
La plaine de la Scarpe : héritages morpho-stratigraphiques pléistocènes

L. Deschodt

Guide de l'excursion de la Société Géologique du Nord
25 mars 2015

Table des matières

1- Présentation du bassin versant et de la plaine.....	1
1.1 Le bassin de la Scarpe-Scarbus.....	1
1.2 La Capture anthropique de la Scarpe et problèmes de dénomination induits.....	5
1.3 Gazoduc Scarpe (résumé).....	6
2- Arrêt n°1 / Coutiches, bordure nord de la plaine.....	10
2.1 Morphologie.....	10
2.2 Les formations fluviales pléistocènes.....	12
2.3 Les formations éolienne pléistocènes.....	16
2.4 Le ruisseau de Coutiches.....	17
3- Arrêt n°2 / la dune du Câtelet.....	21
3.1 Morphologie.....	21
3.2 Le cours du Câtelet.....	22
3.3 La Dune du Câtelet.....	22
4- Arrêt n°3 / le méandre de Vred.....	25
4.1 Partie aval.....	25
4.2 Partie amont.....	26
4.3 Une structure de franchissement.....	28
4.4 Commentaires et interprétations.....	29
5- Synthèse sur la plaine de la Scarpe.....	32
5.1 La plaine ante-pléniglaciaire.....	32
5.2 La plaine Pléniglaciaire.....	32
5.2.1 Sur les données disponibles.....	32
5.2.2 Morphologie et héritages : l'apport du gazoduc.....	32
5.2.3 Morphologie et héritages : l'apport du Lidar.....	33
5.2.4 Discussion sur la chronologie des modelés.....	34
5.2.5 Le Pléniglaciaire inférieur.....	34
5.2.6 Le Pléniglaciaire moyen.....	34
5.2.7 Le Pléniglaciaire supérieur.....	35

Index des illustrations

Illustration 1 - Localisation du bassin Scarpe-Scarbus dans le Nord-Pas-de-Calais.....	2
Illustration 2 - « Bassin de la Scarpe-Scarbus » :morphologie, hydrographie et localisation des observations.....	3
Illustration 3 - Coupe schématique des formations superficielles dans la partie est de la plaine.....	3
Illustration 4 - MNT LiDAR Scarpe.....	4
Illustration 5 - Les bassins Scarpe-Sensée, situation actuelle.....	5
Illustration 6 - Les bassins Scarpe (Scarbus) – Sensée (Satis) avant la capture.....	6
Illustration 7 - Bassin Scarpe-Sensée : quelques hydronymes possibles en fonction de l'espace et du temps.....	6
Illustration 8 - Scarpe « gazoduc » : microtopographie le long du tracé.....	8
Illustration 9 - Scarpe « gazoduc » : une longue tranchée ponctuée de sondages en puits.....	9
Illustration 10 -Scarpe « gazoduc » : test à la tarière manuelle.....	9
Illustration 11 - «Découpage en sections.....	9
Illustration 12 - Interprétation chronostratigraphique.....	10
Illustration 13 - Morphologie du talus bordier de la Pévèle.....	11
Illustration 14 - Hypothèse d'une défluviation pléniglaciaire du ruisseau de Coutiches.....	12
Illustration 15 - Unité 4 subaffleurante (sondage no 132).....	13
Illustration 16 - S126, multiples discordances au sein de l'unité 5.....	13
Illustration 17 - Unité 5, croquis de la rythmicité d'un dépôt (sondage no 125).....	13
Illustration 18 - Unité 5, lits de sable et d'argile.....	14
Illustration 19 - Exemple du faciès le plus commun, lits de sable et limon.....	14
Illustration 20 - Puits des prélèvements OSL 6 et 7.....	15
Illustration 21 - Croquis stratigraphique dans le puits des prélèvements OSL 6 et 7.....	15
Illustration 22 - Exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5.....	16
Illustration 23 - Exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5.....	16
Illustration 24 - Puits de prélèvement OSL de la dune du Bas-du-Quesnoy.....	17
Illustration 25 - Franchissement du lit majeur du Ruisseau de Coutiches.....	18
Illustration 26 - Transect général, section D ; franchissement du ruisseau de Coutiches vers le point kilométrique 5,4.....	19
Illustration 27 - Transect du franchissement du ruisseau de Coutiches.....	20
Illustration 28 - Hypothèse de l'évolution du ruisseau de Coutiches.....	20
Illustration 29 - Transect gazoduc, section C.....	21
Illustration 30 - Transect du Câtelet.....	22
Illustration 31 - Puits de franchissement du chemin au sommet de la dune du Câtelet, et vu de la tranchée vers le sud et la prairie humide.....	22
Illustration 32 - Puits du Câtelet, passage des formations fluviales aux formations éoliennes et datations.....	23
Illustration 33 - Détail du faciès éolien de la dune du Câtelet (unité 7).....	23
Illustration 34 - unité 5 surmontée par l'unité 8.....	24
Illustration 35 - Transect gazoduc section A.....	26
Illustration 36 - Scarpe « gazoduc » : trace topographique de la partie amont du méandre de Vred dans la plaine.....	27
Illustration 37 - Microtopographie du chenal amont du méandre de Vred.....	27
Illustration 38 - Coupe simplifiée du chenal amont du méandre de Vred.....	27
Illustration 39 - Franchissement du méandre de Vred et fouille.....	28
Illustration 40 - Méandre de Vred : structure de franchissement et partie supérieure du remplissage.....	29
Illustration 41 - reconstitution de l'évolution du méandre de Vred.....	31
Illustration 42 - Scarpe « gazoduc » : essai de reconstitution de la paléogéographie de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien.....	36
Illustration 43 Carto-interprétation du MNT LiDAR Scarpe.....	37
Illustration 44 - Cartographie de dunes linéaires dans la plaine de la Scarpe.....	38

