, 2003), cette période est marquée par le colmatage des fonds de vallée sous d'importants volumes de limons calcaires déposés lors des inondations. Le lit mineur contemporain est difficile à repérer. A Conty, son faciès lité à malacofaune et lamines organiques (Antoine, 1997b) présente de fortes similitudes avec l'unité 9 d'Houplin-Ancoine. Toutefois, dans la vallée de la Deûle, les apports sédimentaires semblent beaucoup plus limités et s'arrêtent aux abords immédiats du chenal. Les dépôts sont également beaucoup moins calcaires que ceux rencontrés sur substrat crayeux dans le Bassin parisien et leur volume est insuffisant pour ennoyer une part importante du lit majeur. Ces différences peuvent s'expliquer par l'absence d'affleurement crayeux susceptible de fournir des boues crayeuses : tout le bassin versant est constitué de pentes douces, à l'exception de la Gohelle dans sa partie amont, et est protégé par une couverture de loess probablement stabilisée par la pédogenèse Bølling-Allerød et une végétation herbacée (Antoine *et al.*, 2002 ; Pastre *et al.*, 2002). A Dourges, dans la partie amont de la vallée de la Deûle, le fond de vallée est marqué par un remblaiement modéré sous forme de petites coulées de solifluxion très localisées et par des colluvions limoneuses. Ponctuellement, un démantèlement des formations Bølling-Allerød par des écoulements provenant du versant est associé aux premières colluvions (Teheux et Deschodt, 2000).

A Houplin-Ancoisne, si le bilan sédimentaire de cette partie du Tardiglaciaire tend à un remblaiement du chenal, la faiblesse relative des apports sédimentaires a favorisé une bonne représentation de la part biotique dans la composition des dépôts (débris organiques, coquilles). Plus au nord, en Belgique, des tourbes continuent de se développer au début du Dryas récent dans la vallée de la Wingle (Vermeersch, 1972, *in* Munaut et Paulissen, 1973) et dans la vallée de la Mark (Vandenberghe et Bohncke, 1985 ; Vandenberghe *et al.*, 1987). Dans ce dernier cas, la recrudescence des inondations participent à l'ensevelissement de la tourbière située sur une basse terrasse pléniglaciaire. A Houplin-Ancoisne, le colmatage du chenal est incomplet, ce qui a permis le développement et la conservation d'un dépôt de la fin du Dryas récent.

Seconde partie du comblement Dryas récent

La fin du comblement du chenal tardiglaciaire est composé d'une unité sablo-graveleuse (unité 8) et de deux limons gris homogènes (unités 7 et 5) séparés par un niveau discordant à graviers de craie anguleux (unité 6). Un petit sol s'est développé au sommet de cette séquence dont l'épaisseur totale est d'environ 85 cm. Aucun élément datable n'a été rencontré et l'occurrence des dates « e » et « f » (10570 et 10190 BP) dans les unités 9 et 11 sous-jacentes donnent un terminus *post-quem* à cette deuxième partie du remplissage de chenal (environ 12350-12150 cal. BP). La stratigraphie est d'une complexité inhabituelle pour le Dryas récent. Toutefois, la géométrie du dépôt détritique, qui l'inclut dans le comblement du chenal tardiglaciaire, l'aspect azoïque de l'ensemble et l'absence de décarbonatation avant le petit sol sommital plaident bien pour une mise en place tardiglaciaire.

L'unité 8, à graviers de craie roulés, présente une limite inférieure érosive qui dessine deux petits chenaux remplis de graviers de craie (sondages 11 et 17, fig. 3). Elle

tapisse encore le fond d'un chenal évasé et peu profond. La limite représentée par le niveau 6 (déflation ?) présente un léger bombement et marque une modification du profil transversal du chenal. La disparition des structures litées et de la texture sableuse (unités 5 et 7), ainsi que le caractère anguleux des graviers (unité 6), témoignent de la diminution de la dynamique d'écoulement. A ce niveau du colmatage, il est possible que le paléoméandre ne fonctionne plus en tant que tel et soit simplement emprunté par de petits écoulements se concentrant sur les marges du chenal.

La bipartition du Dryas récent observée à Houplin-Ancoisne est cohérente avec les données paléo-écologiques recueillies dans le bassin de la Somme. Les cortèges de malacofaune y indiquent une première partie froide et humide et une seconde partie moins rigoureuse mais plus sèche (Limondin-Lozouet et Antoine, 2001 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2002). L'aridité de la seconde partie du Dryas récent se traduit plus au nord, en Belgique, aux Pays-Bas et en Allemagne, par la mise en place d'une couverture éolienne envahissant les fonds de vallées (Huisink, 1997, 2000 ; Kasse, 1997 ; Mol, 1997 ; Vandenberghe, 1995 ; Kasse *et al.*, 2003).

4 - FORMATIONS ET ÉVOLUTION HOLOCÈNE

4.1 - L'INCISION HOLOCÈNE ET LA FORMATION D'UNE TERRASSE TARDIGLACIAIRE/HOLOCÈNE

Une deuxième phase d'incision aboutit à la création d'un chenal holocène qui ne se surimpose pas au chenal tardiglaciaire. L'incision est modeste, d'environ 1,5 m par rapport au sommet des dépôts tardiglaciaires. Dans cette section du cours de la Deûle, elle a probablement suivi le tracé du chenal tardiglaciaire, en étant guidée vers la rive droite par la microtopographie. La berge, qui est composée de sédiment essentiellement sableux et facilement remobilisable (23), a favorisé une érosion latérale expliquant le décalage d'une cinquantaine de mètres en direction de la rive droite (fig. 3). Cette migration latérale a permis la préservation d'une bonne partie des séquences tardiglaciaires. Elle se produit après les dépôts du Dryas récent et avant la datation « g » (8380 ± 50 BP, GrA-23190, Boréal). L'encaissement du chenal a donc probablement lieu durant le Préboréal mais sans que l'on puisse l'associer avec certitude au tout début de la période, comme on peut l'observer sur d'autres cours d'eau du nord-ouest de l'Europe (Tebbens *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Pastre *et al.*, 2002). La présence d'environ 30 cm de sable lité gris avec granules de craie à la base du remplissage holocène indique que le chenal est fonctionnel au plus tard jusqu'au Boréal, sauf à considérer que ces dépôts accompagnent une incision tardive.

En rive gauche, l'incision holocène a dégagé une basse terrasse dans les formations tardiglaciaires. En rive droite, le sapement des formations sableuses et loessiques a avivé la terrasse préexistante qui conserve encore aujourd'hui une fraîcheur certaine.

La très basse terrasse tardiglaciaire/holocène de rive gauche a supporté une légère pédogenèse, elle a été ennoyée par des alluvions limoneuses (4) interprétées comme des dépôts d'inondation, puis par des dépôts limono-tourbeux (5). Les deux niveaux (4 et 5) conservent les traces d'une probable intervention anthropique (fossés ?) s'exprimant par des surcreusements localisés (base du niveau 1 entre S16-S22 et sur S24).

Sur le transect (fig. 3), le creusement holocène n'atteint pas le niveau maximal du creusement tardiglaciaire. Il est plus élevé en altitude d'environ 1 m. La section du chenal holocène est de l'ordre de 70 m de large pour un

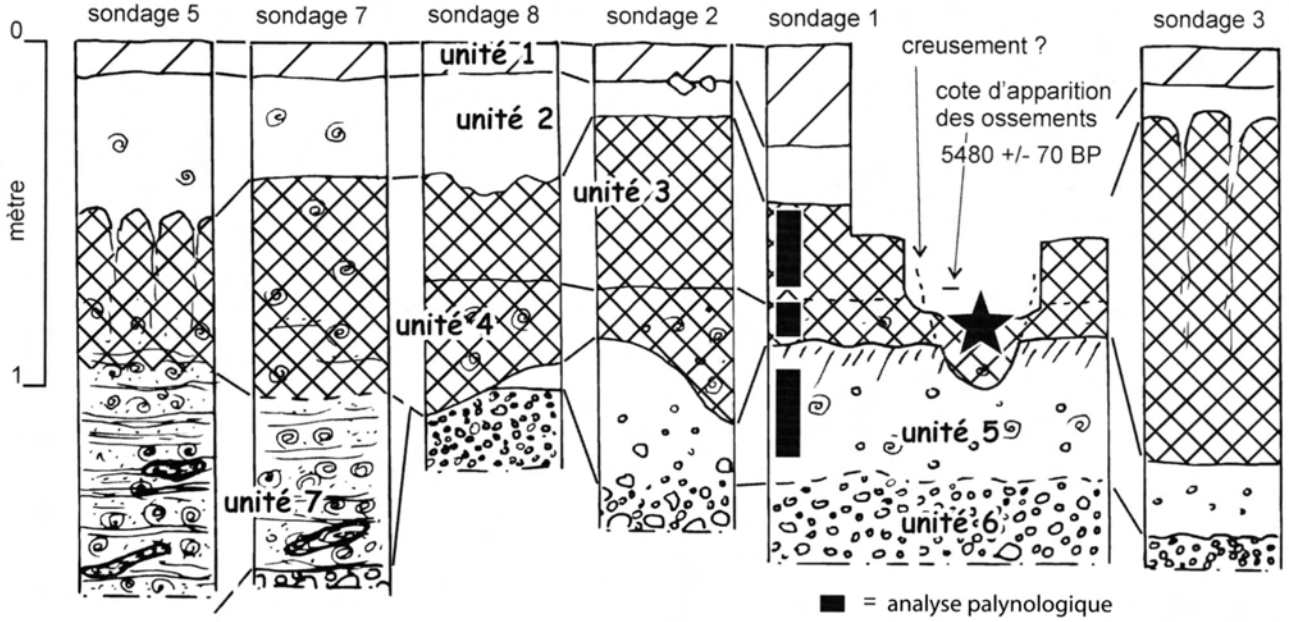


Fig. 6 : Observations en puits au niveau de la station d'épuration. 1 : Labours et remblais ; 2 : limon argileux brun jaune enrichi de grains de craie épars ou de fragments de briques à son sommet (dépôt d'inondations historiques) ; 3 : tourbe limoneuse peu épaisse avec fentes de rétraction (sécheresse) ; 4 : limon tourbeux, avec malacofaunes éparses ; 5 : dépôts graveleux bioclastiques riches en bois flotté ; 6 : limon argilo-sableux gris à graviers et malacofaune ; 7 : nappe de graviers de craie.

Fig. 6: Observations at the filtering station, according to a trench. 1: ploughing; 2: brown yellow clayey silt with scattered chalk grains or brick fragments at its top (historical floodplain deposits); 3: silty peat, not very thick, with shrinkage crack (dryness); 4: peaty silt, with scattered malacofaunas; 5: bioclastic gravel deposits with abundant floated wood; 6: gray clayey sandy silt with gravels and malacofaunas; 7: chalk gravel.

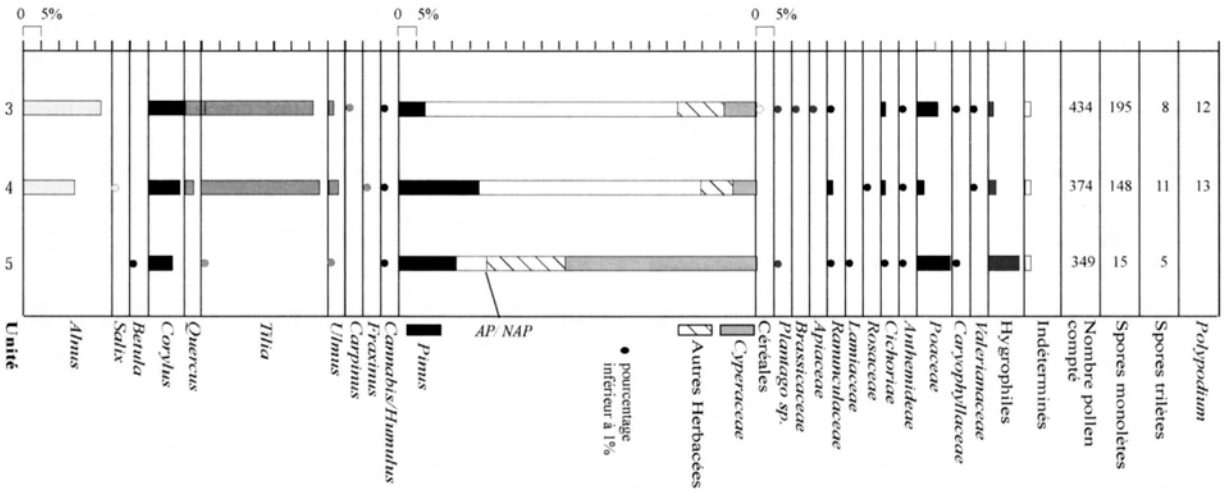


Fig. 7 : Résultats polliniques en histogrammes des niveaux 3, 4 et 5, d'après les observations réalisées en 1999 à la station d'épuration (*cf.* fig. 6).
Fig. 7: Pollen results in histograms of levels 3, 4 and 5, according to the observations carried out in 1999 at the filtering station (cf. fig. 6).

remblaiement total d'environ 2 m d'épaisseur (débordement du chenal inclus). Avec un bassin versant comparable (*cf. supra*), la Selle, affluent de la Somme, présente à la hauteur du site de Conty une section plus importante, puisqu'elle atteint un peu plus de 100 m de large pour environ 3 m de profondeur (Antoine *et al.*, 2003). Cette observation renforce la présomption du fonctionnement d'un second chenal plus à l'ouest dans la vallée de la Deûle (fig. 1 et 9).

4.2 - L'ENVAHISSEMENT TOURBEUX DU LIT MINEUR ET DU FOND DE LA VALLÉE

Sur le transect, un limon tourbeux lité, à nombreuses malacofaunes remplit la majeure partie du lit mineur (unité 2, fig. 3) jusqu'au moins le Subboréal (datation « h » : 3590 ± 40 BP, GrA23286). Un limon argileux ocre (unité 4, limon d'inondation), recouvre la rive gauche et scelle la basse terrasse développée dans les formations tardiglaciaires. La fin du comblement se compose d'un limon brun (unité 1) qui envahit tout le profil, au caractère un peu moins tourbeux et avec une malacofaune moins abondante.

En 1999, une série de sondages en puits (« SE », fig. 1 et fig. 6) sous la station d'épuration (Deschodt et Créteur, 1999), quelques dizaines de mètres en amont du transect partiel, a permis l'étude des formations holocènes du lit mineur et la réalisation d'analyses palynologiques qui apportent des données complémentaires sur l'Holocène (fig. 7). Sous les formations tourbeuses, l'unité argilo-sableuse est difficilement attribuable à une chronozone particulière. Peu diversifiée, la végétation majoritaire est avant tout locale et liée aux conditions édaphiques du site. Il s'agit des Cypéracées (53,3 %) et d'un ensemble de plantes aquatiques qui totalisent 8,6 %. Cependant, aucune ripisylve n'est mise en évidence. La strate arborée (AP = 24,4 %) est dominée par le Pin (16 %), suivi du Noisetier (6,6 %). On trouve également de façon sporadique quelques pollens de Bouleau, Tilleul et Orme. La strate herbacée, hormis les hydrophiles et aquatiques, est représentée par les Poacées et la présence de quelques autres taxons, en quantités très faibles et sans signification écologique particulière.

Les unités tourbeuses donnent l'image d'une végétation thermophile où la chênaie mixte est très bien représentée. La très grande extension du Tilleul, corrélée à un enregistrement faible de l'anthropisation, suggère une attribution à la palynozone Atlantique. AP atteint des valeurs autour de 80 %. Ce phénomène est imputable à la très grande représentation de la chênaie mixte à Tilleul (plus de 30 %), Chêne (5,5 et 2,4 %), Orme (1,4 et 2,7 %) et même Charme (0,7 %). La ripisylve est également bien représentée, essentiellement par l'Aulne (21,7 et 14,2 %). Le Noisetier fait aussi partie des espèces identifiées en nombre avec 9,5 % en moyenne, ainsi que le Pin avec presque 15 % en moyenne. La strate herbacée est relativement peu diversifiée. Elle est composée de Cypéracées, de Poacées, de quelques aquatiques et autres taxons non significatifs. Les indices d'anthropisation y sont quasiment absents si ce n'est deux grains de pollen de céréales dans l'échantillon supérieur.

L'observation de 1999 offre par rapport au transect une unité supplémentaire, non datée, antérieure à la tourbe et située en rive droite (unité 6, fig. 6). Par contre la série tourbeuse avec lits de malacofaune (unité 2, fig. 3) est corrélée sans ambiguïté avec les formations tourbeuses passant à des lits graveleux bioclastiques vers le centre du chenal (unités 3, 4 et 7, fig. 6). La partie graveleuse est plus épaisse (plus de 60 cm). La palynozone Atlantique proposée pour le développement tourbeux sur le site de la station d'épuration est cohérente avec les datations radiocarbones effectuées sur une structure anthropique reconnue dans les alluvions (fig. 6) ainsi que sur les bois du transect partiel (fig. 3). L'envahissement tourbeux se poursuit sans rupture durant le Subboréal (datation « h », tab. 1). Il se répand au-delà du lit mineur dans les points bas du fond de vallée, masquant la très basse terrasse tardiglaciaire et participant au développement d'une vaste zone marécageuse d'où émerge des « îlots » loessiques. L'atterrissement de la rive droite était plus avancé en amont, sous la station d'épuration, dans la mesure où une fosse a pu y être creusée durant le Néolithique.

La stratigraphie holocène observée sur le transect est relativement homogène, avec un remblaiement tourbeux continu. Or, à faible distance, des unités sédimentaires supplémentaires ont été observées (unité 5, fig. 6 ; Deschodt et Créteur, 1999) et des épisodes érosifs d'époque gallo-romaine repérés quelques kilomètres en aval, à Lille, sur des chantiers archéologiques (Deschodt, 1999 ; Deschodt et Boulen, inédit). Une stratigraphie complexe est également en cours d'exploitation à proximité immédiate du transect (« LMS », fig. 1 : Deschodt et Praud, étude en cours). Cette multiplication des observations apportera une meilleure perception de la dynamique holocène, probablement plus complexe et contrastée que celle perçue à travers la seule lecture du transect.

4.3 - L'ÉVOLUTION HOLOCÈNE DES VERSANTS

Le transect montre clairement la vigueur de certaines sections de la rive holocène (fig. 3). Cette configuration constitue un facteur attractif pour les occupations humaines : proche de la rivière, l'habitat se réserve un accès facile à l'eau tout en restant à l'abri de la plupart des crues. Les environs de la station d'épuration ont livré plusieurs sites archéologiques, en particulier néolithiques, sur la rive droite du cours de la Deûle. Ils montrent la bonne conservation locale des sols de la première partie de l'Holocène sous des colluvions sableuses (fig. 8). Sur le site de la rue Dormoy (MD fig. 1 et fig. 8), la microtopographie de la basse terrasse loessique a permis la conservation d'un pédon relativement complet dans un léger creux (Deschodt *in* Fechner *et al.*, 2004). Une pièce isolée du Paléolithique supérieur (détermination E. Martial) a été trouvée au contact de l'horizon humifère et de l'horizon éluvial tandis qu'une pièce du Mésolithique se trouve dans l'horizon humifère. Les structures néolithiques sont comblées par un sédiment sablo-limoneux clair similaire aux colluvions qui recouvrent le sol. Difficile à repérer, leur niveau d'ouverture est au moins pour une partie d'entre elles au sein des colluvions. Ces dernières sont probablement issues de la dénudation de la surface engendrée par l'occupation elle-même (rapide érosion/accumulation par le ruissellement observé sur le décapage archéologique). Un second horizon humifère indique une stabilisation du versant. Il a été affecté par le creusement de structures à l'Age du Fer suivi d'une seconde phase de déstabilisation. Chaque épisode d'occupation et d'érosion a remanié une partie des pièces archéologiques plus anciennes. Latéralement et vers le haut du versant, les horizons d'accumulation du sol sont affectés par les labours modernes qui participent, avec les colluvions, au nivellement de la microtopographie de la basse terrasse. Celle-ci présente maintenant une pente régulière vers la Deûle.