1 - Présentation du bassin versant et de la plaine

1.1 Le bassin de la Scarpe-Scarbus

Nous dénommons ainsi le bassin de la Scarpe dans son état antérieur à la capture anthropique de Vitry-en-Artois (*cf.* partie 1.2). Le bassin défini couvre environ 750 km² à la jonction entre le bassin parisien et les plaines et collines du nord-ouest de l'Europe (illustration 1 et 2). Il est constitué de la plaine de la Scarpe (de forme allongée, environ 30 km de long sur 10 km de large) et des versants des pays environnants : au sud, la Gohelle et l'Ostrevant, crayeux, avec des buttes-témoins de sables et de grès, au nord, les sables et les argiles de la Pévèle. La dépression elle-même est essentiellement développée dans le sable cénozoïque marin. La craie, de pendage nord, plonge rapidement sous les assises cénozoïques (illustration 3). Le versant qui sépare la plaine de la Pévèle est assimilable à un front de cuesta (argile sur sable avec un pendage opposé au regard), aisément perçu sur la carte topographique malgré un dénivelé modeste (illustration 2, escarpement joignant Flines-Beuvry-Rumegies).

La morphologie interne de la plaine de la Scarpe permet de distinguer deux parties : une plaine haute au nord et une plaine basse au sud, avec une limite aux environs de 17,5 m NGF Lallemand. Le contact entre les deux parties de la plaine est localement souligné par une rupture de pente nette (Fourrier et Masson, 1982 ; Fourrier, 1989). La plaine basse est ponctuée de nombreuses éminences qui émergent de zones marécageuses avec une élévation de 1,4 à 2,9 m (Fourrier, 1989). Fourrier note également leur allongement préférentiel est-ouest. Notre propre expérience confirme ces observations. De nombreux petits reliefs allongés sont fréquemment utilisés par les axes de circulation et les villages-rues.

Nous observons également dans le paysage des ruptures de pente de dénivelé modeste (quelques décimètres) mais nets et parfois rectilignes. Toutes ces formes, jusqu'ici peu et mal cartographiées en raison de dénivelés faibles, apparaissent clairement sur le MNT Lidar. Le document dont nous avons pris connaissance en cours de rédaction permet aussi d'imaginer une morphogenèse en lien avec les processus fluviaux et éoliens (illustration 4).

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

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

Le contexte presque entièrement sableux du bassin versant et du remplissage de la plaine rend difficile le suivi de limites stratigraphiques, à commencer par le contact entre les formations quaternaires et cénozoïques. En l'absence d'alluvions grossières, aucun cailloutis ne souligne cette limite. « La Scarpe était à l'époque pléistocène un cours d'eau peu important, car elle n'a laissé aucun diluvium. » a pu écrire Gosselet (Gosselet, 1897, p. 257), tout en ajoutant aussitôt : « Cette circonstance tient peut-être du reste à ce que les terrains qu'elle traverse ne contiennent pas de roche dure. ». En effet, les seules formations grossières rencontrées sont des graviers de craie présents jusqu'à quelques kilomètres en aval de Douai (Fourrier, 1989). Cette caractéristique et la vaste superficie de la plaine sont des entraves aux études stratigraphiques. Elles peuvent expliquer le faible nombre de recherches entreprises. Dans sa thèse d'État, Sommé (Sommé, 1977, p. 425) a présenté une analyse morphologique et structurale de la plaine avec une description succincte du remplissage sédimentaire lui-même : « (1) un manteau limono-sableux ne dépassant pas 5 m d'épaisseur, dont la partie superficielle est tourbeuse dans l'axe de la dépression. ». Par la suite, Fourrier (1989) a entrepris un vaste travail de terrain comprenant environ 400 sondages à la tarière manuelle (de 4 à 7 m de profondeur) et 300 analyses granulométriques. Cet imposant travail a permis de cartographier des séquences morphostratigraphiques types, en particulier basées sur la texture. Il prouve l'origine pléistocène de la plupart des petites éminences de la plaine, alors cartographiées sur les cartes géologiques comme buttes résiduelles du substrat

cénozoïque. Les analyses granulométriques soulignent l'importance des processus éoliens que Fourier considère comme prépondérants, sans exclure un remaniement fluviatile des dépôts. Il met en évidence la complexité du remplissage de la plaine, sur 7 mètres maximum, avec une forte variabilité texturale qui l'amène à définir 17 unités « géomorpho-sédimentaires » pour cartographier la

couverture de la plaine et des versants bordiers.

Aucune incision marquée du substrat n'a été repérée et le toit des dépôts ante-quaternaires semble former une cuvette régulière. L'absence de pédogenèse de rang interglaciaire, la présence – sur ou à proximité du substrat – d'un faciès humifère interprété comme complexe de sols du Début Glaciaire weichselien (illustration 3).