5 - CONCLUSION

Dans un petit bassin versant à fort recouvrement loessique, l'évolution de la Deûle présente des traits originaux et d'autres pouvant être considérés, à l'image

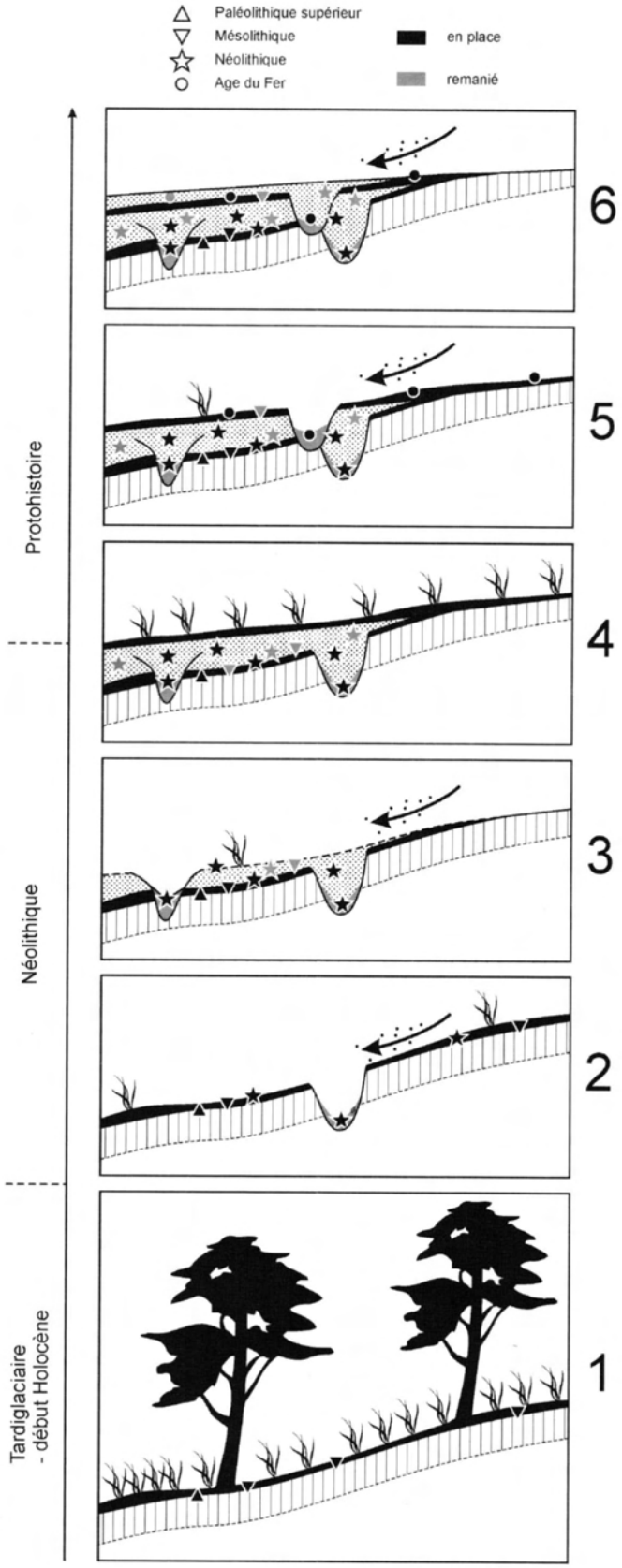


Fig. 8 : Evolution schématique du bas de versant, en rive du lit mineur holocène (fouille archéologique rue Marx Dormoy, en cours d'étude, « MD » sur fig. 1).
Fig. 8: Sketchy evolution of the slope bottom, on the Holocene river bank (archaeological site under study, Marx Dormoy street, « MD » on fig. 1).

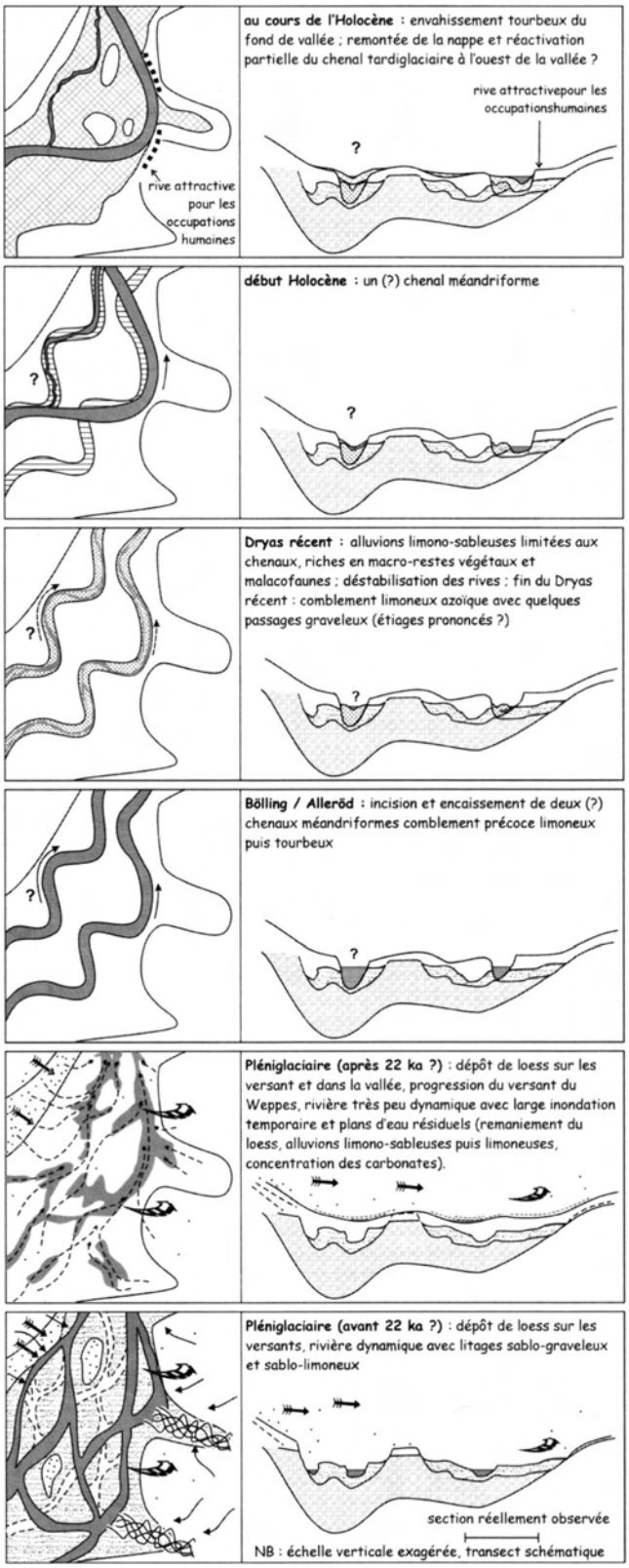


Fig. 9 : Schéma hypothétique de l'évolution paléogéographique de la vallée depuis le dépôt loessique pléniglaciaire.
Fig. 9: Hypothetical diagram of the paleogeographic evolution of the valley since the pleniglacial loess deposit.

de sa position géographique, comme intermédiaires entre ceux du Bassin parisien et du Bassin belgo-néerlandais :

1/ A la fin du Pléistocène supérieur, un loess à remaniement fluviatile a envahi le fond très large de la vallée. Il s'agit, en contexte loessique, d'un équivalent des formations limono-sableuses éoliennes et fluvio-éoliennes largement développées en Belgique, aux Pays-Bas et en Allemagne.

2/ L'incision d'un système méandriforme au Bølling dans les formations loessiques et sableuses antérieures crée une forme de terrasse bien marquée similaire à celle des vallées belgo-néerlandaises.

3/ Une sédimentation limoneuse débute au Bølling, suivie d'une tourbe. La majeure partie du comblement est datée du Dryas récent, en deux épisodes distincts. La séquence inférieure est liée au fonctionnement du drain (intercalations organiques et malacofaunes). La séquence supérieure, postérieure à 12350-12150 cal. BP, achève le comblement du chenal dans des conditions plus sèches. Contrairement à la plupart des vallées du nord-ouest européen, les alluvions tardiglaciaires sont confinées au chenal et à ses abords immédiats et ne favorisent pas le développement d'une plaine d'inondation.

4/ L'incision holocène, modeste, se manifeste sous la forme d'un cours d'eau méandriforme jouxtant le chenal tardiglaciaire. Elle développe une très basse terrasse tardiglaciaire/holocène. Contrairement aux vallées belgo-néerlandaises, cet étagement est éphémère et disparaît dans le courant de l'Holocène sous les alluvions tourbeuses. La forme est toutefois distincte et mieux marquée que dans les vallées du Bassin parisien.

5/ L'Holocène se caractérise par un remblaiement tourbeux qui déborde du lit mineur et envahit le fond de vallée. Le paysage actuel est marqué par cette dernière évolution avec une large vallée humide d'où émergent des îlots loessiques. Dans un contexte de relief doux et peu contrasté, la topographie de détail (eau libre, zones légèrement plus élevées) et le développement spatio-temporel des formations tourbeuses sont des clefs nécessaires à la compréhension des sites archéologiques.

Ces résultats découlent de l'observation d'un seul des deux chenaux distingués dans le secteur d'Houplin-Ancoisne. Il est donc nécessaire d'étendre notre exploration pour comprendre les interrelations entre les deux chenaux. Par ailleurs, des investigations en cours amèneront à compléter une vision encore partielle de l'évolution holocène. Quoi qu'il en soit, ce travail illustre les particularités et le fort potentiel d'enregistrement des vallées du bas-pays du Nord de la France.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le laboratoire de l'HALMA (Histoire, Archéologie, Littératures des Mondes Anciens), CNRS-UMR 8142, Université de Lille 3, qui a financé les analyses radiocarbone et le Centrum voor Isotopen Onderzoek de l'Université de Groningen qui les a réalisées. Nous remercions également les membres de l'équipe « Environnements quaternaires continentaux, dynamiques naturelles et anthropisation » de l'UMR 8591-Laboratoire de Géographie Physique de Meudon pour leurs observations, et plus particulièrement les relecteurs de l'article P. Antoine (UMR 8591) et J.F. Pastre (UMR 8591), pour leurs précieux conseils. Merci à Claire Vanzon pour la relecture de l'abstract.

RÉFÉRENCES

ANTOINE, P., 1997a - Evolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 325, 35-42.

ANTOINE, P., 1997b - 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.

ANTOINE, P., 2002 - Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen, *Revue française de Géotechnique*, 99, 3-21.

ANTOINE, P., FAGNART, J.-P., LIMONDIN-LOZOUET, N. & MUNAUT, A.-V, 2000 - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données, *Quaternaire*, 11, (2), 85-98.

ANTOINE, P., LAUTRIDOU, J.-P., SOMMÉ, J., AUGUSTE, P., AUFFRET, J.-P., BLAIZE, S., CLET-PELLERIN, M., COUTARD, J.-P., DEWOLF, Y., DUGUÉ, O., JOLY, F., LAIGNEL, B., LAURENT, M., LAVOLLÉ, M., LEBRET, P., LÉCOLLE, F., LEFEBVRE, D., LIMONDIN-LOZOUET, N., MUNAUT, A.-V., OZOUF, J.-C., QUESNEL, F. & ROUSSEAU, D.-D., 1998 - Les Formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations, *Quaternaire*, 9, (3), 227-241.

ANTOINE, P., MUNAUT, A.-V., LIMONDIN-LOZOUET, N., PONEL, P. & FAGNART, J.-P., 2002 - Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. *In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.) « Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans »*, Actes du colloque de Motz, juin 2001, Errance, 15-27.

ANTOINE, P., MUNAUT, A.-V., LIMONDIN-LOZOUET, N., PONEL, P., DUPERON, J. & DUPERON, M., 2003 - Response of the Selle River to climatic modifications during the lateglacial and early holocene (Somme Basin- Northern France). *Quaternary Science Reviews*, 22, 2061-2076.

AGENCE DE L'EAU NORD-PICARDIE, 2002 - Données sur l'eau. *www.eau-artois-picardie.fr.*

BLONDIAU, L., 2002 - Seclin « L'Hôpital », sondages archéologiques, SRA Nord-Pas de Calais, INRAP, rapport non publié.

COLBEAUX, J.-P., LEPLAT, J., PAEPE, R. & SOMMÉ, J., 1978 - Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : exemple de la Plaine de la Lys (Feuille d'Hazebrouck à 1/50 000), *Annales de la société géologique du Nord*, tome XVCVIII, séance du 9 mars 1978, 179-188.

DERVILLE, A., 1988 - La maîtrise des eaux dans les Pays-Bas français avant Louis XIV. *Les Pays Bas Français*, 13° Annales, 105-123.

DERVILLE, A., 1990 - Rivières et canaux du Nord/Pas-de-Calais aux époques médiévale et moderne, *Revue du Nord*, t. LXXII, 284, 5-22.

DESCHODT, L., 1996 - Le Quaternaire de Lambersart « Les Conquérants », *Les Cahiers de la Préhistoire du Nord*, 19, 135 p.

DESCHODT, L., 1999 - Ebauche d'une cartographie au 1/10 000 des formations superficielles de Lille. Mémoire de DEA, sept. 1996, Univ. Lille1, *Les Cahiers de Préhistoire du Nord*, 21-22, 208 p.

DESCHODT, L., 2003 - *Houplin-Ancoisne « Le jardin des communautés », rapport intermédiaire : la géologie du site et les premiers résultats de la campagne de sondages à la tarière mécanique*, INRAP, rapport non publié, 26 p.

DESCHODT, L. & CRETEUR, Y., 1999 - *Houplin-Ancoisne, la station d'épuration, sondages*. Document final de synthèse, SRA Nord-Pas de Calais, INRAP, rapport non publié, 17 p.

DESSAUX, N., REVILLION, S. & DELCHAMBRE, S., 1998 - Stratégies d'exploitation et mutations du paysage dans la vallée de la haute Deûle (Nord) : l'exemple du marais de Seclin du XIIIe au XIXe siècle. *Revue du Nord*, t. LXXX, (326-327), 531-571.

FECHNER, K., BLANCQUAERT, G. & LANGOHR, R., 2004 - L'utilité de l'archéopédologie : l'exemple du site du Marais de Dourges. *Archéopages*, n°12, 10-13.

FRANCHOMME, M., 2003 - *Conception et utilisation d'un SIG pour l'étude des données (paléo-) environnementales et archéologiques appliqué au bassin versant de la haute-Deûle*. Mémoire de DEA, Univ. Lille1, 118 p.

HAESAERTS, P., 1984 - Les formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique), *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 21, 19-26.

HETTE, A., 1886 - Coupe des couches observées dans les travaux de déviation de la Deûle à l'extrémité de l'Esplanade, à Lille, au lieu dit le Petit Paradis (emplacement du siphon), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 13, 45-48.

HUISINK, M., 1997 - Late-glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change : the Maas, southern Netherlands. *Journal of Quaternary Science*, 12 (3), 209-223.

HUISINK, M., 2000 - Changing river styles in response to weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands, *Sedimentary Geology*, 133, 115-134.

KASSE, C., 1997 - Cold-climate aeolian sand-sheet formation in northwestern Europe (c. 14-12.4 ka) : a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Process*, 8, 295-311.

KASSE, C., VANDENBERGHE, J., VAN HISSTEDEN, J., BOHNCKE, S.J.P. & BOS, J.A.A., 2003 - Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany), *Quaternary Science Reviews*, 22 (2003), 2141-2156.

KOZARSKI, S., 1983 - *River channel adjustment to climatic change in west central Poland, In K. Gregory (ed.), Background to Palaeohydrology*. John Wiley, Chichester, 355-374.

LADRIÈRE, J., 1885 - Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 405-422.

LADRIÈRE, J., 1886 - Le Terrain quaternaire de la vallée de la Deûle, à Lille, comparé à celui du Nord de la France, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 266-286.

LAUTRIDOU, J.-P. & SOMMÉ, J., 1981 - L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest, *Biultyn Peryglacjalny*, 28, 179-185.

LIMONDIN-LOZOUET, N., BRIDAULT, A., LEROYER, C., PONEL, P., ANTOINE, A., CHAUSSÉ, C., MUNAUT, A.-V. & PASTRE, J.-F., 2002 - Evolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques. *In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.) « Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans »*, Actes du colloque de Motz, juin 2001, Errance, 45-62.

LIMONDIN-LOZOUET, N. & ANTOINE, P., 2001 - Lateglacial and early holocene palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas at Conty (Northern France). *Boreas*, 30, 148-164.

MARTIAL, E., 2003 - *Houplin-Ancoisne, rue Guy Mocquet - RD63 nord, rapport de diagnostic archéologique*. INRAP, SRA Nord-Pas-de-Calais.

MOL, J., 1997 - Fluvial response to weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany), *Journal of Quaternary Science*, 12 (1), 43-60.

MOL, J., VANDENBERGHE, J. & KASSE, C., 2000 - River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe, *Geomorphology*, 33, 131-148.

MUNAUT, A.-V. & PAULISSEN, E., 1973 - Evolution et paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du post-Würm (Belgique), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 96, 301-348.

MUNAUT, A.-V., SOMMÉ, J. & DEMOLON, P., 1995 - Tardiglaciaire (Alleröd) et Holocène ancien dans la vallée de la Scarpe à Douai (Nord de la France), *Quaternaire*, 6, (3-4), 167-172.

PAEPE, R., 1965 - Evolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts des Flandres, *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 74, 121-138.

PAEPE, R. & SOMMÉ, J., 1970 - Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique, *Annales de la Société Géologique du Nord*, XC, 4, 191-201.

PAEPE, R. & VANHOORNE, R., 1967 - *The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium*. Mémoire pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique, n°8, Ministère des affaires économiques, administration des mines, Service Géologique de Belgique 1967, 96 p., 14 pl.

PASTRE, J.-F., FONTUGNE, M., KUZUCUOGLU, C., LEROYER, C., LIMONDIN-LOZOUET, N., TALON, M. & TISNERAT, N., 1997 - L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est du bassin de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 291-312.

PASTRE, J.-F., LEROYER, C., LIMONDIN-LOZOUET, N., CHAUSSÉ, C., FONTUGNE, M., GEBHARDT, A., HATTE, C. & KRIER, V., 2000 - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien, *Quaternaire*, 11, (2), 107-122.

PASTRE, J.-F., LEROYER, C., LIMONDIN-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 J.-P. Bravard et M. Magny (dir.) « Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans »*, Actes du colloque de Motz, juin 2001, Errance, 29-44.

PASTRE, J.-F., LIMONDIN-LOZOUET, N., LEROYER, C., PONEL, P. & FONTUGNE, M., 2003 - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews*, 22, 2177-2188.

RÉVILLION, S., 1988 - La collection Louis Théry à Lille (deuxième partie), *Revue du Nord*, 70, 123-173.

SCHWAN, J., 1986 - The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in Northwestern Europe, *Sedimentary Geology*, 49, 73-108.

SOMMÉ, J., 1967 - Tectonique récente dans la région de Lille : pays de Weppes et Mélantois occidental, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n°2, 1967, 11 p.

SOMMÉ, J., 1968 - Coupe dans le Quaternaire récent de la vallée de la Deûle, près de Lille, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 2, 89-99.

SOMMÉ, J., 1969 - Stratigraphie des limons de la région du Nord de la France (Flandre-Artois), *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 71-78.

SOMMÉ, J., 1977 - *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Thèse d'Etat, Univ. Paris I, 1975, Paris, Champion, 2 vol. : 1-810, 185 fig.

SOMMÉ, J., MUNAUT, A.-V., PUISSÉGUR, J.-J., CUNAT-BOGÉ, N., HEYVAERT, F. & LEPLAT, J., 1996 - L'Eémien sous les formations fluviatiles weichséliennes et holocènes du sondage d'Erquinghem (Nord de la France) dans la Plaine de la Lys, *Quaternaire*, 7, (1), 1996, 15-28.

STARKEL, L., 1983 - The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years. *In Background to Palaeohydrology*, John Wiley ed., Chichester, 213-235.

STARKEL, L., 1991 - *Long-Distance Correlation of Fluvial Events in the Temperate Zone. In L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes eds.*, Temperate Palaeohydrology, Wiley, 473-491.

TEBBENS, L., VELDKAMP, A., WESTERHOFF, W. & KROONENBERG, S.-B., 1999 - Fluvial incision and channel downcutting as a response to Lateglacial and Early Holocene climate change: the lower reach of the River Meuse (Maas), The Netherlands, *Journal of Quaternary Science*, 14, 59-75.

TEHEUX, E. et DESCHODT, L., 2000 - *Dourges, plate-forme multimodale. Rapport des évaluations paléolithiques à Hénin-Beaumont. Sites n° 62427025 et 62427027AH*. Rapport non publié, SRA, AFAN, 13 p.

VALLIN, L., 1991 - La Flandre intérieure et la métropole Lilloise, *Cahiers de la Préhistoire du Nord*, 10, 26-32.

VANDENBERGHE, J., 1985 - Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the belgian-dutch border region, *Quaternary Research*, 24, 23-38.

VANDENBERGHE, J., 1995 - Timescales, climate and river development, *Quaternary Science Reviews*, 14, 631-638.

VANDENBERGHE, J., 2001 - A typology of Pleistocene cold-based rivers, *Quaternary International*, 79 (2001), 111-121.

VANDENBERGHE, J. & 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'Etude du Quaternaire*, 2-3, 167-175.

VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W. & ZILVERBERG, L., 1987 - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene, *Boreas*, 16, 55-67.

VANDENBERGHE, J. & WOO, M.-K., 2002 - Modern and ancient periglacial river types, *Progress in Physical Geography*, 26 (4), 479-506.

VALLIN, L., 1990 - La Flandre intérieure et la métropole Lilloise, *Cahiers de la Préhistoire du Nord*, n°10, 1991, 26-32.

VAN HUISSTEDEN, J. & VANDENBERGHE, J., 1988 - Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands, *Z. Geomorph. N.F.*, 131-146.

VERMEERSCH, P., 1972 - Twee Mesolitische sites te Holsbeek, *Archaeologia Belgica*, 138, 141 p.

Quaternaire, **16**, (3), *2005, p. 229-252*

L'ENREGISTREMENT TARDIGLACIAIRE DE DOURGES (NORD DE LA FRANCE, BASSIN DE LA DEÛLE) : ÉVOLUTION D'UNE ZONE LACUSTRE ET GISEMENTS ARCHÉOLOGIQUES ASSOCIÉS

■

L. DESCHODT[1], E. TEHEUX[1], J. LANTOINE[1],
P. AUGUSTE[2] et N. LIMONDIN-LOZOUET[3]

RÉSUMÉ

Une dépression dans le fond de la vallée de la Deûle, au pied du versant crayeux de la Gohelle (bassin minier de Lens), a permis la mise en place et la conservation de sédiments tardiglaciaires lacustres et palustres avec des sites paléontologiques et archéologiques associés. La nature des dépôts est commandée par les variations d'humidité. Un épisode lacustre est daté du Bølling. Il est caractérisé par le développement d'une biocénose aquatique (poissons et mollusques). Un fragment de harpon magdalénien et les restes d'un aurochs de grande taille ont été trouvés dans le tuf lacustre. Le Dryas moyen se distingue par un assèchement et un hiatus stratigraphique. Après une nouvelle période d'hydrologie plus marquée (récurrence de crues de courte durée), la zone redevient marécageuse à l'Allerød. Elle est fréquentée par des chasseurs *Federmesser* ainsi qu'en témoigne une halte de chasse qui a livré des éléments fugaces mais caractéristiques : sagaie, pointe en os barbelée, pointe de flèche. La fin de l'Allerød se caractérise par un retour à des conditions sèches et la formation d'un sol humifère. Le refroidissement du Dryas récent engendre une déstabilisation du versant et le début du comblement de la dépression par des colluvions limoneuses. Leur base a livré un crâne d'élan.

Mots-clés : Tardiglaciaire, vallée de la Deûle, France, lac, tuf, Magdanénien, Federmesser.

ABSTRACT

THE DOURGES LATE GLACIAL RECORD (NORTH OF FRANCE, DEÛLE RIVER BASIN): LACUSTRINE AREA EVOLUTION AND CONNECTED ARCHAEOLOGICAL SITES

A dip in the Deûle valley, bottom the chalky slope of the Gohelle country (Lens mining basin), has yielded Late Glacial deposits with palaeontological remains and archaeological artifacts. The nature of the deposits appears linked to humidity variations. A lacustrine episode dated from the Bølling is characterized by the development of an aquatic biocoenosis (fish and mollusks). A fragment of a Magdalenian harpoon and the remains of a large wild ox were discovered in the lacustrine tufa. The Older Dryas corresponds to dry conditions and a stratigraphic hiatus. After a new increase in hydrological conditions (short floodings), the area turns marshy again during the Allerød. *FEDERMESSER* hunters are represented by assegai, barbed bone points and arrow points. The end of the Allerød corresponds to a return to dry conditions and the formation of humic soil. During the Younger Dryas the cooling provokes slope erosion and the filling up of the hollow by silt colluvium. An elk skull was discovered at the base of this last deposit.

Key-words: Late Glacial, Deûle valley, France, lake, calcareous tufa, Magdalenian, Federmesser.

1 - LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET L'HISTORIQUE DES RECHERCHES

La découverte et l'étude du gisement de Dourges représentent une partie des opérations d'archéologie préventive préalables aux aménagements de la plateforme multimodale de Dourges. Cette zone logistique de transport est aménagée dans une région basse au relief peu marqué entre le glacis crayeux de la Gohelle qui s'élève lentement vers les plateaux artésiens et les collines développées sur les sables et argiles tertiaires du Pévèle (fig. 1). Bien que fortement urbanisée et industrialisée (bassin minier de Lens), la couverture sédimentaire de la zone de Dourges était méconnue dans son détail. Tout au plus savions-nous qu'une couverture loessique masquait le passage de la craie secondaire aux argiles et sables tertiaires de la Pévèle. La carte géologique 1/50000 du BRGM (Desoignies et

[1] *INRAP Nord-Picardie, 518 rue St-Fuscien, 80000 Amiens,* ldeschodt@nordnet.fr,
[2] *Laboratoire Préhistoire et Quaternaire, UMR 8018 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Bâtiment de Géographie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex,* Patrick.Auguste@univ-lille1.fr
[3] *Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591 CNRS, Laboratoire de Géographie Physique, 1 Place A. Briand, 92195 Meudon cedex,* limondin@cnrs-bellevue.fr

Manuscrit reçu le 15/03/2005, accepté le 04/05/2005

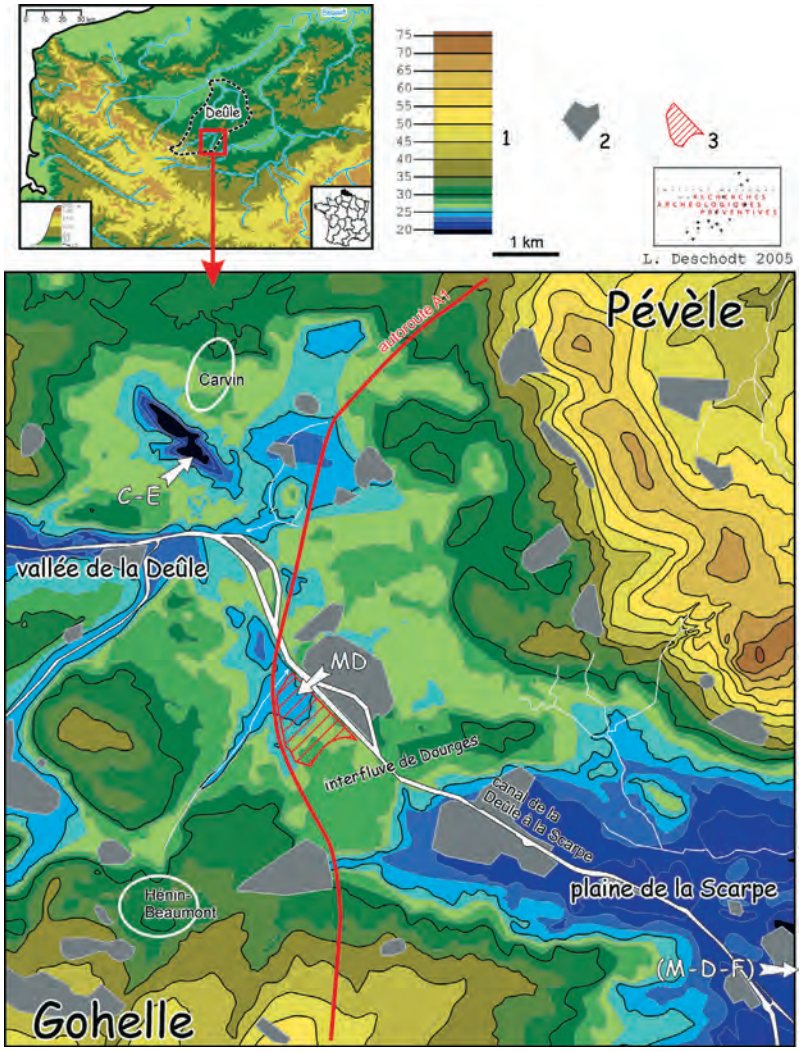


Fig. 1 : Topographie de la région de Dourges d'après les cartes IGN 1/25000 n°2505 Ouest et Est.
1) altitude en mètres NGF-Lallemand (NB : dans la région lilloise, système de référence IGN69 = NGF-Lallemand + environ 0,6 m) ; 2) topographie profondément bouleversée par l'activité humaine (terril, carrière, zone industrielle…) ; 3) localisation du marais de Dourges et du bas de versant limitrophe (fig. 2) ; C-E) dépression de Carvin-Epinoy ; MD) dépression du « Marais de Dourges », cet article ; (M-D-F) « Mer-de-Flines », plan d'eau environ 6 km à l'est de la zone cartographiée, sur la commune de Flines-lez-Raches.
Fig. 1: Dourges area topography according to IGN 1/25000 maps n°2505 O and E.
1) elevation, NGF-Lallemand survey (NB: in the Lille area, IGN69 survey = NGF-Lallemand + about 0.6 m); 2) topography highly disturbed by human activity (spoil heap, quarry, industrial area…); 3) location of the Dourges marsh and adjacent slope bottom (fig. 2); C-E) Carvin-Epinoy dip MD) « Marais de Dourges », this paper; (M-D-F) « Mer-de-Flines », natural pond about 6 km east from mapped area (Flines-lez-Raches district).

Sangnier, 1968) indique par ailleurs une vaste zone d'alluvions récentes grossièrement sous la courbe de niveau 25 mètres N.G.F-Lallemand, délimitant la prolongation la plus orientale des zones humides du fond de vallée de la Deûle. Les sondages géotechniques préparatoires aux travaux, effectués sur l'ancien carreau de mine de la fosse n°10 (à Oignies) ont rencontré la craie entre 7 et 13 mètres de profondeur (sondages du Laboratoire régional des Ponts et Chaussées de Lille).

Afin de mieux évaluer le potentiel archéologique et les moyens nécessaires aux sondages archéologiques, le Service Régional de l'Archéologie a préconisé la réalisation d'une première investigation dans la zone la plus basse dite « Marais de Dourges » (fig. 2) (sur la commune d'Hénin-Beaumont, en limite du territoire de Dourges). Une première reconnaissance à la pelle mécanique, selon une trame relativement lâche, a été réalisée dans le but d'appréhender la stratigraphie, le potentiel archéologique et de préparer les sondages. Des formations tuffacées et tourbeuses postérieures au dépôt loessique ont été observées (Deschodt et Blancquaert, 2000). Une méthode de sondages adaptée a ainsi pu être mise en place. Elle a abouti à la découverte de sites archéologiques et paléontologiques (Teheux et Deschodt, 2000).

2 - LES DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

2.1 - DESCRIPTION

Au maximum de dilatation des formations sédimentaires, nous observons, de bas en haut (figs 3 et 6, photo 2) :

1 – *Limon loessique*, faciès de fond de vallée à graviers de craie épars. Le limon est gleyifié (verdâtre très claire) dans les zones basses. Il passe à un pseudogley en position haute dans le marais (vert avec marbrures rouilles) et devient jaunâtre sur le versant. La granulométrie correspond à un loess typique (fig. 9). Toutefois, l'unité peut comporter des lits de sables glauconieux et parfois des épandages de graviers de craie, plus rarement des rognons de silex (fig. 5). La topographie de son toit est particulièrement irrégulière (photos 1 et 4).

2 – *Horizon tourbeux inférieur* (niveau repère « HTI »). Uniquement présent sur une faible aire, dans la zone la plus basse (fig. 4). Il s'accompagne de malacofaunes volumineuses et de graviers de craie. Les limites de l'unité sont souvent diffuses et déformées par des figures de charge.

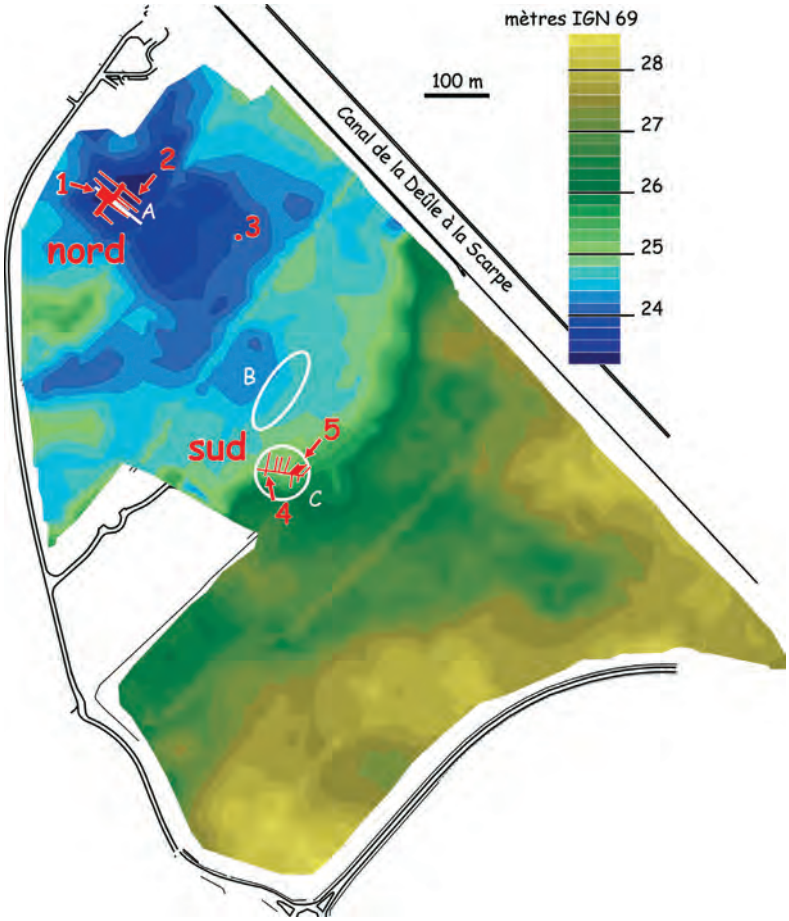


Fig. 2 : Microtopographie du « Marais de Dourges » et de sa jonction avec le versant, localisation des zones fouillées en mètres IGN 69, équidistance de 0,2 m ; d'après un document fourni par « Delta 3 » et complété par des levés INRAP.
1) fouille manuelle en zone nord (site *Federmesser* et harpon madgalénien) ; 2) maximum de dilatation des alluvions et prélèvements ; 3) crâne d'élan découvert en sondage ; 4) crâne d'aurochs découvert en sondage ; 5) fouille manuelle en zone sud ; ABC) localisation des éléments de la synthèse stratigraphique (fig. 3).
Fig. 2: Dourges marsh and slope microtopography, location of excavated aeras IGN 69 survey, 0.2 m contour lines ; according to an INRAP supplemented "Delta 3" document.
1) north area manual excavation (Federmesser site and Magdalenian harpoon); 2) area of greatest thickness of alluvium and samples location; 3) Elk skull found in a test pit; 4) Wild Ox skull found in a test pit; 5) manual excavation in the south area; ABC) location of the stratigraphic synthesis components (fig. 3)

3 – *Limon tuffacé inférieur*, très clair et calcaire, gris verdâtre à petites taches rouilles diffuses. En l'absence de (2), l'unité se distingue mal de (1), si ce n'est par la concentration de petits graviers de craie à leur limite. Quelques lits très calcaires sont perçus au maximum de dilatation.

4 – *Tuf calcaire*, formé majoritairement de sédiment calcaire précipité (plus de 70 % du poids sec, cf. fig. 9), extrêmement clair (blanc légèrement jaunâtre), à abondantes et volumineuses malacofaunes. Au maximum de la dilatation, quelques lits s'enrichissent brutalement d'une composante organique, formant alors un sédiment brun gris, peu compact, déformé par des figures de charges. L'unité se poursuit sur une très grande surface, jusque dans les parties hautes du marais sous la forme d'un mince niveau (ordre centimétrique) (fig. 4).

5 – *Horizon tourbeux moyen* (niveau repère « HTM »), horizon limoneux brun tourbeux qui se confond latéralement avec l'horizon tourbeux supérieur. L'unité ne prend un faciès franchement tourbeux que sur une longueur de quelques mètres au maximum de la dilatation.

6 – *Limon tuffacé moyen*, limon brun gris clair, à petites taches rouilles diffuses, calcaire (taux irrégulièrement dans l'unité, plus de 20 % du poids sec en partie supérieure, cf. fig. 9), avec des malacofaunes, quelques lamines discrètes. Le faciès est très proche de celui de l'unité 7 dont il est séparé par un lit de limon non cohérent avec des restes de poissons.

7 – *Limon tuffacé supérieur*, limon brun gris clair, à petites taches rouilles diffuses, très calcaire (pic à près de 40 % du poids sec, cf. fig. 9), avec malacofaunes et quelques lamines discrètes. Le faciès est identique à l'unité 6 dont il est séparé par un lit de limon non cohérent avec des restes de poissons

8 – *Horizon tourbeux supérieur brun*, (niveau repère « HTSb »). Son faciès est similaire à l'unité 5 (HTM) avec lequel il se confond latéralement. Au maximum d'épaisseur, le sommet de l'unité présente un liséré sombre similaire à 9. Le gisement archéologique *Federmesser* se développe au sommet de cette unité, en bordure de la dépression (fig. 3)

9 – *Horizon tourbeux supérieur noir*, horizon repère « HTSn », mince horizon de sol très sombre (2 à 3 cm) avec traces de radicelles en limites inférieures, non calcaire et extrêmement régulier (épouse la topographie sous-jacente). L'unité surmonte directement l'horizon tourbeux supérieur (8) mais son extension est plus grande : elle se poursuit jusque dans les zones les plus élevées sans changer de faciès.

10 – *Limon oxydé*, limon jaune orangé vif à rouille, non calcaire, d'épaisseur variable (quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur), l'unité n'existe que sur des secteurs en pentes (mais non systématiquement) et sur une partie du talweg de la zone sud. Il présente souvent un front convexe vers le bas de la pente. L'unité 10 recouvre systématiquement l'unité 9 (HTSn).

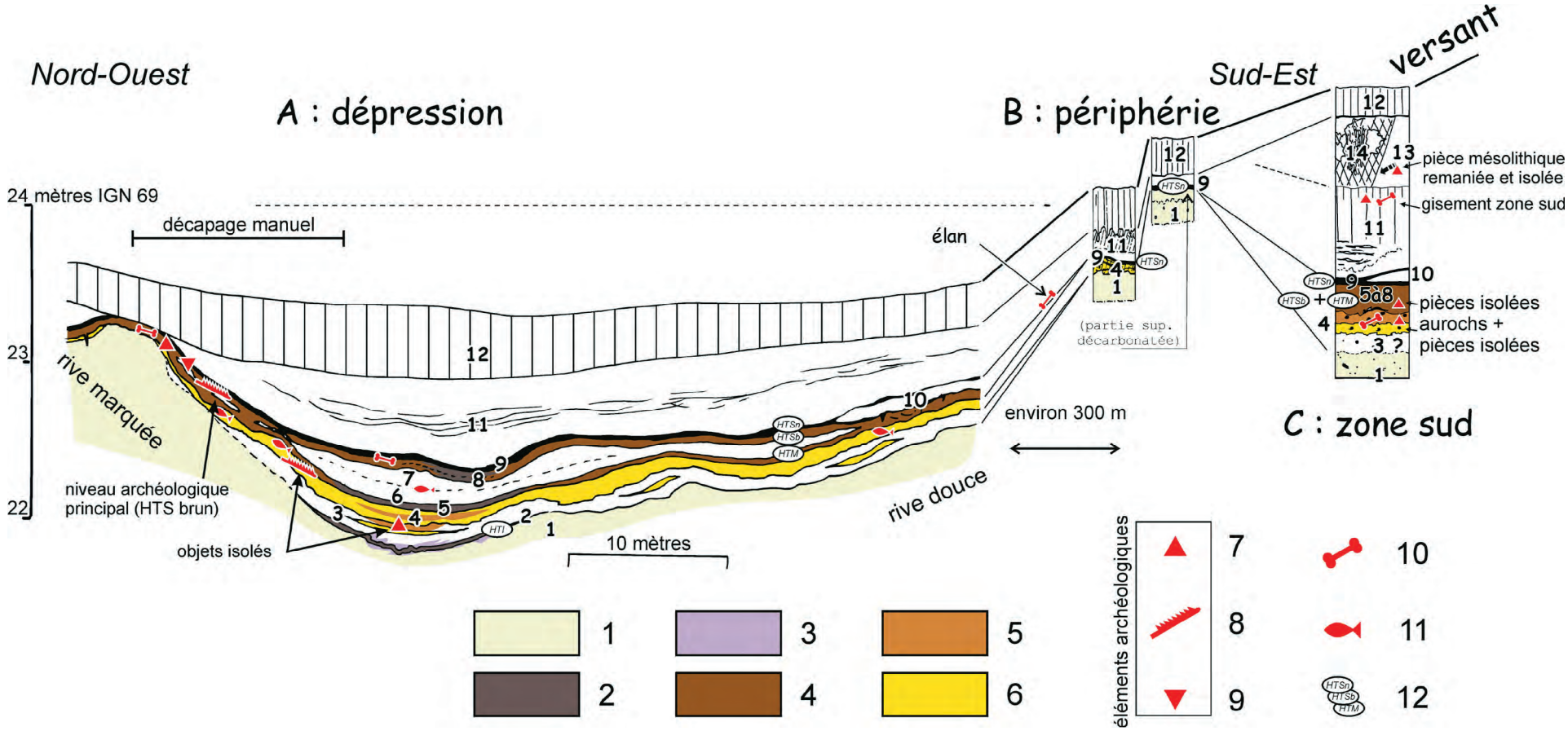


Fig. 3 : Synthèse litho-stratigraphique

Détails des unités : voir le texte A) zone nord (localisation : fig. 2) ; B) périphérie et zones hautes ; C) zone sud, remplissage du talweg hérité 1) limon loessique, 2) tourbe, 3) limon tourbeux calcaire associé à « HTI », 4) limon tourbeux brun, 5) limon organique calcaire à malacofaune, transition latérale avec le tuf et le limon tuffacé, 6) tuf calcaire, 7) industrie lithique, 8) pointes barbelées et pointe de sagaie, 9) faune avec traces d'anthropisation, 10) éléments de grande faune, 11) ichtyofaune 12) horizons tourbeux repères « HTI, HTM, HTS brun et noir » : voir texte.

Fig. 3: Litho-stratigraphic synthesis.

Units details: see text A/north area (location: fig. 2), B) periphery and upper areas C/south area, inherited talweg infilling, 1) loessic loam, 2) peat, 3) "HTI" associated calcarous peaty loam, 4) brown peaty loam, 5) calcarous and organic loam with malacofauna, transition from calcarous tufa, 6) calcarous tufa, 7) lithic industry, 8) barbed and assegai points, 9) mamalian fauna with anthropic features, 10) mammalian fauna piece, 11) ichtyofauna, 12) marker peaty levels "HTI, HTM, HTS brown and black": see text.