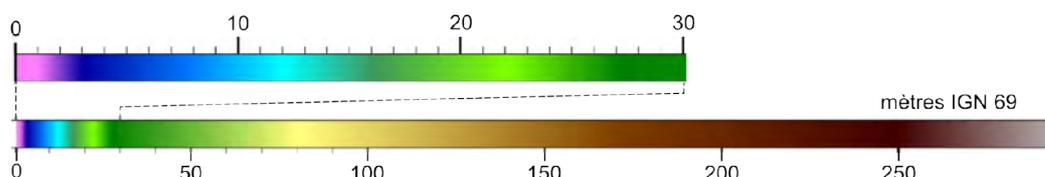
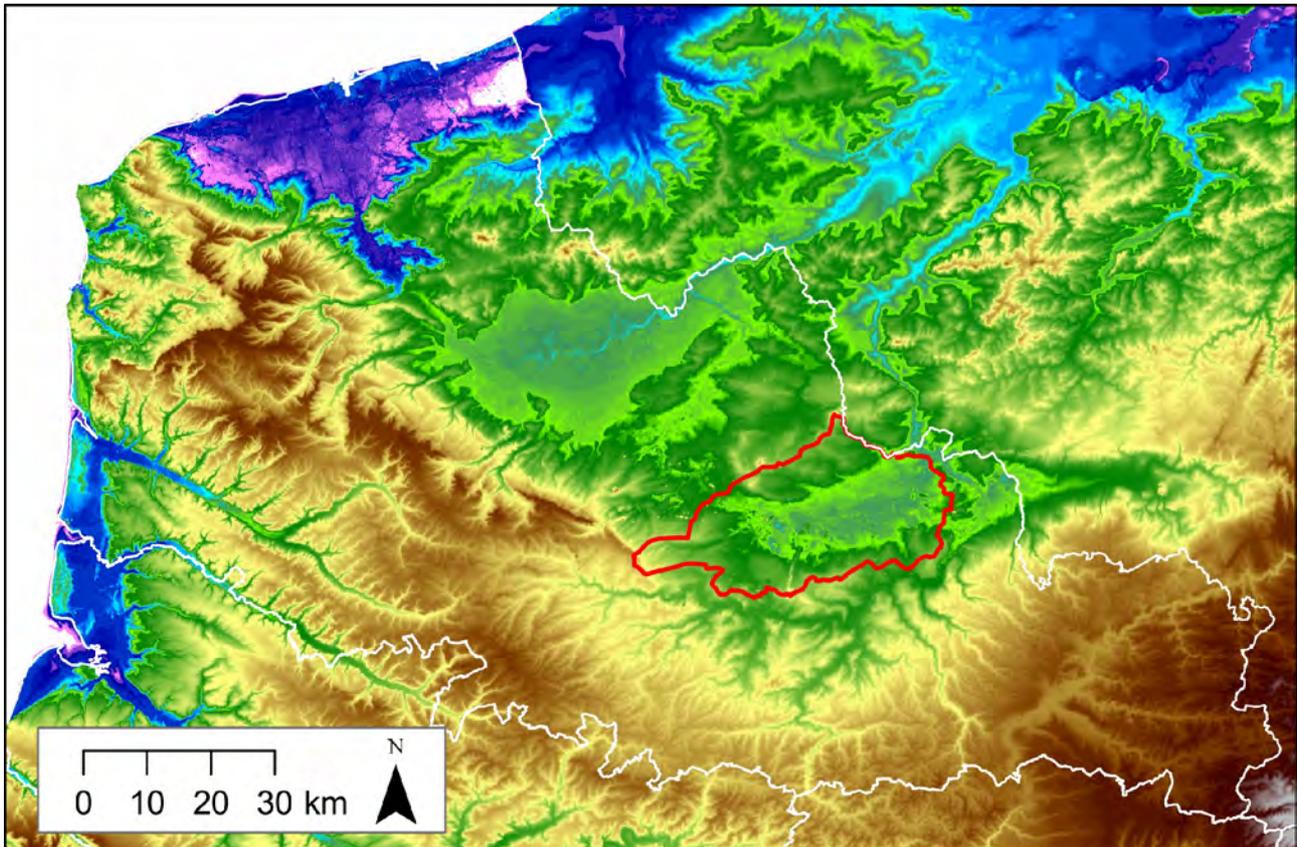


Illustration 1 - Localisation du bassin Scarpe-Scarbus dans le Nord-Pas-de-Calais

source MNT : BDalti (IGN), SRTM3 (USA), modèle géologique 3D de la Flandre (v1.2011) (VITO pour le compte du gouvernement flamand, ALBON), Lidar Scarpe (DREAL Nord-Pas-de-Calais), Lidar Littoral (DREAL Nord-Pas-de-Calais)