Fréquemment, l'unité 10 est surmontée d'un liséré sombre similaire et en continuité avec 9.

11 – *Limon gris*, développé sur une très vaste zone. Il contribue en grande partie au comblement de la cuvette. L'unité 11 est hétérogène. Le front de décarbonatation la traverse irrégulièrement. Fréquemment, des faisceaux de lits diffus de sédiments plus clairs ont été observés. Dans la majorité des cas, l'unité 11 recouvre les unités 9 et 10 sans érosion perceptible, à l'exception de quelques sondages où des écoulements provenant du versant démantèlent l'unité 9 et les dépôts tuffacés sous-jacents (photo 5 et figure 5).

12 – *Labours*

13 – *Déstabilisation de l'encaissant loessique* (zone sud uniquement). L'unité 11 est localement recouverte par le remaniement de la rive loessique. Elle contient une pièce mésolithique isolée (microburin).

14 – *Tourbe gallo-romaine* (zone sud uniquement). Une formation de tourbe calcaire riche en faune conclut le comblement de la zone sud (photo 4).

2.2 - LES VARIATIONS LATÉRALES ET LE SYSTÈME MORPHO-SÉDIMENTAIRE

Les trois niveaux organiques (HTI, HTM, HTSb/n) constituent des repères fiables utilisés en sondages à la pelle mécanique. Leur répartition est régulière mais non uniforme : l'unité 2 (HTI) n'est présente que vers 22 m d'altitude sur une aire restreinte au nord du marais (fig. 4) qui correspond au maximum de la dilatation de la séquence (fig. 5 et photo 2). En s'éloignant du centre de la dépression, la tourbe médiane 5 (HTM), se confond très vite, en remontant, avec le niveau 8 de faciès identique (HTSb) (fig. 3 et photo 3). Le tuf (4) et l'horizon supérieur noir (9, HTSn) (fig. 4) ont une très grande extension et se retrouvent en périphérie de la zone alluviale à des altitudes élevées de l'ordre de 23,5 mètres. L'unité 9 a une épaisseur constante qui épouse la topographie sous-jacente, l'ensemble des unités contribue à combler et à masquer une micro-topographie particulièrement irrégulière au sommet du limon loessique.

Des figures de charges affectent les unités inférieures au droit des zones où les unités sont les plus épaisses. Il

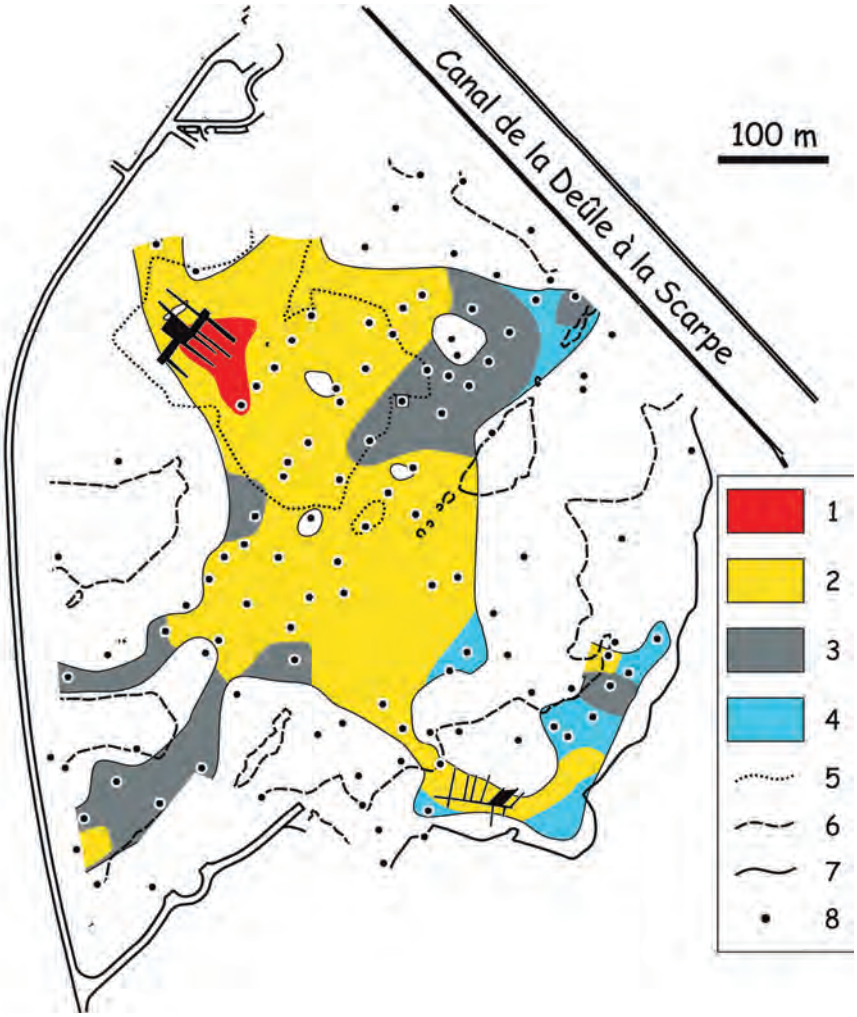


Fig. 4 : Extension approximative des alluvions sous les labours.
1) présence des trois niveaux tourbeux repères ; 2) extension du sédiment tuffacé et de l'horizon tourbeux supérieur noir ; 3) présence de l'horizon tourbeux supérieur noir (sol Allerød) directement sur les sédiments loessiques (absence des sédiments tuffacés) ; 4) présence uniquement de l'unité 11 (colluvions du Dryas récent) ; 5) courbe de niveau 24 m IGN 69 ; 6) courbe de niveau 24,8 m IGN 69 ; 7) courbe de niveau 26 m IGN 69 ; 8) sondage ponctuel.
Fig. 4: Estimated extension of alluvium under plough horizon.
1) occurrence of three peaty marker horizons; 2) presence of both the tufa and the black upper peaty marker horizon; 3) black upper peaty marker (Allerød soil) overlying the loess sediments (lack of the calcareous tufa); 4) exclusive presence of unit 11 (Younger Dryas colluviums); 5) 24 m contour line; 6) 24.8 m contour line; 7) 26 m contour line; 8) deep test pit.

Photo 1 : Coupe de référence, extrémité nord. Localisation en cartouche.
Photo 1: Reference section, northern extremity. Location in the frame.

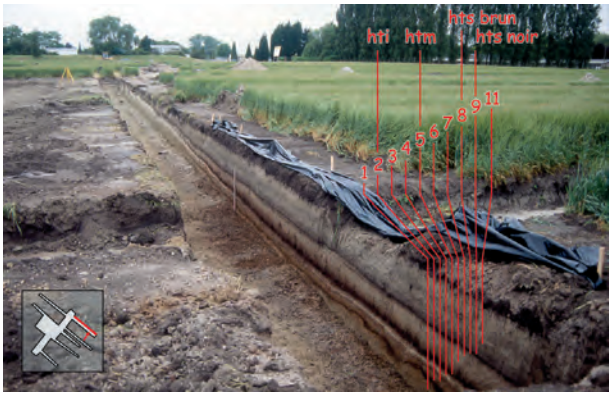


Photo 2 : Coupe de référence, extrémité sud.
Photo 2: Reference 1 section, southern extremity.

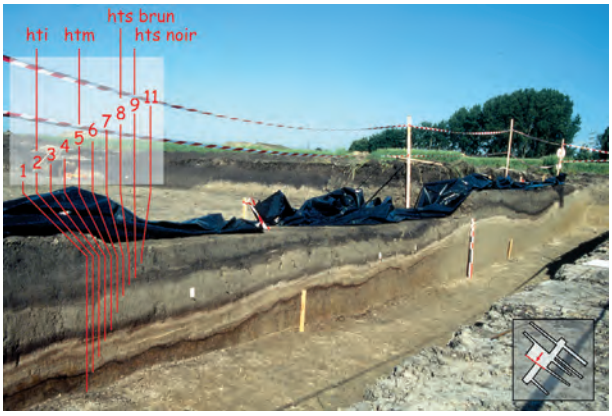


Photo 3 : Bordure nord du marais au niveau du site *Federmesser* : rive marquée.
Photo 3: Northern border of the marsh near the Federmesser site: a steep shore.

Photo 4 : Talweg hérité en bordure sud du marais, en sondage.
Photo 4: Inherited talweg at the marsh south border, in a test pit.

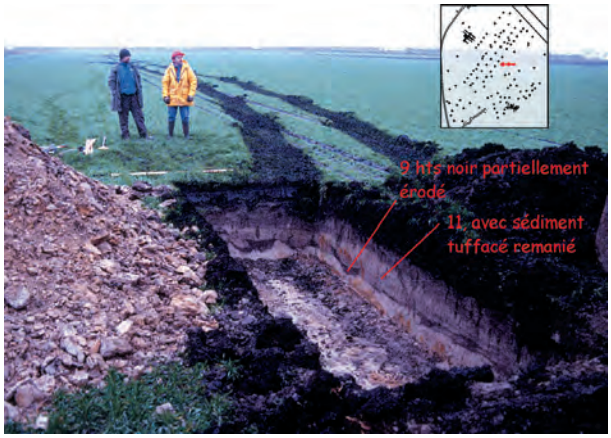


Photo 5 : Démantèlement localisé du sol humifère de l'Allerød. Localisation en cartouche.
Photo 5: Allerød soil breaking up. Location in the frame.

Photo 6 : Zone d'évaluation archéologique sud en bordure du marais, vue vers le versant et l'interfluve de Dourges.
s65 : localisation du crâne d'aurochs
Décapage : localisation de la fouille manuelle.
Photo 6: Southern archaeological area at the marsh border, view towards the slope and the Dourges interfluvium.
s65: wild ox skull.
Scrapping: location of the manual dig area.

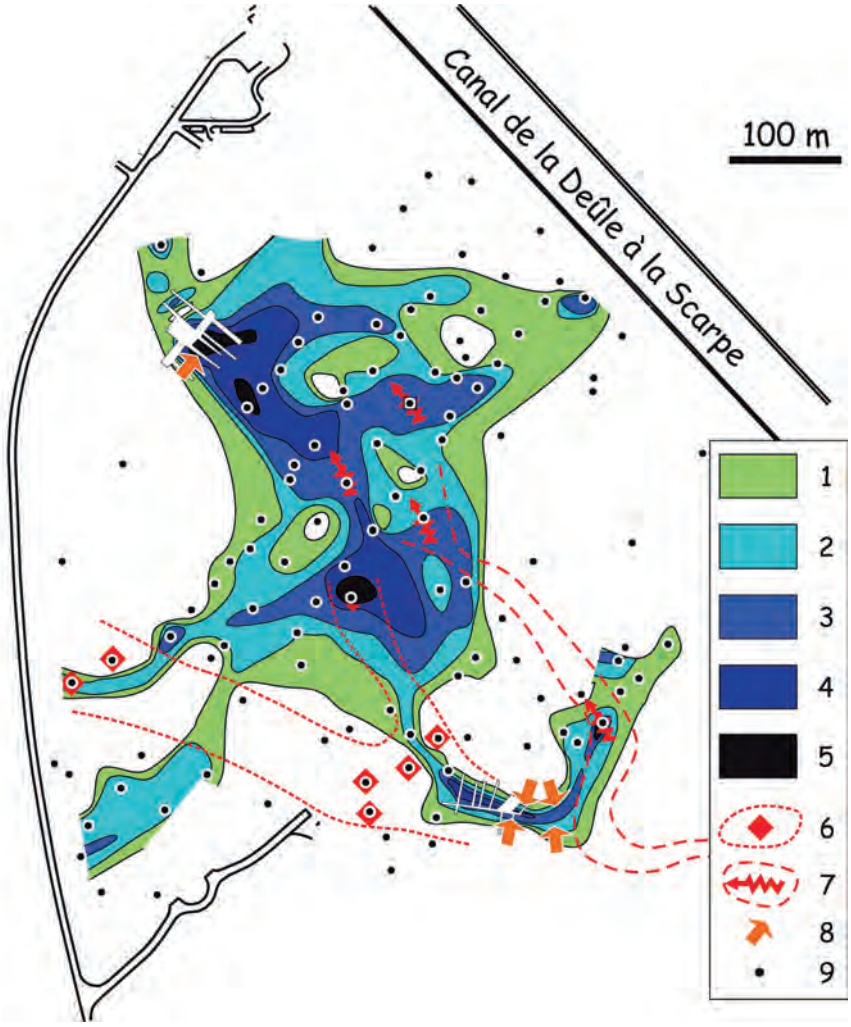


Fig. 5 : Epaisseur approximative des alluvions sous les labours toutes unités confondues sauf le labour et l'unité 1.
1) moins de 0,3 m, 2) /de 0,3 à 0,6 m, 3) de 0,6 à 0,9 m, 4) de 0,9 à 1,2 m, 5) plus de 1,2 m, 6) épandages de graviers de craie ou rognons de silex associés au limon loessique et extension possible d'un dépôt fluviatile grossier en provenance du versant, antérieur au Tardiglaciaire, 7) érosion fluviatile affectant le sol de l'Allerød et axe probable des écoulements provenant du versant (Dryas récent), 8) solifluxion affectant le sol de l'Allerød (Dryas récent), 9) sondage ponctuel.
Fig. 5: Estimated thickness of alluviums under plough horizon including all units except plough horizon and unit 1.
1) less 0.3 m, 2) from 0.3 to 0.6 m, 3) from 0.6 to 0.9 m, 4) from 0.9 to 1.2 m, 5) more than 1.2 m, 6) chalk gravels or flint blocks in loessy silt, and possible extension of a coarse fluvial sediment coming from the slope (previous to the Late Glacial), 7) fluvial erosion disturbing the Allerød soil and probable axis of flow from the slope (Younger Dryas), 8) solifluxion disturbing the Allerød soil (Younger Dryas), 9) deep test pit.

ne semble pas toutefois que le tassement des tourbes et des tufs y ait été particulièrement important (le sédiment reste peu compact).

La fouille mécanisée des alluvions de la zone archéologique nord a démontré le caractère fermé de la dépression. La cartographie de l'épaisseur du dépôt alluvial met en évidence sa connexion avec un réseau de talwegs comblés (fig. 5). Le mieux marqué se situe au pied du versant, au droit de la zone archéologique sud (photos 5 et 6). Cette forme et son comblement ne se prolongent pas sur le versant. Le réseau hérité de talwegs et la présence d'éléments grossiers associés au limon loessique (épandages de graviers roulés, concentration de rognons de silex) (fig. 5) indiquent l'occurrence d'écoulements en provenance du versant. La topographie complexe du sommet du limon dans le marais est donc vraisemblablement l'héritage d'une activité fluviatile (eau de fonte provenant du versant) et de son interaction avec les apports éoliens du Pléistocène supérieur. Les apports éoliens ont d'ailleurs pu aboutir à la constitution de barrages responsables de changements de cours dans la partie amont des réseaux hydrographiques (bassin de la Reusel, sud des Pays-Bas, Van Huissteden *et al.*, 1986). La région d'Hénin-Beaumont/Carvin, dans une zone de sédimentation loessique continue, sans relief important et en amont des réseaux hydrographiques organisés a vraisemblablement été un secteur propice à ce phénomène. Ceci peut expliquer la genèse de nombreuses dépressions fermées (fig. 1) qui ont favorisé les accumulations sédimentaires ultérieures sur des épaisseurs d'ordre métrique à pluri-métriques (Deschodt *in* Marcy, 2002 ; Lorin, 2003).

La stratigraphie observée dans le comblement du talweg, sur la zone archéologique sud, est aisément corrélée avec celle de la zone nord (fig. 2), d'autant plus que la jonction a été suivie en sondages (photo 3). Les faciès sont, sinon identiques, du moins très proches, avec toutefois la contraction des deux niveaux repères tourbeux supérieurs (HTM et HTSbrun) en une seule unité de limon brun tourbeux. Le niveau tuffacé équivalent de 4 présente, tout comme en zone nord, un faciès organique en partie supérieure et est très riche en malacofaunes. Il a livré quelques pièces lithiques isolées et les restes d'un aurochs de grande taille. La base de l'unité 11 présente des lits bien marqués sableux (traces d'écoulements). Un sol argileux sombre est développé en partie supérieure (fig. 3 et photo 5). Il contient un amas de débitage associé à des éléments de faune (aurochs). Un sol équivalent a vraisemblablement existé dans la zone nord mais a disparu dans les labours. En zone sud, la morphologie du talweg a permis le dépôt de deux formations plus récentes, de toute évidence holocènes au vu du matériel archéologique (unités 13 et 14).

3 - LES DATATIONS C14 : SÉDIMENTATION RAPIDE ET HIATUS

Des datations sur faune effectuées en début d'évaluation archéologique ont abouti à des dates stratigraphiquement aberrantes. Par contre, une date effectuée sur des petits charbons de bois associés au niveau archéologique a donné une date concordante avec l'attribution chrono-culturelle du gisement (*Federmesser*). Par la suite le choix des éléments à dater a porté, dans la mesure du possible, sur les restes végétaux.

Des datations systématiques sur une colonne (tab. 1, fig. 7) permettent de distinguer trois phases de sédimentation séparées par deux hiatus : (a) la partie inférieure de la série (unités 2 à 6) est datée du Bølling (avec un taux de sédimentation moyen d'environ 0,7 à 0,8 mm.an^{-1}, calcul basé sur la calibration à 1 sigma) ; (b) un hiatus chronologique que nous associons à la limite stratigraphique entre 6 et 7 (bien qu'un pas de 5 cm à la base de 7 n'a pas pu être daté) est attribué au Dryas moyen ; (c) les unités 7 et 8 sont datées de l'Allerød, avec une vitesse de sédimentation d'abord relativement rapide (0,4 à 0,5 mm.an^{-1}) qui chute au cours du dépôt de l'unité 8 (environ 0,15 mm.an^{-1}) ; (d) un hiatus chronologique correspondant à la limite stratigraphique entre 8 et 9, attribué à l'*Intra Allerød Cold Period* ; (e) enfin le dépôt de l'unité 9 est daté de la fin de l'Allerød, le taux de sédimentation est très faible.

Les datations C14 ne nous permettent pas de détailler plus la chronologie Bølling-Allerød, vraisemblablement plus complexe que ne le laisse soupçonner la seule lecture des dates calibrées.

4 - LA FAUNE

4.1 - L'ICHTYOFAUNE

Des restes de poissons sont présents (unité 4, 6 et 7), parfois même en abondance (observés en fouille manuelle). Il s'agit de brochets (*Esox lucius*) et de perches (*Perca fluviatilis*) (détermination B. Clavel, INRAP/CRAVO). Les deux espèces sont caractéristiques des eaux peu profondes, plutôt limpides, avec présence de végétations aquatiques.

provenance	strati (fig.5)	nature	n° labo	date BP	cal BP (1 sigma) et remarques
évaluation, partie supérieure HTSb, gisement *Federmesser*	8	ch. de bois	GrA-17427	11680 ± 60	13820-13480
évaluation, partie supérieure HTSb, faune *(bos)* avec traces de décarnation	8	os	GrA-17637	9070 ± 70	le collagène n'a pu être daté, date rejetée
évaluation, reste de poisson	4	ichtyofaune	GrA-17428	7700 ± 50	le collagène n'a pu être daté, date aberrante par rapport à celles de l'unité 8, rejetée
évaluation, pointe barbelée	4 (sommet)	os	GrA-28820	11920 ± 50	14100-13800
colonne ech. 6, de 22,41 à 22,43 m IGN69	9	débris végétal	GrA-23899	11030 ± 70	13150-12960
colonne ech. 7, de 22,37 à 22,41	8 (sommet)	débris végétal	GrN-28208	11250 ± 70	13410-13130
colonne ech. 8, de 22,33 à 22,37	8 (base)	charbon de bois	GrA-23824	11640 ± 60	13820-13460
colonne ech. 9, de 22,28 à 22,33	7 (sommet)	débris végétal	GrA-23900	10990 ± 60	date aberrante par rapport à la série prélevée en continu, probable racine provenant du sol unité 9, rejetée
colonne ech. 10, de 22,23 à 22,28	7	débris végétal	GrA-23901	11720 ± 60	13840-13480
colonne ech. 12, de 22,13 à 22,18	6	débris végétal	GrA-23903	12240 ± 80	15100-14050
colonne ech. 14, de 22,09 à 22,13	5 (sommet)	débris végétal	GrA-23904	8490 ± 60	date aberrante par rapport à la série prélevée en continu, probable racine holocène, rejetée
colonne ech. 17, de 21,91 à 21,94	5 (base)	débris végétal	GrA-23821	12310 ± 70	15050-14100
colonne ech. 18, de 21,86 à 21,91	4 (faciès organique	débris végétal	GrA-23822	12230 ± 70	15050-13850
colonne ech. 20, de 21,76 à 21,81	3	débris végétal	GrA-23905	12430 ± 90	15050-14050
colonne ech. 21, de 21,73 à 21,76	2	débris végétal	GrN-28210	12590 ± 150	15550-14250
sondage SP 32 (Renne)	11 / 9 et sous-jacent remanié	os	-	-	pas assez de collagène
fouille sud, faune	11 (sommet)	os	-	-	pas assez de collagène

Tab. 1 : Datations radiocarbones.
Les datations ont été réalisées par le *Centrum voor Isotopen Onderzoek* (université de Groningen, NL). GrN = datation conventionnelle, GrA = datation AMS.
Tab. 1: Radiocarbon dates.
Dates has been carried out by the Centrum voor Isotopen Onderzoek (Groningen univesity). GrN = conventional date, GrA = AMS date.