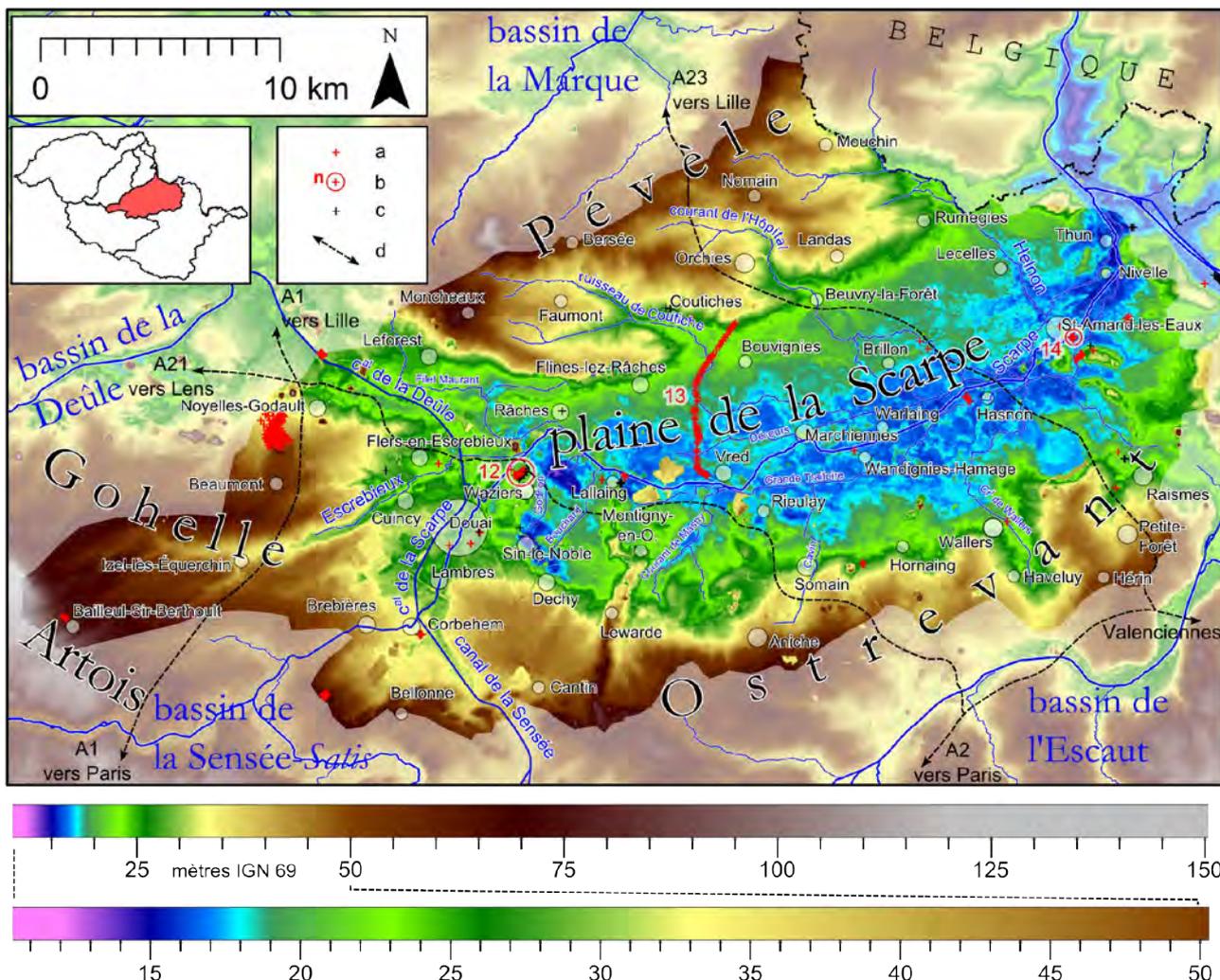


Illustration 2 - « Bassin de la Scarpe-Scarbus » : morphologie, hydrographie et localisation des observations