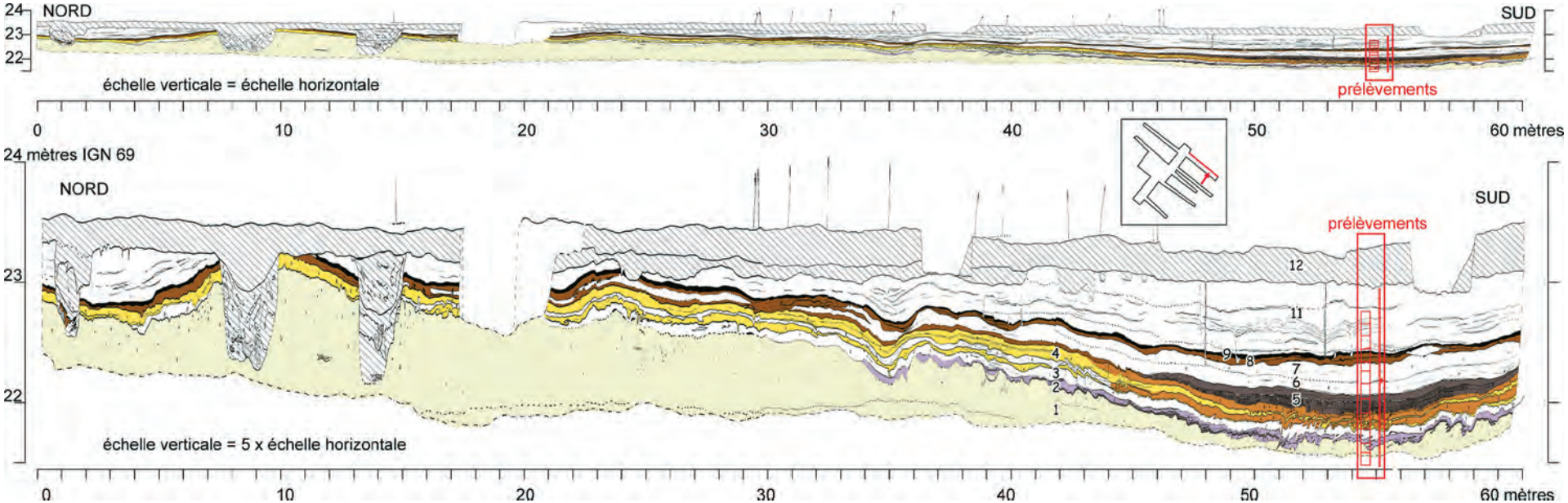


Fig. 6 : Coupe de référence et localisation des prélèvements.
Détail des unités : voir le texte.
Code couleur : voir figure 3.
Localisation de la coupe sur le cartouche.
Fig. 6: Reference section with samples location.
Units details: see text.
Colors key: see figure 3.
Location in the frame.

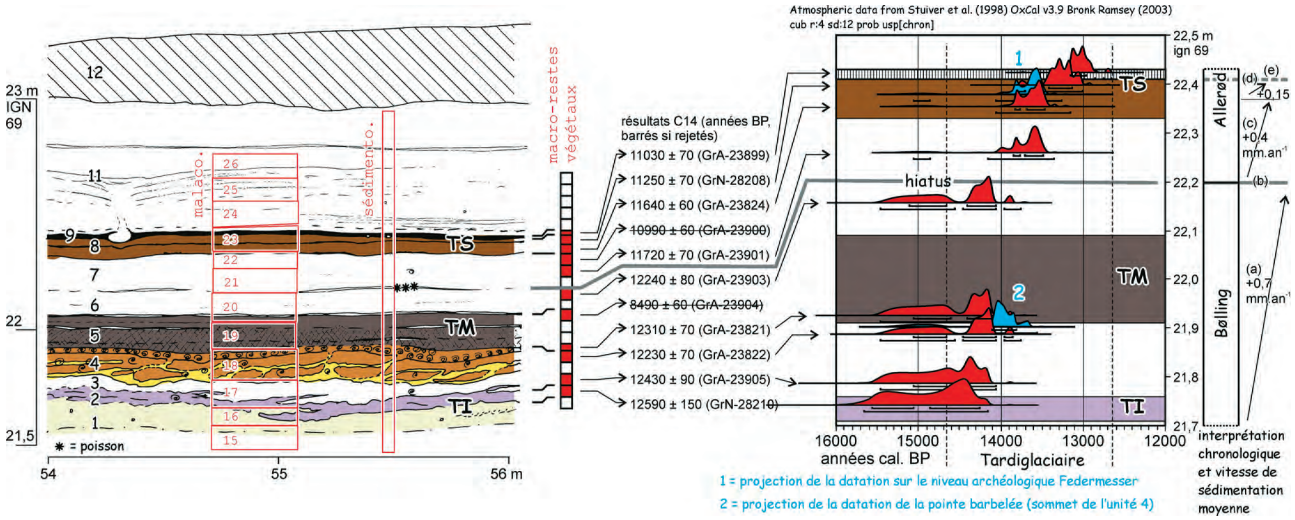


Fig. 7 : Présentation graphique des dates C14 calibrées et localisation sur la coupe.
Fig. 7: Calibrated radiocarbon dates scheme and location in the section.

4.2 - LA MALACOFAUNE

La série analysée se compose de douze échantillons d'environ 8 litres chacun pris en colonne continue selon une maille moyenne de 10 cm, adaptée aux variations lithologiques (fig. 8). La conservation des coquilles est globalement bonne mais leur abondance s'est révélée très inégale (tableau 2). Sur les douze échantillons, huit ont livré moins de 50 coquilles sachant qu'un échantillon est considéré comme représentatif à partir d'une population approchant la centaine d'individus et que le seuil idéal pour les traitements statistiques se situe à 250 (Evans, 1972).

Qu'ils soient faibles ou abondants, les peuplements malacologiques de Dourges sont essentiellement composés par des mollusques aquatiques. Parmi les rares espèces terrestres, la mieux représentée est *Oxyloma elegans* (tab. 2), taxon de milieu palustre, fréquente en bordure des habitats d'eau douce (Kerney *et al.*, 1983).

La variabilité des effectifs apparaît donc directement liée à des phases d'activité ou d'assèchement du plan d'eau. Ainsi trois épisodes d'installation d'un biotope aquatique sont mis en évidence par les malacocénoses dans les échantillons 16, 18 et 22 (respectivement la partie supérieure de l'unité 1, le tuf de l'unité 4 et la partie supérieure de l'unité 7), les deux derniers livrant des populations nettement plus développées que le premier (fig. 8).

Deux espèces sont dominantes dans l'échantillon 16 (partie supérieure de l'unité 1), *Planorbis planorbis* et *Armiger crista* (tab. 2). Elles sont caractéristiques de fonds vaseux pour la première et de la présence de plantes aquatiques pour la seconde (Adam, 1960). Les deux espèces sont capables de supporter des phases d'assèchement saisonnier et les faibles valeurs de diversité et d'abondance du cortège spécifique qui les accompagne laisse supposer la forte probabilité de cette éventualité. Cet épisode précède la première datation obtenue pour

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Oxyloma elegans		1	4				1	6	1	6	3	
Vallonia pulchella									1			2
Pupilla sp.		1										
Limaces						1						
Valvata piscinalis							1		1			
Valvata cristata								13				
Radix sp.	1	2	1	22	3			15	2	17	2	2
Lymnaea stagnalis			3	56			1	19	1	3	1	
Planorbis planorbis	9	54	24	160	2		5	250	1	8	1	
Hippeutis complanatus				7				14				
Armiger crista	14	102	28	18			1	25		1		2
Pisidium sp.	1	1	18	273	5	2	6	61	1	11	3	
Total	**25**	**161**	**78**	**536**	**10**	**3**	**15**	**403**	**8**	**46**	**10**	**6**

Tab. 2 : Liste des malacofaunes.
Tab. 2: Malacofaunas.

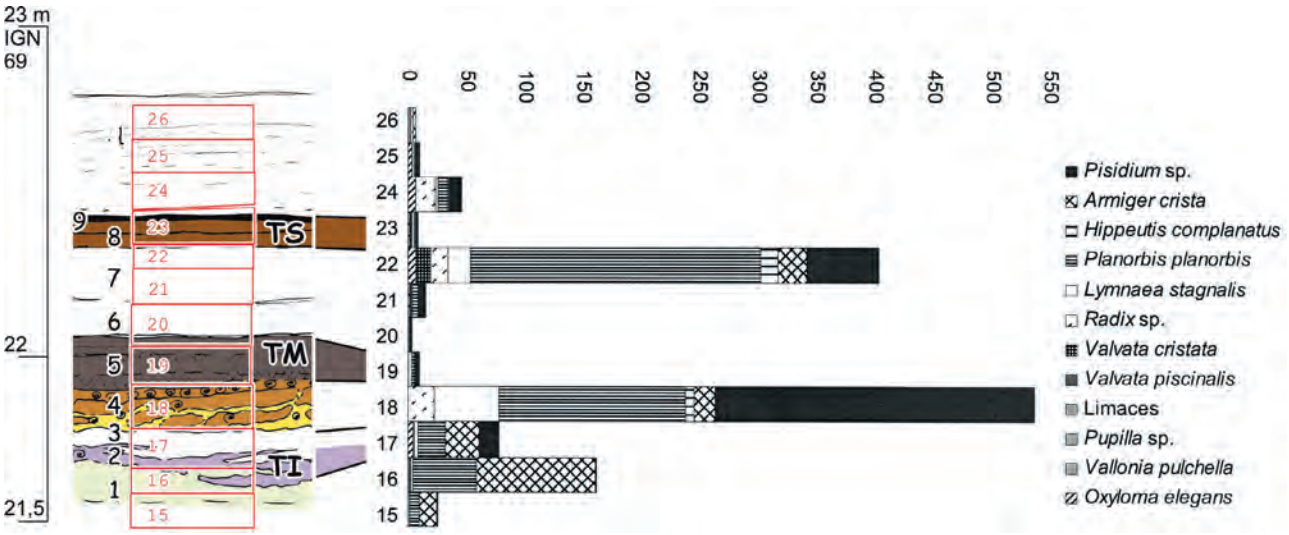


Fig. 8 : Répartition des espèces de mollusques dans les différents échantillons exprimée en valeurs absolues.
Fig. 8: Distribution of molluscs species within the samples expressed in absolute values.

la tourbe inférieure à 12590 ± 150 BP. Cette première tourbe Bølling correspond à une forte réduction des malacofaunes signalant un milieu aquatique moins développé et peu favorable à leur expansion (échantillon 17 : tab. 2 et fig. 8).

A l'inverse l'échantillon suivant, 18 (unité 4, tuf), est le plus riche de la séquence. La composition du cortège varie également par rapport aux précédents assemblages. Il se diversifie avec en particulier le fort développement des bivalves du genre *Pisidium*, celui des *Lymnaeidae* (*Radix*, *Lymnaea stagnalis*), tandis que *P. planorbis* reste abondant. Cet assemblage permet d'identifier un corps d'eau calme, voire stagnant, à fond vaseux mais pérenne sur l'année. De 19 à 21 (unité 5 « HTM » et unité 6) la quasi-disparition des malacofaunes (fig. 8) signale une phase d'assèchement (fin du Bølling – Dryas moyen).

Dans l'échantillon 22 (partie supérieure de l'unité 7) la reprise du développement malacologique n'en apparaît que plus contrastée. Avec un assemblage de plus de 400 individus (tab. 2) la malacocénose de ce niveau limoneux du début de l'Allerød (11720 ± 70 BP), aussi diversifiée que celle de l'échantillon 18, est le témoin indubitable d'une phase aquatique.

Les quatre derniers échantillons (23 à 26) se rapportent au dernier niveau de tourbe daté de l'Allerød et au limon sus-jacent postérieur à 11030 ± 70 BP et attribué au Dryas récent. Ils contiennent des malacofaunes pauvres indicatrices d'un nouvel épisode de forte réduction des habitats aquatiques.

Malgré l'existence d'un référentiel malacologique régional bien calé pour le Tardiglaciaire (Limondin, 1995, Limondin-Lozouet et Antoine, 2001), les malacofaunes récoltées à Dourges ne permettent pas de proposer une attribution biochronologique des formations sédimentaires en raison du caractère essentiellement aquatique des assemblages, moins réceptifs que les terrestres aux variations climatiques. Les données malacologiques apparaissent, dans le cas présent, pertinentes à l'échelle locale. Elles rendent compte par la variation de la composition des cortèges et de l'abondance des effectifs, des phases successives de mises en eau et d'assèchement du plan d'eau. Ainsi, les épisodes de turbification et les stades froids correspondent à des abaissements prononcés du corps aquatique tandis que son développement est attesté lors des dépôts limoneux de phases interstadiaires. Ces observations sont en accord avec l'interprétation morphostratigraphique du gisement.

4.3 - LA GRANDE FAUNE

A l'occasion des sondages ou bien lors des fouilles réalisées à Dourges, plusieurs dizaines de vestiges osseux et dentaires de grands mammifères ont été découverts. La spécificité de ce gisement réside en la très faible densité des éléments par rapport à la surface considérée et l'absence de grande concentration d'ossements comme c'est souvent le cas dans d'autres contextes. L'analyse de toutes les pièces mises au jour nous a permis d'attribuer anatomiquement et spécifiquement l'essentiel du matériel.

Le nombre total de restes s'élève à 121, provenant de plusieurs unités stratigraphiques (tab. 3). Six espèces ont été identifiées : l'Aurochs (*Bos primigenius*) ; le Cerf élaphe (*Cerf elaphus*) ; le Cheval (*Equus* sp.) ; le Chevreuil (*Capreolus capreolus*) ; le Cochon ou le Sanglier (*Sus domesticus* ou *Sus scrofa*) ; l'Élan (*Alces alces*). Par ailleurs, les niveaux rapportés à l'Allerød (niveaux 8 et 9) ont livré 7 os longs d'Oiseau.

C'est l'Aurochs qui est l'espèce la mieux représentée, avec 38 restes attribués sur 121 (soit 31,4 %). Il est présent dans les niveaux Bølling (4 et 5) et Allerød (9). On le trouve surtout dans le niveau 11, dont le contexte chronostratigraphique précis reste encore difficile à établir : soit du Dryas récent, soit un remaniement de pièces des niveaux Allerød sous-jacents. Le Chevreuil vient ensuite avec 15 pièces (12,4 %), dans

NIVEAU ESPECE (NR/NMIc)	4	5	4/5 à 8	8	8/9	9	11	Hors strati	TOTAL
Aurochs	9 / 1 a	3 / 1 a, 1 j	2 / 1 j			5 / 1 a	19 / 1 a, 1 j		38 / 4 a, 3 j
Cerf	3 / 1 a, 1 j	3 / 1 a		2 / 1 a	1 / 1 a				9 / 4 a, 1 j
Cheval				1 / 1 a		1 / 1 a			2 / 2 a
Chevreuil	1 / 1 a			2 / 1 a		8 / 1 a	4 / 1 a, 1 j		15 / 4 a, 1 j
Cochon ou Sanglier							6 / 1 j		6 / 1 j
Elan							1 / 1 a		1 / 1 a
herbivore	1	2	4	8	1	10	15	4	45
petit herbivore				2				1	3
NR Total	14	8	6	15	2	24	45	5	121

Tab. 3 : Inventaire et dénombrement des taxons mammaliens identifiés à Dourges selon la position stratigraphique.
Tab 3: Listing and counting of mammalian taxa from Dourges according to the stratigraphical location.

Fémur Aurochs	Dourges	Biache (1)	Danemark (2)
Longueur totale	> 550		470-524
Longueur tête-condyles	530		440-482
Diamètre Transverse max proximal	188,5		157-183
Diamètre crânio-caudal tête	69,9	70,53	61-69
Diamètre Transverse min diaphyse	64,6		51-60
Diamètre Transverse distal	147		122-146

Tab. 4 : Dimensions comparées du fémur de l'Aurochs de Dourges avec celles des Aurochs pléistocènes de Biache-Saint-Vaast et holocènes du Danemark.
1 : Auguste, 1995 ; 2 : Degerbøl et Fredskild, 1970.
Tab. 4: Comparison of dimensions of the Wild Ox femur from Dourges with the Pleistocene population from Biache-Saint-Vaast and the Holocene population from Danemark.

les niveaux Bølling (4), Allerød (8, 9) et le niveau 11. Le Cerf est présent avec seulement 9 restes (7,4 %), durant le Bølling (4, 5) et l' Allerød (8). 6 ossements d'un très jeune Suidé ont été découverts dans le niveau 11. Le Cheval n'est représenté que par deux pièces et uniquement durant l'Allerød (8, 9). Enfin, un frontal d'Élan portant le départ de ses deux bois a été mis au jour dans le niveau 11.

L'Aurochs se singularise très nettement par une très grande massivité de ses os, indiquant des individus de très grande taille comparable à celles des animaux couramment rencontrés durant le Pléistocène. La pièce la plus spectaculaire découverte à Dourges, dans le Bølling, est un crâne malheureusement incomplet (toute la partie inférieure est détruite) mais néanmoins suffisamment démonstratif pour avoir une idée de la forme présente (photo 7). L'envergure de ce crâne, chevilles osseuses comprises, est d'environ 1 mètre sur 1 mètre. Un fémur sub-entier très massif a également été découvert dans le Bølling (photo 8). Les dimensions prises sur quelques pièces permettent de confirmer la très grande taille de l'Aurochs de Dourges, comparable aux très grandes formes du Pléistocène comme à Biache-Saint-Vaast (Auguste, 1995), et supérieur même aux plus gros Aurochs holocènes connus au Danemark (Degerbøl et Fredskild, 1970) (tab. 4 à 6). L'estimation de la hauteur au garrot de l'Aurochs de Dourges indiquerait des animaux pouvant atteindre une stature de 2 mètres.

Une autre pièce osseuse très importante est le crâne d'Élan provenant du niveau 11 (photo 9). Très rare en contexte archéologique mais également paléontologique,

Coxal Aurochs	Dourges	Biache (1)
Longueur acétabulum	95,6	95,13
largeur acétabulum	106	107,33

Tab. 5 : Dimensions comparées du coxal de l'Aurochs de Dourges avec celles des Aurochs pléistocènes de Biache-Saint-Vaast.
1 : Auguste, 1995.
Tab. 5: Comparison of dimensions of the Wild Ox coxal from Dourges with the Pleistocene population from Biache-Saint-Vaast.

Grand cunéiforme Aurochs	Dourges	Biache (1)
Diamètre dorso-plantaire	47	52,42 43,9-60,8
Diamètre transverse	39,4	34,87 27,9-40,0
Hauteur max	22,2	21,78 17,0-26,6
Hauteur min	12,4	13,29 10,4-16,2

Tab. 6 : Dimensions comparées du grand cunéiforme de l'Aurochs de Dourges avec celles des Aurochs pléistocènes de Biache-Saint-Vaast.
1 : Auguste, 1995.
Tab. 6: Comparison of dimensions of the Wild Ox large cuneiform from Dourges with the Pleistocene population from Biache-Saint-Vaast.

cet animal est présent en Europe du Nord-Ouest durant le Tardiglaciaire avant de disparaître en migrant vers des contrées plus boréales au début de l'Holocène (Street et Baales, 1999). Une datation directe par 14C a été tentée sans résultat sur ce crâne, le recours à une datation AMS s'impose de par la faible quantité de collagène présent.

Les associations de grands mammifères identifiées dans les différents niveaux de Dourges sont intéressantes et permettent d'effectuer des comparaisons avec d'autres faunes et de replacer ce gisement au sein du monde tardiglaciaire de l'Europe du Nord-Ouest. En effet, les niveaux Bølling livrent l'association Aurochs/Cerf/Chevreuil, indiquant un milieu de type forêt claire sous un climat tempéré. On retrouve cette même faune en particulier en Angleterre et en Belgique (Cordy, 1992 ; Charles, 1998). Les niveaux Allerød voient le Cheval s'ajouter à l'association précédente, composition très classique pour cette période (Street et Baales, 1999). Pour cette période, nous avons pu comparer directement la faune de Dourges avec celle,

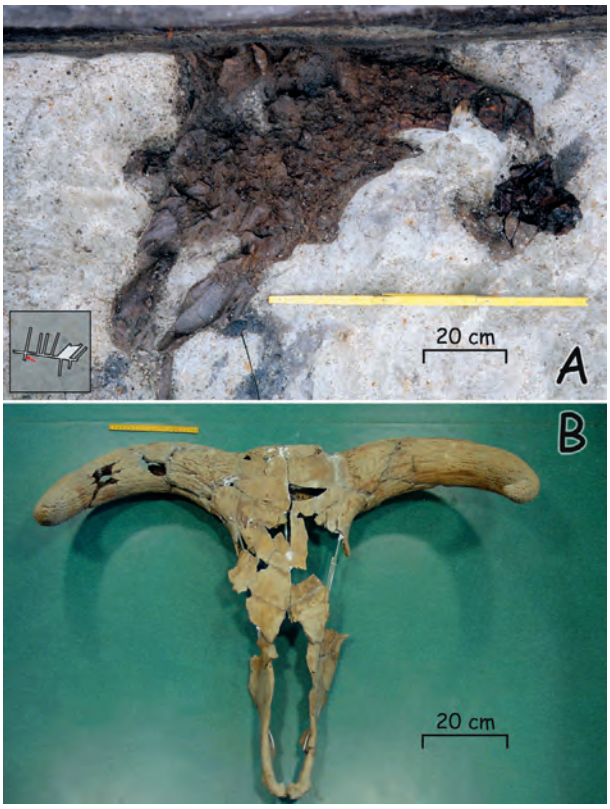


Photo 7 : Crâne d'Aurochs, Bølling, état *in situ* (A) et après restauration et chirurgie réparatrice (B). (photos : P. Millerat/AFAN et P. Auguste/CNRS).
Photo 7: Wild Ox skull, Bølling, in situ (A) and after restoration (B).

Photo 8 : Fémur d'Aurochs, Bølling (photo : P. Auguste/CNRS).
Photo 8: Wild Ox femur, Bølling.

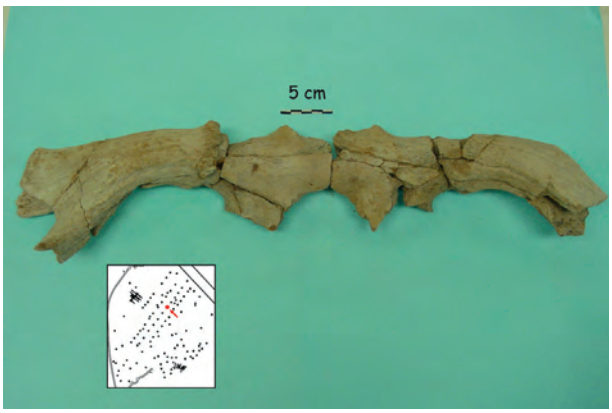


Photo 9 : Crâne d'Élan, Allerød ou Dryas récent (photo P. Auguste/CNRS).
Photo 9: Elk skull, Allerød or Younger Dryas.

Photo 10 : Site nord en cours de fouille manuelle, localisation du niveau archéologique *Federmesser* et du harpon magdalénien.
Photo 10: Digging of the north site, location of the Federmesser level and the Magdalenian harpoon location.

Photo 11 : Harpon magdalénien *in situ* au sommet du tuf Bølling, unité 4.
Photo 11: Magdalenian harpoon in situ at the top of the Bølling tufa, unit 4.

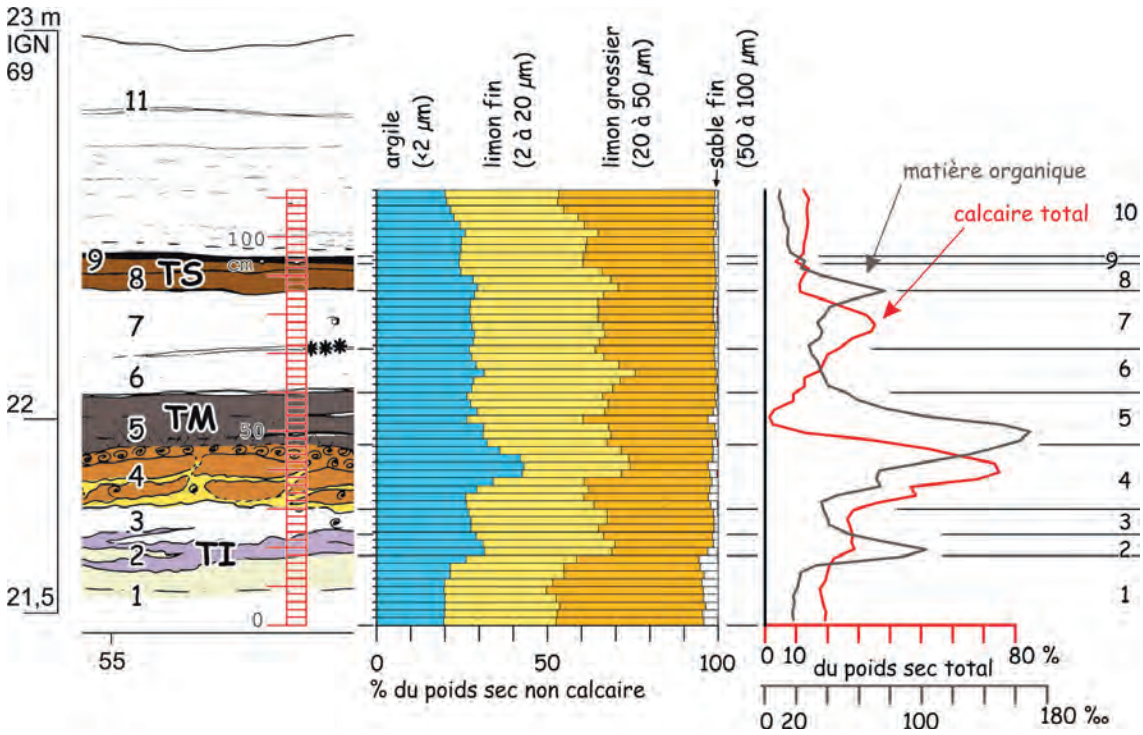


Fig. 9 : Analyses continue des sédiments (Laboratoire d'Analyses de Sols, INRA Arras).
Fig. 9: Continuous analyses of sediments.

encore inédite, provenant des fouilles de Paule Coudret et de Jean-Pierre Fagnart à Conty, dans la Somme. Il apparaît ainsi une totale similitude entre les deux gisements, avec en particulier un Aurochs de très grande taille et un Cheval proche de la dernière forme pléistocène connue, *Equus arcelini*. Le climat caractérisé par ces taxons est tempéré, mais pas forcément aussi clément qu'au Bølling, le paysage s'apparente à une mosaïque de prairies et de zones boisées.

La faune provenant du niveau problématique 11, associant l'Aurochs, le Chevreuil, l'Élan et un Suidé peut éventuellement être interprétée comme étant en position secondaire, après une reprise de dépôts Allerød durant le Dryas récent. Dans ce contexte, l'Élan a tout à fait sa place, celui-ci faisant partie de la faune présente durant l' Allerød comme par exemple en Rhénanie (Street et Baales, 1999). La datation du crâne d'Élan s'avère toutefois indispensable afin de pouvoir trancher définitivement.

5 - LES SITES ARCHÉOLOGIQUES

Deux zones ont été fouillées manuellement. La première, en bordure nord du marais, a livré des industries sur faune (fragment de pointe en os barbelée, fragment de sagaie) et quelques éléments d'industrie lithique caractéristique du *Federmesser*. Au même endroit, légèrement plus bas, a été trouvé un harpon magdalénien. La superposition des deux gisements montre clairement l'attractivité de cette rive, probablement en raison de sa pente marquée vers le plan d'eau ou le marais. La deuxième fouille manuelle, en bordure sud du marais de Dourges, a permis la découverte d'un amas de débitage au sommet du limon gris (unité 11, fig. 3). Ce troisième gisement n'a pu être daté.

5.1 - HARPON MAGDALÉNIEN

Le fragment de harpon (fig. 10) le plus ancien provient du site nord, immédiatement sous la tourbe médiane, au sommet du tuf calcaire (photos 10 et 11). Il a été daté de 11920 ± 50 BP (tab. 1), compatible avec les datations encadrant la limite tuf (4) tourbe (5) (12230 ± 70 et 12310 ± 70 BP, fig. 7). Un burin sur troncature (futur burin de Lacam) a été trouvé un peu plus loin vers le centre de la dépression dans l'unité stratigraphique 3 (sous-jacente à l'unité 4 ou a été trouvé le harpon). Ces deux objets isolés signalent la fréquentation de la zone par des Magdaléniens, pendant la sédimentation tuffacée des unités 3 et 4.

Le harpon a été travaillé dans un fragment d'os long de grand herbivore, très probablement de l'aurochs. L'état de surface est excellent, voire exceptionnel, toutes les traces de façonnage sont parfaitement observables à l'œil nu. L'embase est de type à échancrure, située à l'extrémité distale de cette partie de la pièce. Elle empiète légèrement sur la partie proximale du fût barbelé. Cette échancrure est de facture assez grossière et témoigne probablement d'une réfection après une fracture accidentelle du système de ligature du lien reliant l'armature à la hampe. Ce type d'embase est relativement rare, mais a déjà été observé par ailleurs (Julien, 1982). Les barbelures sont aménagées sur une

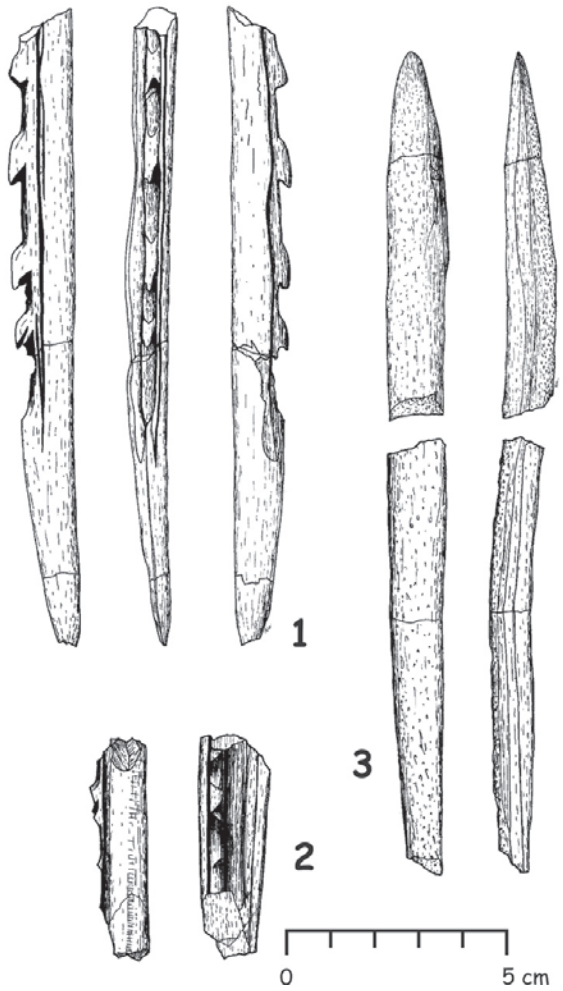


Fig. 10 : Pointes barbelées et sagaie. Dessins J. Lantoine (INRAP). 1) harpon magdalénien, 2) pointe en os barbelée *Federmesser*, 3) sagaie *Federmesser*.
Fig. 10: Barbed points and assegai.
1) Magdalenian harpoon, 2) Federmesser barbed bone point, 3) Federmesser assegai.

ailette qui fait saillie sur le fût sub-circulaire. Ces éléments essentiels ont été dégagés de l'ailette par incisions et enlèvements unilatéraux. La première barbelure est de plus petite dimension que les autres et elle pourrait avoir participé au système de ligature du lien après la réparation de l'embase. Cette hypothèse semble être confirmée par un petit surcreusement assez grossier de l'espace entre cette première barbelure et la suivante. La longueur de cette arme cassée (144 mm) témoigne de dimensions originelles dépassant largement la moyenne calculée (130 mm) pour l'ensemble des harpons entiers connus (Julien 1982). Conjointement aux caractéristiques de l'embase, c'est le style des barbelures et leur espacement sur le fût, qui autorisent le classement de la pièce magdalénienne dans la catégorie des harpons *sensu stricto* et de la rapporter au type A2 défini par M. Julien : pièce à un rang de barbelures moyennes relativement écartées. La présence de restes de poissons abondants dans les mêmes niveaux tuffacés, associée à la configuration topographique de la berge, rend plausible la perte de pièce lors de son utilisation pour la pêche (Julien, 1982), mais il est également possible que cette arme ait été utilisée pour la chasse aux grands herbivores dans les marais (Fagnart, 1997).

Outre cette pièce osseuse manufacturée, les niveaux Bølling ont livré 4 restes portant des marques anthropiques. Dans le niveau 4, un os long d'Aurochs est brûlé ; en 5, 2 bois de Cerf portent des indices nets de rainurages ayant très probablement été causés par l'extraction de baguettes ; au contact 4/5 et 8 (zone sud), une hémimandibule d'Aurochs porte des marques de découpe situées sous le processus condylaire, témoignant *a priori* d'une phase de dépeçage ou de désarticulation crâne/mandibule.

5.2 - HALTE DE CHASSE *FEDERMESSER*

Une fouille manuelle sur 1112 m^2 a mis en évidence, sur la rive nord, des vestiges fugaces mais exceptionnels, au sommet de l'unité stratigraphique 8 (horizon tourbeux supérieur brun) (fig. 3). Elle a été complétée par une fouille mécanisée (2434 m^2). Aucune structuration évidente ou latente n'est apparue. Cependant la nature même des découvertes (harpons, sagaies, armatures lithiques, ossements de grands mammifères dont un fragment d'os brûlé) et leur situation sur une zone légèrement plus haute en bordure de marais pourrait témoigner en faveur d'un site d'abattage d'herbivores. Il est intéressant d'observer ici une panoplie d'armes de chasse presque complète, avec ses pointes de flèche en silex à dos anguleux, sa sagaie et sa pointe en os barbelée (fig. 10). L'attribution culturelle est fournie par la pointe à dos anguleux et une lamelle à dos à fine retouche marginale qui toutes deux sont caractéristiques du techno-complexe à *Federmesser*, variante nordique du courant azilien. Ce techno-complexe apparaît en Europe septentrionale un peu avant l'interstade de l'Allerød et connaît son plein développement, en deux phases, lors de cette dernière oscillation tempérée (Fagnart, 1997). Cette attribution chrono-culturelle est en concordance avec les datations radiocarbones : 11680 ± 60 BP sur petits charbons de bois, dans le niveau archéologique lui-même et 11640 ± 60 à 11250 ± 70 BP au droit de la plus grande épaisseur de sédiment (tab. 1 et fig. 7).

La pointe barbelée est un fragment de fût de 50 mm de longueur. Elle a été fabriquée à partir d'un fragment de diaphyse de métatarsien d'Aurochs. Sa coloration brun clair est due au milieu tourbeux. Elle montre un état de surface remarquable qui permet l'observation à l'œil nu des traces de fabrication. Les barbelures ont été réalisées sur une sorte d'ailette en légère saillie sur le fût ; la gouttière longitudinale dorsale de l'os a été judicieusement mise à profit pour le dégagement de cette ailette. Les barbelures sont cassées, mais deux attaches sont encore discernables. Ici aussi, les barbelures ont été façonnées par des incisions et des enlèvements unilatéraux. Cette pointe en os barbelée devait être bien plus massive que le fragment de harpon magdalénien. Ce type d'arme est d'un type peu courant. Sa largeur de 11 mm est supérieure à la largeur de 7 mm, limite à partir de et sous laquelle (les observations

Photo 13 : Détail de la sagaie (photo J.M. PATIN/SRA).
Photo 13: assegai detail.

← **Photo 12 : Pointes barbelées et sagaie (photos D. Bossut/INRAP). 1) harpon magdalénien, 2) pointe en os barbelée *Federmesser*, 3) sagaie *Federmesser*.**
Photo 12: Barbed points and assegai.
1) Magdalenian harpoon, 2) Federmesser barbed bone point, 3) Federmesser assagai.

ethnoarchéologiques le prouvent) ces armatures barbelées sont fixes et souvent propulsées à l'arc (Weniger, 1992). Les caractéristiques de la zone marécageuse contemporaine, avec plan d'eau réduit (cf. *infra*) et l'absence de poissons semblent conforter l'hypothèse de la chasse.

Deux fragments d'une sagaie ont été trouvés à peu de distance l'une de l'autre (2 à 3 mètres). Ils se raccordent pour former une superbe pièce, presque complète (seule manque la base), d'une longueur totale de 183 mm (fig. 10 et photo 12). Elle est réalisée en bois de Cerf. La conservation en milieu tourbeux a donné une couleur brun clair à la pièce. L'état de surface est remarquable à tel point que tous les stigmates de fabrication sont visibles à l'œil nu. Le profil est presque rectiligne et la section sub-circulaire. Le travail de finition par polissage a fortement modifié le matériau naturel, de sorte que la *spongiosa* a pratiquement disparu. Les deux bords sont presque droits et parallèles et présentent les traces du travail de rainurage au burin de silex pour l'obtention d'une baguette dans le bois animal (*splitting and growing*). L'extrémité distale présente une pointe d'une acuité certaine, obtenue par l'amincissement progressif du fût sur les faces convexes (photo 13). Sur la partie mésiale de la sagaie, son profil est un peu courbe et tors, suite à la récupération des courbures anatomiques naturelles. La face externe montre une portion importante de *spongiosa*, tandis que la face interne est constituée de la *compacta*. Sur les deux bords, de très nettes stries parallèles dues au façonnage sont visibles. L'absence de base caractéristique rend impossible le classement dans un type précis.

Ce site paléolithique final est très intéressant à plus d'un titre. La faible densité et la nature des vestiges en font un site à « haute définition », dont l'analyse et l'interprétation sont aisées en comparaison des grands sites. Ces derniers n'étant le plus souvent que le résultat de la récurrence de fréquentation d'un lieu. Le site de Dourges permet, quant à lui, de percevoir une activité bien définie et très ponctuelle dans le temps, il s'agit presque d'un cliché instantané du passé. La situation géographique du site en Europe du Nord-Ouest est également primordiale, elle est un relais entre différentes régions et pays où ce techno-complexe à *Federmesser* (ou d'autres plus ou moins contemporains) est bien documenté : Bassin parisien, Picardie, Grande-Bretagne, Belgique, Pays-Bas, Rhénanie. Il apporte également un nouvel éclairage sur le problème des pointes barbelées et harpons de la vallée de l'Escaut (Bostyn et Vallin, 1986 ; Fagnart, 1997). En effet, c'est près d'une quinzaine de ces objets qui ont été découverts au 19ème siècle entre Isbergues et Anvers (Doize, 1952). Malheureusement on ignore pratiquement tout des conditions et contextes de ces découvertes anciennes.

5.3 - L'AMAS DE DÉBITAGE DE LA ZONE SUD

La zone sud a livré un amas de débitage associé aux ossements d'un aurochs. L'étude a permis le remontage (partiel) d'un rognon de silex, exploité dans l'optique d'une production laminaire (fig. 11). La matière première utilisée est un rognon de silex allongé d'une vingtaine de centimètres de long, doté d'irrégularités propres à ce silex issu de la craie locale. Le remontage concerne 20 pièces, réparties sur 3 m² environ et inclus dans un petit sol noir développé dans les 20 cm supérieurs de l'unité 11. Bien que le nucléus et les derniers produits extraits soient absents, il est possible d'entrevoir le schéma mis en place pour le débitage : après une régularisation rapide du rognon par enlèvements

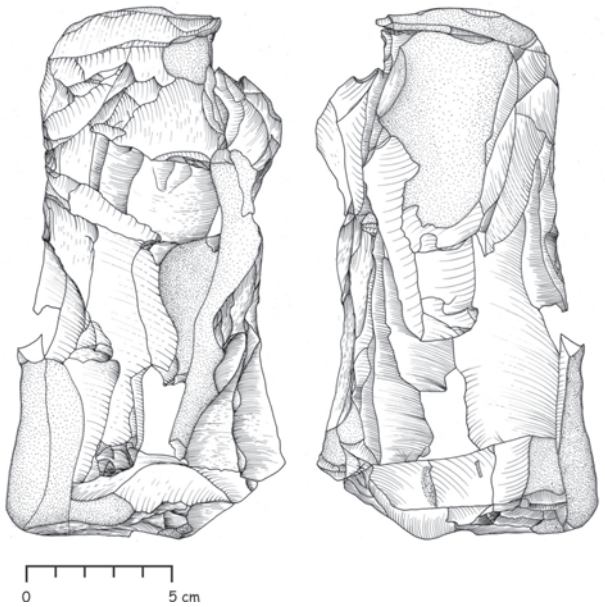


Fig. 11 : Remontage de l'amas de débitage, zone sud.
Dessin J. Lantoine (INRAP).
Fig. 11: Refit knapping place, southern area.

d'éclats sur la surface corticale et une tentative de pièce à crête partielle utilisant une convexité du bloc, le débitage est effectué successivement à partir de 2 plans de frappe opposés. Les stigmates visibles sur les produits plaident pour un débitage réalisé en percussion directe au percuteur dur, éventuellement en percussion directe à la pierre tendre pour certaines pièces. Le résultat est une production laminaire irrégulière, les produits sont courts et relativement épais, les accidents de taille sont nombreux.

Trois os d'Aurochs portent des marques de boucherie : un tibia présentant à la fois une fracturation associée avec des stries de découpe ; un fémur portant une strie sous la tête articulaire ; un fragment d'os long brûlé.

Le site n'a pu être précisément daté. Il est au sommet des formations du dépôt du Dryas récent (attribution chronologique de l'unité 11, cf. *infra*) et est scellé par une tourbe gallo-romaine. Qu'il soit de l'extrême fin du Tardiglaciaire ou du début de l'Holocène, il est resté très longtemps en surface et la faune associée s'est révélée impropre à une datation C14 (tab. 1). Par ailleurs aucune comparaison chrono-typologique satisfaisante n'a pu être réalisée, ni avec le Paléolithique supérieur final, ni avec le Mésolithique, ni avec le Néolithique.

5.5 - AUTRES TRACES ANTHROPIQUES

Le niveau 9 (fin de l'Allerød) a livré deux os portant des stigmates anthropiques : un os long d'Aurochs présentant les caractéristiques d'une fracturation pour l'extraction de la moelle, ainsi qu'un os brûlé.

6 - EVOLUTION DU « MARAIS DE DOURGES » AU COURS DU TARDIGLACIAIRE

L'ensemble des données présentées nous autorise à reconstituer l'évolution du marais au cours du Tardiglaciaire (fig. 12).