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

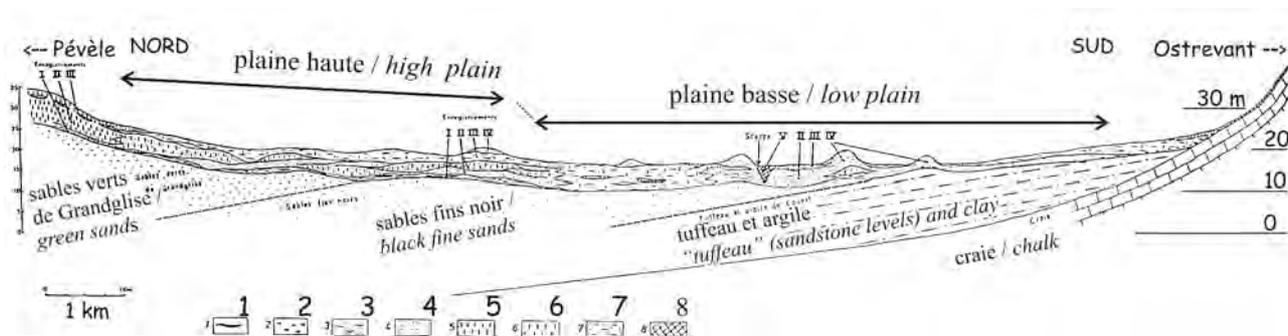


Illustration 3 - Coupe schématique des formations superficielles dans la partie est de la plaine

- d'après Fourier (1989), modifié
- 1 – limon humifère
- 2 – graviers de tuffeau et de silex
- 3 – sables lités
- 4 – sable

- 5 – loess sableux
- 6 – loess
- 7 – dépôts mixtes (textures sableuses, limoneuses, intermédiaires, avec des lambeaux de loess)
- 8 – limon et tourbe