SOMMET DE L'UNITÉ 1

Dans une topographie héritée (cf. *supra* « système morphosédimentaire »), formant cuvette et talwegs discontinus, une sédimentation limoneuse précède le premier horizon tourbeux. Elle ne se différencie de la couverture loessique ni par son faciès, ni par sa granulométrie (loess typique) (fig. 9). Elle s'effectue dans un plan d'eau avec assèchements temporaires, avec toutefois des conditions humides suffisamment marquées pour que le sommet de l'unité constitue le troisième échantillon le plus riche en malacofaunes (éch. 16, fig. 8). Antérieure à la première datation C14 (12590 ± 150 BP), l'attribution chronologique de ce dépôt est incertaine : il pourrait s'agir du remaniement du loess local, non encore stabilisé par un sol au cours d'une phase initiale du Bølling. Toutefois rien n'exclut une attribution au Pléniglaciaire.

PREMIÈRE FORMATION TOURBEUSE : PETITE ZONE HUMIDE DANS LA CUVETTE AU DÉBUT DU BØLLING

Le premier épisode de turbification (HTI, unité 2) est daté de 12590 ± 150 BP, soit du début de l'interstade Bølling. Il s'effectue dans des conditions humides, certes, mais sans plan d'eau pérenne ni étendu comme l'indique la faible extension de l'unité 2 et son cortège de mollusques. L'humidité permet toutefois une décantation argileuse accrue par rapport au sédiment loessique sous-jacent (environ 30 % pondéral de la fraction non calcaire, fig. 9). Cet antagonisme apparent entre une humidité moindre et un taux d'argile plus important par rapport au sommet de l'unité 1 pourrait être expliqué par le développement d'une couverture végétale continue stabilisant les versants loessiques mais permettant la migration des particules les plus fines vers la zone basse.

EPISODE LACUSTRE ET DÉPÔT DE TUF

Les unités 3 et 4 sont au contraire, au cours du Bølling (12430 ± 90 à 12230 ± 70 BP), associées à un développement lacustre. Un plan d'eau pérenne prend son plein développement avec l'unité 4. La précipitation chimique tuffacée y est intense (jusqu'à 75 % du poids du sédiment sec, figure 9). Un pic marqué de sédimentation argileuse (plus de 40 % pondéral de la fraction non calcaire) implique une eau calme, voire stagnante, donnée concordante avec le fort développement des malacofaunes, tant en effectifs qu'en diversité (cf. *supra*). Le plan d'eau est étendu (de l'ordre d'une

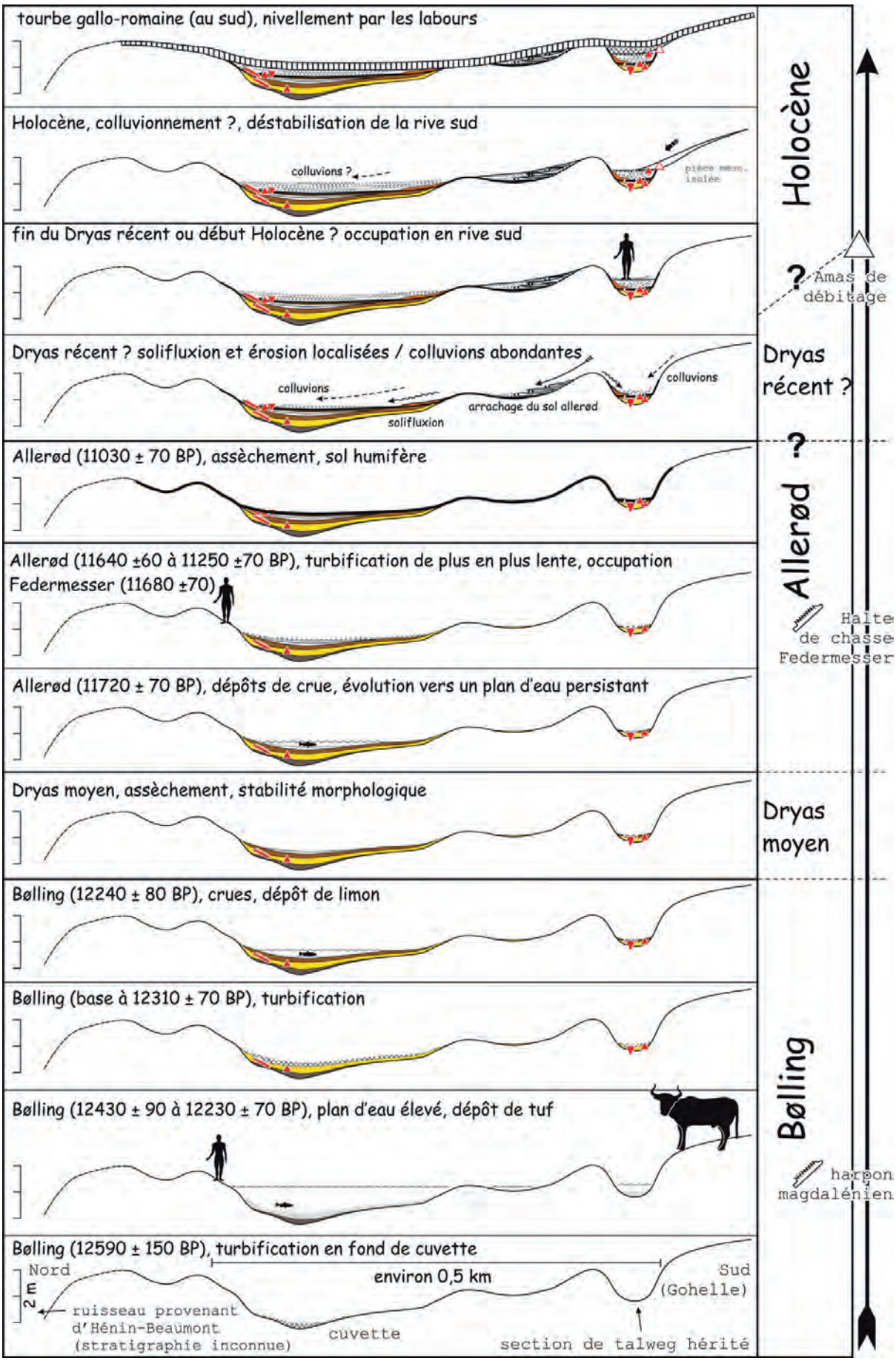


Fig. 12 : Evolution du marais depuis le Bølling.
Fig. 12: Marsh evolution since the Bølling.

dizaine d'hectares) mais peu profond. La topographie implique des connexions avec le réseau hydrographique et très vraisemblablement l'existence d'autres lacs contemporains dans les dépressions fermées de la région, à des altitudes proches (fig. 1). Brochets et perches y trouvaient un habitat idéal. Des aurochs fréquentaient la bordure du plan d'eau. L'attractivité du lieu sur les populations humaines est évidente. Les vestiges magdaléniens ont été trouvés dans les zones où la topographie du sédiment loessique engendrait les rives les mieux marquées : harpon en zone nord, associé à la tranche d'eau la plus importante (activité de pêche ?) et des éléments de faunes avec marques de boucherie en zone sud.

DEUXIÈME FORMATION TOURBEUSE DU BØLLING

La sédimentation lacustre est recouverte par une formation tourbeuse (HTM, unité 5) (12310 ± 70 BP). Les effectifs malacologiques chutent, la sédimentation carbonatée devient quasiment nulle. Le lac disparaît. Seule l'aire la plus profonde est composée d'un sédiment avec fibres végétales. Le fait témoigne de la fluctuation de la nappe (saisonnière ?) avec seules les parties les plus basses gardant une humidité constante.

La présence de lamines claires dans la formation, ainsi que de brusques variations dans le détail de la granulométrie, indique une zone soumise à des apports détritiques épisodiques (crues). La partie supérieure de l'unité 5 est beaucoup moins organique que sa base, témoignant de conditions moins favorables à la turbification. Le fait peut être interprété comme un relatif assèchement. Toutefois, la sédimentation calcaire s'accroît progressivement à partir de ce niveau (fig. 9), bien avant la limite avec l'unité 6. Il s'agirait donc plutôt d'une reprise des apports détritiques et calcaires, avec une augmentation de la vitesse de sédimentation limitant le caractère organique du dépôt.

FIN DU BØLLING : COURTES INONDATIONS

A la fin du Bølling (12240 ± 80 BP), un nouveau dépôt limoneux lité (unité 6) recouvre la formation tourbeuse. La sédimentation est alors majoritairement détritique. La présence de restes de poissons prouve la présence d'un plan d'eau connecté au réseau hydrographique. L'inondation est toutefois de courte durée puisqu'elle ne permet pas le développement des malacofaunes aquatiques. Le marais subit donc de courtes inondations successives correspondant à des crues, avec piégeage de l'ichtyofaune. Il pourrait s'agir d'une zone de fraye, ce qui impliquerait une aire de végétation herbacée inondée au printemps, avec peut-être une fréquence élevée du retour des crues.

LE DRYAS MOYEN : UN HIATUS SÉDIMENTAIRE

Les datations C14 révèlent un hiatus, entre les unités 6 et 7, correspondant à l'oscillation climatique froide du Dryas moyen (fig. 7 et 13). La limite correspond, sur le terrain, à un discret lit limoneux pulvérulent. L'épisode froid du Dryas moyen est donc également un épisode sec, sans apport sédimentaire ni turbification. Ce hiatus ne se marque pas dans les analyses granulométriques continues. L'abondance relative des poissons perçue à ce niveau (visibles en coupe, associés à la limite 6/7) ne peut s'expliquer ni par une recrudescence des inondations ni par l'assèchement d'un plan d'eau pérenne. Il pourrait s'agir simplement d'une concentration des restes antérieurs à la suite d'un remaniement superficiel du sommet de l'unité 6. La surface topographique du Dryas moyen serait alors peu ou mal protégée par la végétation (relative dénudation ?). Aucune autre altération ou structuration n'a été notée et aucune pédogenèse ne semble souligner ce hiatus sédimentaire, contrairement à celui de la fin de l'Allerød (cf. *infra*).

DÉBUT DE L'ALLERØD : RETOUR PROGRESSIF À DES CONDITIONS HUMIDES

L'unité 7, datée du début de l'Allerød (11720 ± 70 BP), présente un faciès très proche de celui de la fin du Bølling : limon discrètement lité, avec ichtyofaune. Son extension est similaire. Les analyses malacologiques et les mesures de calcimétrie montrent toutefois une bi-partition : la partie inférieure est comparable à 6, bien que légèrement plus calcaire, mais la partie supérieure correspond au second pic de sédimentation tuffacée (jusqu'à plus de 40 % pondéral) avec un nouveau développement de la malacocénose aquatique. Le fait témoigne du retour à un plan d'eau persistant sinon permanent au sommet de l'unité. Il est, cette fois, limité à la cuvette et se développe en continuité avec le régime de crues perçu dès la fin du Bølling.

SÉDIMENTATION TOURBEUSE DE L'ALLERØD

Comme au Bølling avec le passage des unités 4 à 5, le sédiment 7 passe à un dépôt tourbeux (unité 8, HTS brun). Son faciès est d'ailleurs similaire à la tourbe médiane 5 avec laquelle elle se confond latéralement, en l'absence des unités 6 et 7. Le taux de sédimentation décroît fortement et les quelques centimètres de la formation tourbeuse supérieure correspondent à une grande partie de l'Allerød. Le liséré sombre, proche de 9, au sommet de l'unité, suggère d'ailleurs un arrêt temporaire de la sédimentation tourbeuse. De plus, le diachronisme de la limite supérieure entre la date obtenue en périphérie de la cuvette dans le niveau *Federmesser* (11680 ± 60 BP) et au maximum de dilatation (11250 ± 70 BP) implique une sédimentation limitée à la seule zone basse à la fin de la période.

FIN DE L'ALLERØD : ASSÈCHEMENT DE L'*INTRA ALLERØD COLD PERIOD* ET SOL HUMIFÈRE

La fin de l'Allerød présente un bilan sédimentaire faible : à peine quelques centimètres entre le sommet

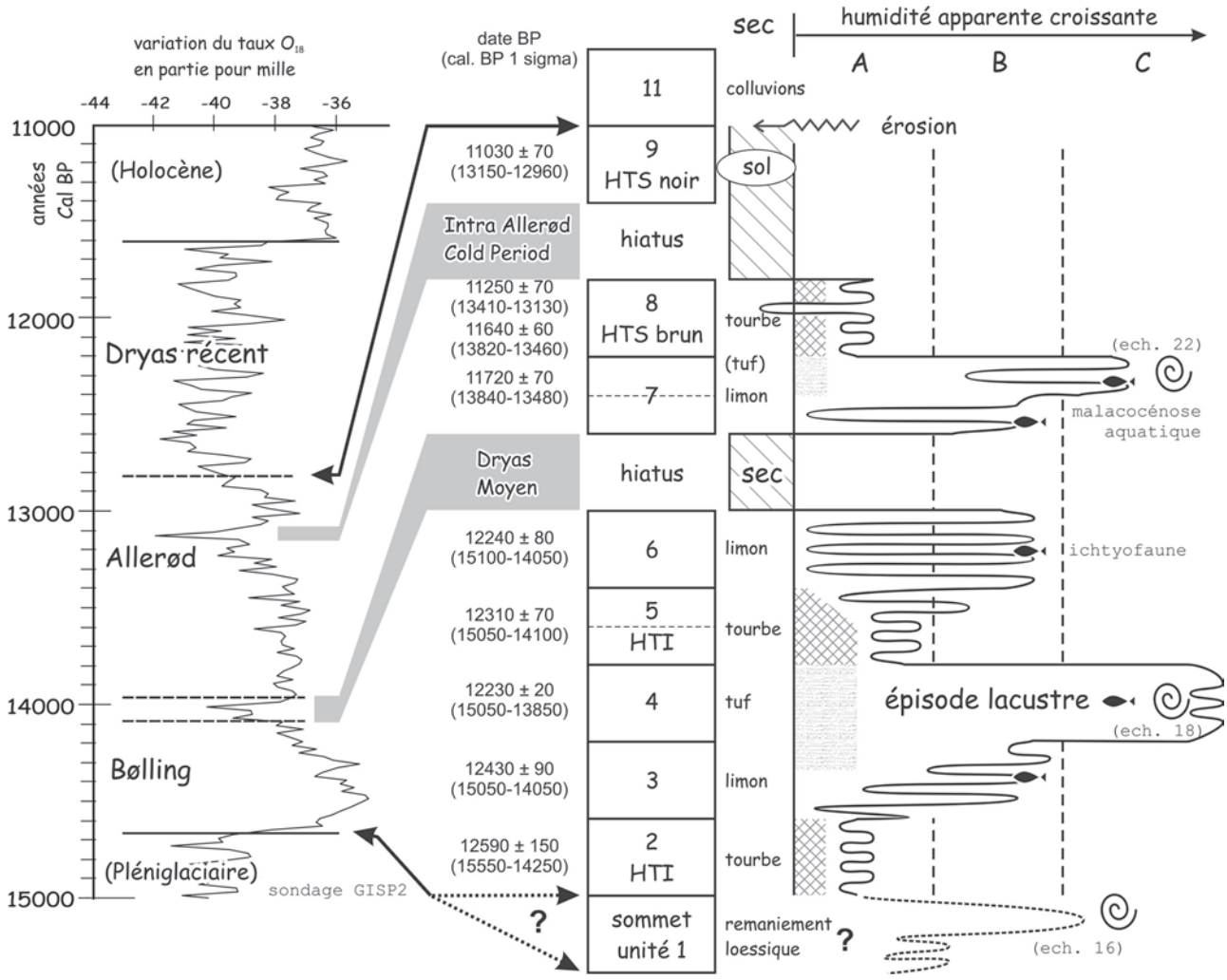


Fig. 13 : Evolution hydrologique du marais de Dourges et comparaison avec les variations O18 dans les glaces du sondage GISP2.
A) zone humide, possible petit plan d'eau saisonnier, sédimentation tourbeuse, B) plan d'eau temporaire avec présence de poissons, connexions avec le réseau hydrographique en période de crue, sédimentation majoritairement détritique, C) plan d'eau pérenne ou bien développé sur l'année, malacocénose aquatique, connexions durables avec le réseau hydrographique, sédimentation à dominante tuffacée.
Fig. 13: Hydrological evolution of the Dourges marsh versus O18 variations of the ice core GISP 2.
A) humid zone, seasonal water body, peat accumulation, B) temporary waterbody with fishes, link with river pattern during floods, mainly detritic deposits, C) permanent water body, aquatic malacocoenosis, permanent link with river pattern, tufaceous sedimentation.

de l'unité 8 daté de 11250 ± 70 et l'unité 9 (horizon tourbeux supérieur noir) datée de 11030 ± 70 BP. La genèse de l'horizon sombre n'est pas liée à des conditions humides. Il se développe sur la totalité de la zone sondée. Il est interprété comme un horizon superficiel de sol humifère (prairie ?).

PHÉNOMÈNES ÉROSIFS LOCALISÉS ATTRIBUÉS AU DRYAS RÉCENT

L'unité 11 se dépose sur l'horizon noir de l'Allerød (unité 9) sans érosion perceptible, à l'exception toutefois de deux phénomènes localisés :

a) Vers la périphérie de la cuvette nous observons sur quelques zones à pentes fortes un limon vivement coloré (oxydation, couleur orangé), délimité en partie supérieure (non systématiquement) et inférieure (systématiquement) par un horizon sombre en continuité avec l'horizon noir Allerød. Son épaisseur est modérée. Il peut présenter un bourrelet convexe dirigé vers le bas. Une coupe du site nord présente une succession de deux de ces dépôts. Autant de caractéristiques qui permettent d'interpréter l'unité 11 comme résultant d'un phénomène de solifluxion progressant sur l'horizon humifère et soulevant le chevelu racinaire. La texture limoneuse, particulièrement gélive, a favorisé le phénomène (Bertran et Coutard, 2004) qui reste cependant extrêmement localisé.

b) Quelques sondages ont clairement montré le démantèlement de l'horizon humifère Allerød par des écoulements fluviatiles (photo 5). Ils se situent dans l'axe du débouché d'un talweg descendant du versant (fig. 5). Les niveaux sous-jacents sont incisés et réintégrés à l'unité 11, expliquant les variations rapides de couleur et de calcimétrie de ce dernier. En bordure sud du marais, sur la zone fouillée, la base de l'unité 11 est sableuse et litée. Le talweg est donc emprunté par des écoulements provenant du versant qui, ici, ne suffisent

toutefois pas à inciser le sol. A cet endroit, les phénomènes de solifluxion précèdent les écoulements fluviatiles.

Nous assistons donc à une phase de déstabilisation du versant qui affecte ponctuellement le sol de l'Allerød par un gélifluxion puis par une érosion fluviatile. Les colluvions contribuent à protéger les formations antérieures.

EVOLUTION ULTÉRIEURE

Le limon gris (unité 11), interprété comme colluvions, est irrégulier en épaisseur. Il tend à combler et niveler la microtopographie. La base est corrélative d'une déstabilisation des versants limoneux au Dryas récent. La granulométrie de la partie inférieure de l'unité indique une baisse du taux d'argile (20 % pondéral) après des taux systématiquement à plus de 25 % dans les sédimentations lacustres et palustres précédents (fig. 9). Si ce n'est la très faible part de la fraction sableuse, nous retrouvons là les caractéristiques du sédiment loessique antérieur. L'unité 11 est issue du remaniement de la couverture loessique, avec dépôt des sables en pied de versant (faciès plus sableux rencontré en zone sud, cf. la base plus claire de l'unité 11 sur la photo 4). L'unité est attribuée au Dryas récent. Toutefois un diachronisme de l'unité est très probable : l'accumulation limoneuse a pu continuer dans les zones les plus basses au cours de l'Holocène, en particulier en liaison avec la mise en culture du versant et avec son occupation dense au cours de la Protohistoire (Prilaux et Favier, 2001).

Le petit talweg relique au pied du versant a connu une péripétie supplémentaire : encore sensible dans la topographie, il accueille une tourbe calcique gallo-romaine (déposée sous commande anthropique ?). Elle a protégé le sol sommital de l'unité 11 et son contenu archéologique.

7 - UNE ZONE TÉMOIN DES VARIATIONS D'HUMIDITÉ AU TARDIGLACIAIRE

7.1 - UN ENREGISTREMENT ORIGINAL LIÉ AUX FLUCTUATIONS DE LA NAPPE

La série sédimentaire du Marais de Dourges montre donc une accumulation de trois types de sédiments déposés dans une dépression fermée ou épisodiquement connectée avec le réseau hydrographique : limon tourbeux (unités 2, 5 et 8, présence d'une nappe phréatique affleurante), dépôt limoneux de crue (unité 3, 6, 7 inf.) et dépôt tuffacé dans un plan d'eau pérenne (unité 4 et, dans une moindre mesure, unité 7 sup.). L'absence d'incision lors des basculements climatiques (Pléniglaciaire/Bølling, Allerød/Holocène), la surreprésentation des phases chaudes et la variété des faciès rend ce bilan différent de celui des remplissages de chenaux étudiés dans les régions voisines (Antoine *et al.*, 2002 ; Pastre *et al.*, 2002 ; Huisink, 1997, 2000) ou même dans la vallée de la Deûle elle-même (Deschodt *et al.*, 2004). La raison en est bien évidemment l'isolement du marais par rapport au réseau hydrographique. S'il n'en est pas totalement indépendant, il reste toutefois à l'abri des métamorphoses fluviales. Dans ces conditions, et en l'absence d'apports éoliens ou de versant, la sédimentation dans le marais est commandée par la fluctuation d'un plan d'eau alimenté principalement par la nappe. Le niveau de cette dernière est un bilan entre les précipitations et l'évapotranspiration, avec des cycles saisonniers (période végétative, répartition annuelle des précipitations et leur possible stockage sous forme de neige dans le cas de saisons contrastées). Fort de ce schéma théorique, nous pouvons essayer d'analyser les dépôts et hiatus observés dans le Marais de Dourges. L'analyse présentée *infra* est concordante avec la synthèse proposée pour les Pays-Bas par Bohncke et Vandenberghe (1991) (fig. 14), et à plus longue distance, avec les variations du niveau du lac de Montilier en Suisse (Magny et Richoz, 2000).

7.2 - FROID ET SEC (DRYAS MOYEN, *IACP*)

Les épisodes froids du Dryas moyen et de l'*Intra Allerød Cold Period* se caractérisent par une nappe phréatique basse et l'absence de dépôts. Une observation similaire (hiatus du Dryas moyen) a été faite sur une tourbière de basse terrasse dans la vallée de la Mark (Pays-Bas) (Bohncke *et al.*, 1987 ; Vandenberghe *et al.*, 1987). Les auteurs évoquent une cause morphologique (incision du lit mineur proche) pour expliquer un léger abaissement de la nappe. En l'absence d'une incision contemporaine dans la vallée de la Deûle (elle n'a pas été détectée dans le chenal passant à Houplin-Ancoisne, Deschodt *et al.*, 2004), une cause climatique est à privilégier.

7.3 - CHAUD ET PARFOIS SEC (FIN DE L'ALLERØD)

Les interstades chauds ne sont pas pour autant toujours marqués par des conditions humides. Ainsi la fin de l'Allerød (11030 ± 70 BP) paraît sec. La nappe est trop basse pour permettre la formation d'une tourbe. Un sol humifère (environ 2 cm épaisseur) recouvre l'ensemble de la zone. Il est postérieur à 11250 ± 70 BP et scelle le hiatus attribué à l'*Intra Allerød Cold Period*. De faciès uniforme quelque soit sa position topographique, il n'est pas lié à des conditions humides. Il est déjà précédé d'une tendance à la sécheresse sensible à travers le ralentissement du taux de sédimentation et le diachronisme du sommet de l'unité 8 (plus ancien en bordure du marais où la sédimentation s'arrête plus précocement, cf. datation du niveau *Federmesser* à 11680 BP). Le phénomène est à rapprocher de la nette tendance à la sécheresse observée dans les cortèges de malacofaunes des fonds de vallée du bassin parisien (Limondin-Lozouet, 2002).

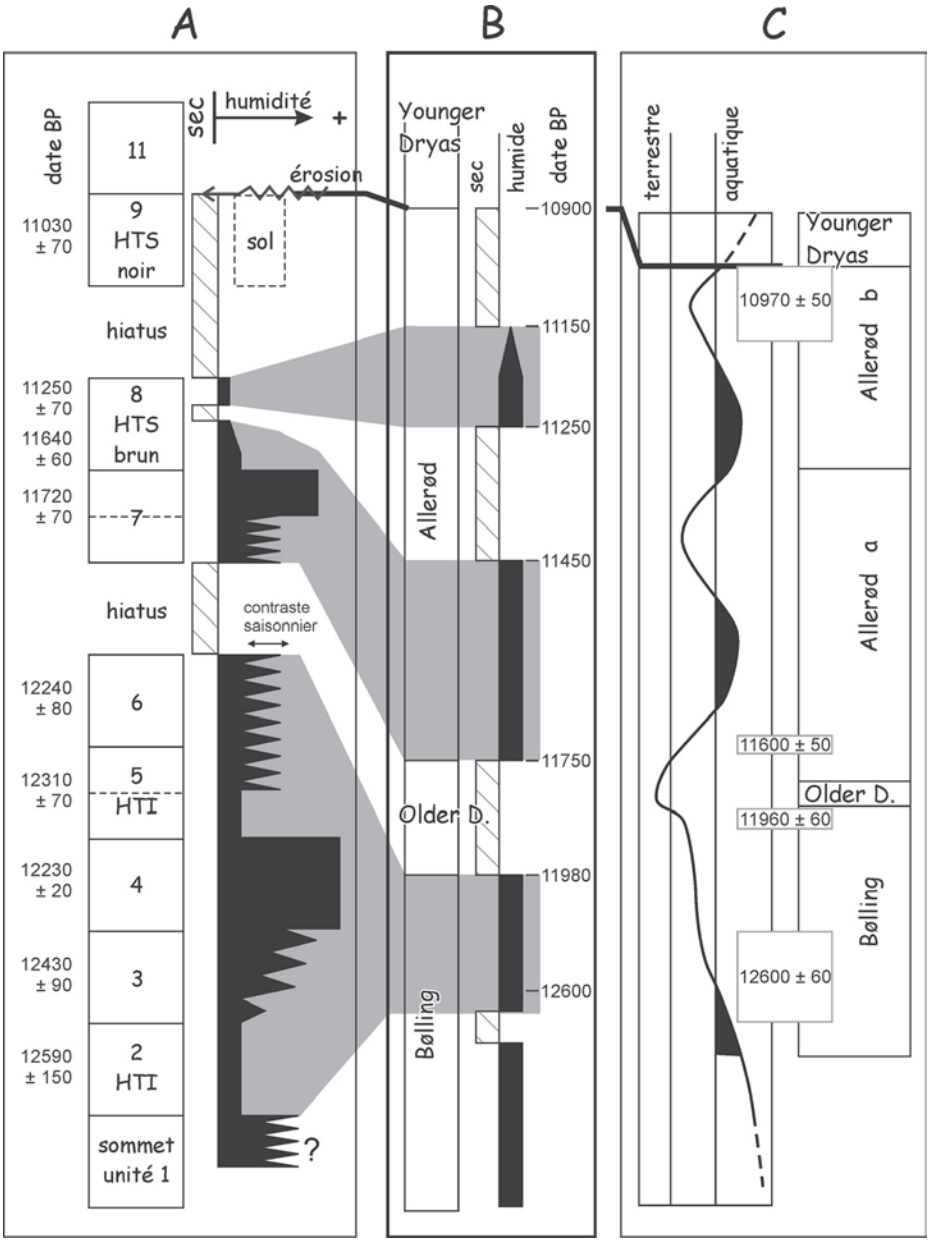


Fig. 14 : Evolution hydrologique du marais de Dourges et de comparaison avec les données des Pays-Bas.
A) marais de Dourges, B) synthèse pour le sud des Pays-Bas (d'après Bohncke et Vandenberghe, 1991), C) variation d'humidité (environnement aquatique ou terrestre) d'une tourbière de basse terrasse (Notsel, vallée de la Mark), d'après les données palynologiques et entomologiques (d'après Bohncke *et al.*, 1987).
Fig. 14: Hydrological evolution of the Dourges marsh versus Netherlands data.
A) Dourges marsh, B) Southern Netherlands synthesis (according to Bohncke and Vandenberghe, 1991), C) backswamp peat humidity variation (aquatic to terrestric environnement) on a low terrace (Notsel, Mark valley), from palynological and entomological data (according to Bohncke et al.*, 1987)*

7.4 - CHAUD ET TRÈS HUMIDE (BØLLING, REMONTÉE DE LA NAPPE)

Il est probable que l'épisode lacustre, avec une nappe phréatique particulière haute au Bølling ait pu être favorisé (outre des précipitations abondantes) par l'inertie du développement de la couverture végétale (et donc de l'évapotranspiration) vis à vis de l'évolution climatique rapide (Limondin *et al.*, 2002). Dans cette hypothèse, la succession des unités 2 et 3 serait liée à la remontée de la nappe au début du Bølling, les carbonates issus de l'environnement crayeux de la Gohelle pouvait se concentrer et précipiter en abondance dans un plan d'eau peu profond et stagnant. Les dates obtenues dans cette partie de la coupe (12590 ± 150 BP sur l'unité 2, 12430 ± 90 et 12230 ± 70 BP sur les unités 3 et 4) indiquent d'ailleurs une contemporanéité avec le début des remplissages des chenaux en contexte strictement fluviatile. Dans le bassin parisien de nombreuses datations ont donné des résultats aux environs de 12400/12300 BP. La date la plus ancienne (12540 ± 110 BP) a été obtenue à Houdancourt dans la vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2003). Notons sa proximité, non seulement avec la première formation

tourbeuse de Dourges, mais aussi avec le début du comblement du chenal de la Deûle à Houplin-Ancoisne : 12560 ± 100 BP (Deschodt *et al.*, 2004).

7.5 - UN RÉGIME DE CRUES (FIN DU BØLLING, DÉBUT DE L'ALLERØD)

Le marais de Dourges a été soumis à un dépôt de limon détritique. La présence de poissons mais l'absence de mollusques aquatiques (unités 3, 6, 7 inf.) impliquent des inondations brèves. Nous interprétons ces unités comme des dépôts d'inondations dues à des crues répétées mais courtes. Trois évolutions climatiques peuvent les expliquer :

(a) une augmentation des précipitations annuelles avec un débordement hivernal ou printanier des rivières suite à l'alimentation des cours d'eau par la nappe (ce schéma correspond au fonctionnement actuel du réseau hydrographique régional qui, sous climat océanique tempéré, est directement tributaire de la nappe phréatique et de sa recharge : Duchesne *et al.*, 2000) ;

(b) une continentalisation du climat avec stockage hivernal des précipitations et fonte printanière brutale ;

(c) une récurrence accrue des précipitations orageuses de forte intensité (la région est en effet sensible à ce phénomène : Duchesne *et al.*, 2000).

La transition observée entre les dépôts de crues et les maxima hydrologiques (passage de l'unité 3 vers l'unité 4 ou de l'unité 7 inférieure vers l'unité 7 sup.) est progressive, avec, surtout, une augmentation du taux de carbonate (fig. 9). Nous pensons donc qu'il s'agit d'un passage de crues saisonnières de courte durée vers des inondations plus longues, alimentées par une nappe phréatique haute. L'étalement des inondations dans le temps et vers la belle saison a favorisé la sédimentation tuffacée. Un plan d'eau permanent ou au moins persistant une grande partie de l'année (unité 4 et 7 sup.) en constitue le développement extrême.

La récurrence de crues constatées peut être mise en parallèle avec les inondations épisodiques observées sur une basse terrasse à Bosscherheide aux Pays-Bas. Comme à Dourges, elles débutent à la fin du Bølling (après 12100 ± 70 BP), s'arrêtent au Dryas moyen et reprennent au début de l'Allerød (Bohncke *et al.*, 1993). La vallée de la Selle (bassin de la Somme) semble être soumise au même régime hydrologique avec un exhaussement du fond de vallée, au cours de l'Allerød, témoignant de crues et d'une charge limoneuse dans les cours d'eau (Antoine *et al.*, 2003). Toutefois, aucune phénomène équivalent n'a été observé sur la Deûle elle-même, plus en aval, où les alluvions sont confinées au lit mineur, encaissé entre les terrasses loessiques pléniglaciaires (Deschodt *et al.*, 2004).

CONCLUSION

1) Entre les régions de la Gohelle et du Pévèle, l'extrémité orientale du bassin versant de la Deûle présente des dépressions fermées héritées du Pléniglaciaire weichsélien.

2) En l'absence de réseau hydrographique hiérarchisé, les dépressions ont vu se développer au cours du Tardiglaciaire une succession de formations palustres (avec turbification), de dépôts d'inondations (limon détritique), des plans d'eau persistants ou pérennes (précipitation de tuf). Cette sédimentation discontinue est commandée par les fluctuations de la nappe phréatique et donc par le bilan précipitation-évapotranspiration. L'étude de ce système morpho-sédimentaire original, à l'écart des grands systèmes fluviaux, est complémentaire des enregistrements de chenaux et contribue à la reconstitution paléo-climatique de la fin du Weichsélien.

3) Le maximum d'humidité est daté du Bølling. A l'opposé, le Dryas moyen et la fin de l'Allerød apparaissent secs. Un régime d'inondations se développe à la fin du Bølling et au début de l'Allerød. La péjoration froide du Dryas récent déstabilise les versants et provoque l'apport de colluvions. Elle marque une rupture avec le fonctionnement précédent.

4) Le marais de Dourges était particulièrement attractif pour la grande faune et les populations du Paléolithique. Le gisement de Dourges a permis de mettre en évidence la présence de l'Aurochs, particulièrement massif, et de l'Elan. Groupes de culture magdalénienne puis *Federmesser* se sont succédés, conformément à nos connaissances actuelles sur la recolonisation de la région à la fin des temps glaciaires. Ils ont abandonné un mobilier remarquable (harpon, pointe en os barbelée, sagaie).

5) Le marais de Dourges n'est pas un cas exceptionnel. A proximité, de nombreuses petites dépressions discrètes permettent de supposer la répétition du phénomène morpho-sédimentaire. La région offre dont un fort potentiel archéologique et paléontologique. De plus, l'existence de formes plus vigoureuses (Carvin-Epinoy, fig. 1), voire encore en eau dans la plaine de la Scarpe voisine (Mer-de-Flines) laisser présager la présence d'enregistrements sédimentaires contemporains dilatés et détaillés.

REMERCIEMENTS

Le professeur A.V. Munaut n'a pu nous accompagner jusqu'à la conclusion de ce travail. Son départ laisse un grand vide, tant scientifique qu'humain.

Nous remercions P. Antoine et J. Sommé qui sont venus sur le terrain nous apporter leur aide et leurs conseils. Merci à J. Chung pour la relecture du résumé anglais. Nos meilleurs souvenirs à Tadich Eréo.

BIBLIOGRAPHIE

ADAM, W., 1960 - *Mollusques terrestres et dulcicoles. Faune de Belgique*, Mollusques, T.1, Bruxelles, 402 p.

ANTOINE, P., MUNAUT, A.V., LIMONDIN-LOZOUET, N., PONEL, P. et FAGNART, J.P., 2002 - Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la

France). Processus et bilans sédimentaires. *In* J.P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, 15-27.

AUGUSTE, P., 1995 - *Cadres biostratigraphique et paléoécologique du peuplement humain dans la France septentrionale durant le Pléistocène. Apports de l'étude paléontologique des grands mammifères du gisement de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais)*. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 5 vol., 724 p.

BERTRAN, P. et COUTARD, J.P. 2004 - Solifluxion. *In* P. Bertran (dir.), *Dépôts de pentes continentaux. Dynamique et faciès*. *Quaternaire*, Hors Série n°1, 84-109.

BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J., COOPE, R. et REILING, R. 1987 - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian late Glacial. *Boreas*, 16, 69-85.

BOHNCKE, S. et VANDENBERGHE, J., 1991 - Palaeohydrological in the southern Netherlands during the last years. *In* L. Starkel, K.L. Gregory, J.B. Thornes (Eds), *Temperate Palaeohydrology.* Wiley and Sons Ltd, 253-281.

BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J. et HUIJZER, A.S., 1993 - Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Maas valley, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 72, 193-210

BOSTYN, F. et VALLIN, L., 1986 - L'outillage préhistorique en os de la région Nord-Pas-de-Calais. Inventaire et aspects techniques. *Gallia Préhistoire*, 29 (1), 193-215.

CHARLES, R., 1998 - *Late Magdalenian Chronology and Faunal Exploitation in the North-Western Ardennes*. BAR International Series 737, 246 p.

CORDY, J.-M., 1992 - Le contexte faunique du Magdalénien d'Europe du Nord-Ouest. *In* H. Laville, J.-Ph. Rigaud et B. Vandermeersch (eds.) « *Le peuplement magdalénien. Paléogéographie physique et humaine* », CTHS, Paris, 165-175.

DEGERBØL, M., FREDSKILD, B., 1970 - The Urus (*Bos primigenius* Bojanus) and Neolithic domesticated cattle (*Bos taurus domesticus* Linné) in Denmark, with a revision of *Bos* remains from kitchen middens. *Det Kongelige Danske Videnskevernes Selskab , Biologiske Skrifter*, 17 (1), 1-234.

DESCHODT, L. et BLANCQUAERT, G. 2000 - *Plate-forme multimodale de Dourges, campagne de pré-sondages. Reconnaissance du contexte sédimentaire*. *62274007AH*, AFAN, SRA Nord-Pas-de-Calais, 41 pages, rapport non publié.

DESCHODT, L., SALVADOR, P.G. et BOULEN, M, 2004 - Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France). *Quaternaire*, 15 (3), 269-284.

DOIZE, R., 1952 - Quelques objets maglemôsiens trouvés en Belgique. *Bulletin de la Société Royale Belge d'études géologiques et archéologiques*, 15, 1-12.

DUCHESNE, C, LAGANIER, R. et ROUSSEL, I., 2000 - Vulnérabilité d'un hydrosystème fortement anthropisé : l'exemple du bassin minier Nord-Pas-de-Calais. *In* J.-P. Bravard (dir.) *Les Régions Françaises face aux extrêmes hydrologiques. Gestion des excès et de la Pénurie*. SEDES, 165-189.

EVANS, J.G., 1972 - *Land snails in archaeology*. Seminar Press, London and New York, 436 p.

FAGNART, J.P., 1997 - *La fin des Temps glaciaires dans le nord de la France. Approches archéologiques et environnementale des occupations humaines du Tardiglaciaire*. Mémoires de la Société Préhistorique Française, 24, 270 p.

HUISINK, M., 1997 - Late-glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change: the Maas, southern Netherlands. *Journal of Quaternary Science*, 12 (3), 209-223.

HUISINK M., 2000 – Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. *Sedimentary Geology*, 133, 115-134.

JULIEN, M., 1982 - Les Harpons magdaléniens. *XVIIe supplément à Gallia Préhistoire*, éditions du CNRS, Paris.

KERNEY, M.P., CAMERON, R.A.D., JUNGBLUTH, J.H., 1983 - *Die Landschnecken Nord-und Mitteleuropas.* Paul Parey, Hamburg und Berlin, 384 p.

LIMONDIN, N., 1995 - Late-glacial and Holocene Malacofaunas from Archaeological Sites in the Somme Valley (North France). *Journal of Archaeological Science*, 22, 683-698.

LIMONDIN-LOZOUET, N. et ANTOINE, P., 2001 - Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and Early Holocene fluvial sequence at Conty (Northern France). *Boreas,* 30*,* 148-164.

LIMONDIN-LOZOUET, N., 2002 - Impact des oscillations climatiques du Tardiglaciaire sur l'évolution des malacofaunes de fonds de vallée en Europe du Nord-Ouest. *In* H. Richard et A. Vignot (dir.) *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest*. Presses Universitaires Franc-Comtoises, Annales Littéraires 730, Besançon, 45-51.

LIMONDIN-LOZOUET, N, BRIDAULT, A., LEROYER, C., PONEL, P., ANTOINE, P., CHAUSSE, C., MUNAUT, A.V. et PASTRE, J.F., 2002 - Evolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques. *In* J.P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, 2002, 45-62.

LORIN, Y., 2003 - *Douvrin, sondages archéologiques, diagnostic 6215043601AH*, INRAP, SRA Nord-Pas-de-Calais, rapport non publié.

MAGNY, M. et RICHOZ, I., 2000 - Lateglacial lake-level changes at Montilier-Strandweg, lake Morat, Switzerland, and their climatic significance. *Quaternaire*, 11 (2), 129-144.

MARCY, T., 2002 - *Carvin, sondages archéologiques*, INRAP, SRA Nord-Pas-de-Calais, rapport non publié.

PASTRE, J.F., LEROYER, C., LIMONDIN-LOZOUET, N., ORTH, P., CHAUSSE, C., FONTUGNE, M., GAUTHIER, A., KUNESCH, S, LE JEUNE, Y. et SAAD, M.C., 2002 - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). *In* J.P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les Fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*. Errance, 15-27.

PASTRE, J.-F., LIMONDIN-LOZOUET, N., LEROYER, C., PONEL, P. et FONTUGNE, M., 2003 - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews*, 22, 2177-2188.

PRILAUX, G. et FAVIER, D., 2001 - Dourges « Le Marais de Dourges ». Occupations protohistoriques et gallo-romaines, 62274012 AH, AFAN, SRA Nord-Pas-de-Calais, 44 pages, rapport non publié.

STREET, M. et BAALES, M., 1999 - Pleistocene / Holocene changes in the Rhineland fauna in a northwest European context. *In* N. Benecke (ed.) « *The Holocene history of the European Vertebrate Fauna. Modern aspects of research* ». *Archäologie in Eurasien*, 6, 9-38.

TEHEUX, E. et DESCHODT, L., 2000 - *Dourges, plate-forme multimodale. Rapport des évaluations paléolithiques à Hénin-Beaumont. Sites n°62427025 AH et 62427027 AH.* AFAN, SRA Nord-Pas-de-Calais 2000, 28 p., rapport non publié.

VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W et ZILVERBERG, L, 1987 - Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley developpement during the Weichselian and Holocene. *Boreas*, 16, 55-67.

VAN HUISSTEDEN, J., VAN DER VALK, L. et VANDENBERGHE, J., 1986 - Geomorphological evolution of a lowlands valley system during the Weichselian. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 207-216.

WENIGER, G.C., 1992 - Function and form: an ethnoarchaeological analysis of barbed points from northern hunter-gatherer. *Ethnoarchéologie : justification, problèmes, limites. XIIe Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes*, éditions APDCA, Juan-les-Pins, 257-268.