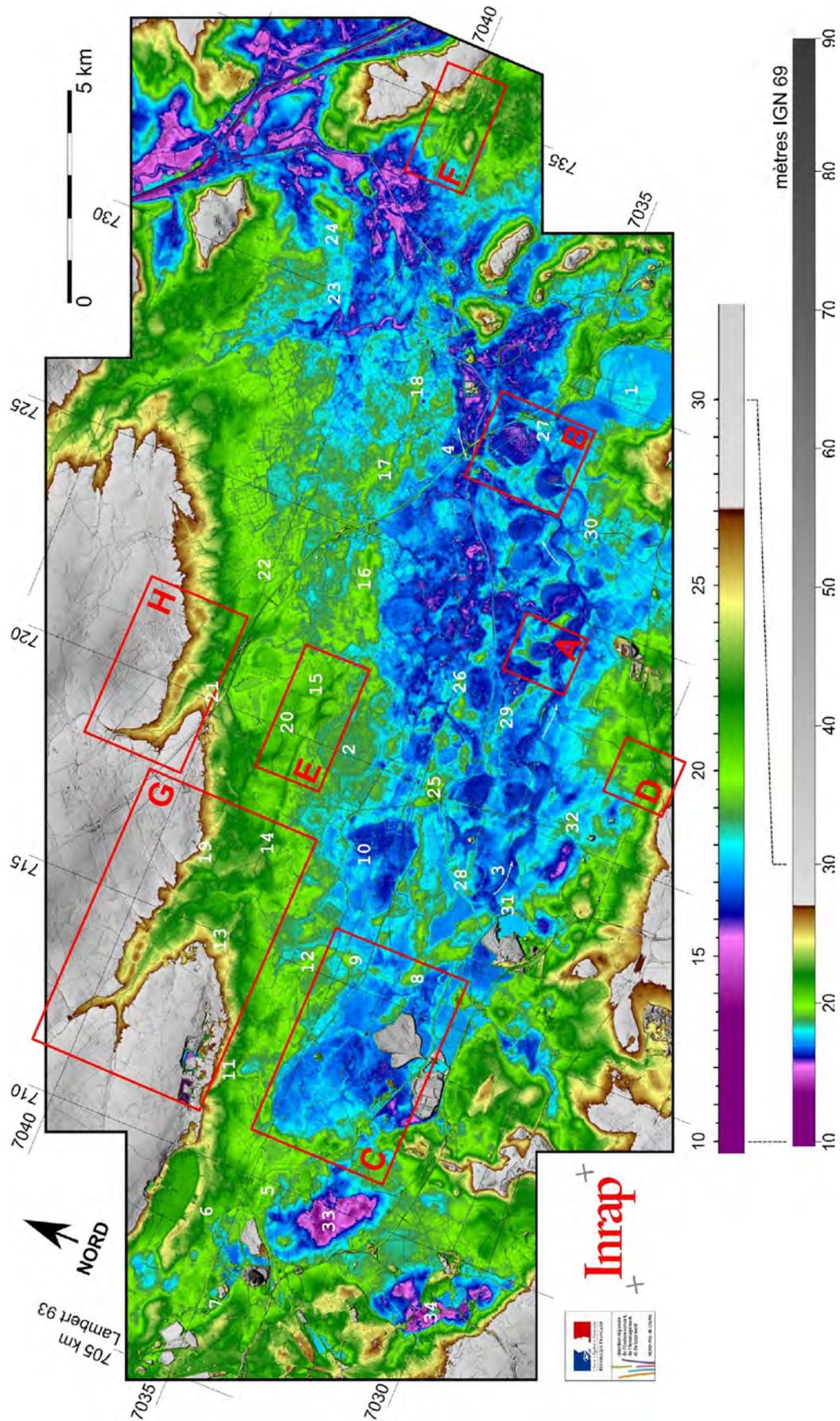


Illustration 4 - MNT LiDAR Scarpe

données MNT fournies par la DREAL Nord-Pas-de-Calais

1.2 La Capture anthropique de la Scarpe et problèmes de dénomination induits

Parmi les modifications anthropiques du réseau, un regard particulier doit être porté sur la capture médiévale de la Scarpe via Vitry-en-Artois. En effet, le bassin versant actuel résulte de la création d'un petit canal à travers le seuil de Vitry-en-Artois qui détourne la « Scarpe d'Arras » vers Douai. Ladrrière (1888) avait noté l'absence d'alluvions le long de la section de l'actuelle Scarpe passant à Vitry. Avant cette capture, la « Scarpe d'Arras », en amont de Vitry, constituait la partie supérieure du cours de la « Satis » (du nom latin de la Sensée) qui s'écoulait par l'actuelle vallée de la Sensée et rejoignait l'Escaut (Ladrrière, 1888 ; Gosselet, 1897 ; Lequeux, 1934). La capture a été plus particulièrement étudiée par Louis (Louis, 1990, 2009) à travers une réflexion sur le contexte historique et une estimation du cubage, des moyens et méthodes. Elle a été probablement motivée par la volonté d'étendre plus en amont, jusque Douai ou Lambres, la navigabilité et, ainsi, capter les revenus de taxes liées aux flux commerciaux nord/sud. De la topographie et des estimations émises sur le fossé initial creusé pour le détournement des eaux de la Satis, Louis (2009) conclut que les travaux ont pu être menés sans difficulté majeure en quelques saisons de corvées par un pouvoir politique fort (cubage estimé à environ 50 000 à 90 000 m³ ; travail nécessaire pour creuser 50 000 m³ sur le linéaire estimé à un peu plus de 1 000 mois/homme). Enfin, les périodes d'unité politique des territoires

concernés permettent d'émettre plusieurs fourchettes chronologiques possibles au cours des 8e, 9e et au début du 11^e siècle.

Quel que soit le détail de la réalisation et de la chronologie de la capture, celle-ci a abouti à la réduction du bassin versant de la Satis « Scarpe d'Arras » et à l'extension de celui de la « Scarpe de Douai », tel qu'il est actuellement. Le bassin de la Scarpe est alors passé d'environ 770 km² à plus de 1 320 km² (+71 %). Cette modification est récente (millénaire) et coïncide avec l'anthropisation profonde du réseau hydrographique (illustrations 5 et 6).

Il serait peu judicieux de revenir sur l'usage actuel des hydronymes (bien établis depuis quelques siècles). Nous continuerons donc d'utiliser « Scarpe » et « Sensée » par défaut même si la plupart des alluvions traitées renvoient à des objets hydrologiques quelque peu différents de leur définition actuelle. Jusqu'à maintenant, ce léger flou n'a pas porté à équivoque dans notre travail. Toutefois, pour éviter un risque de confusion envisageable dans certains contextes, nous proposons de doubler l'hydronyme sous la forme « Scarpe-Scarbus » et « Sensée-Satis », ces termes étant définis comme les cours d'eau pléistocènes et holocènes antérieurs à la capture anthropique et dont les tracés sont schématisés sur l'illustration 7 (D et E), et ce, indépendamment de tout passif ou rebondissement paléographique.

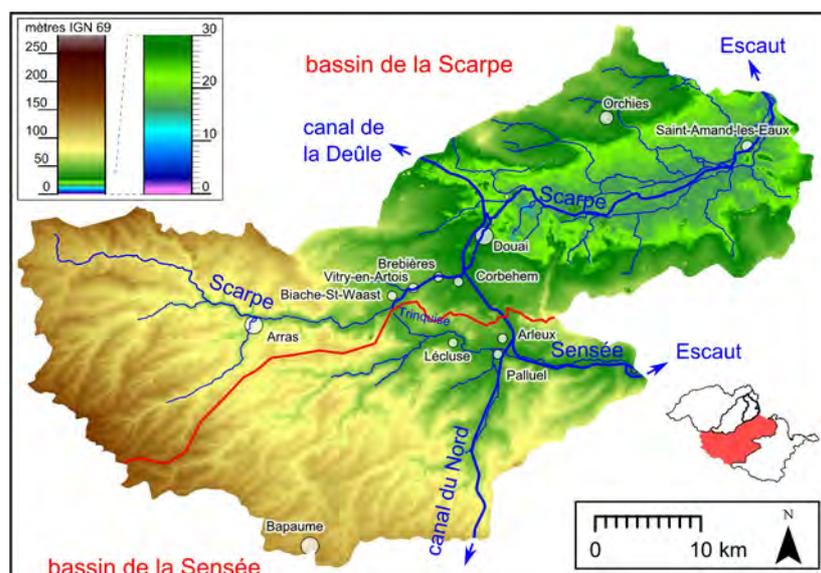


Illustration 5 - Les bassins Scarpe-Sensée, situation actuelle

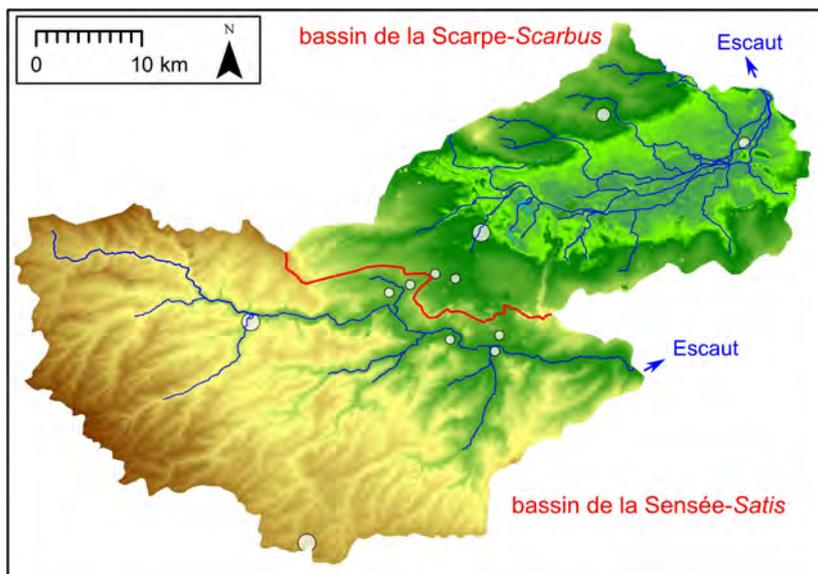


Illustration 6 - Les bassins Scarpe (Scarbus) – Sensée (Satis) avant la capture

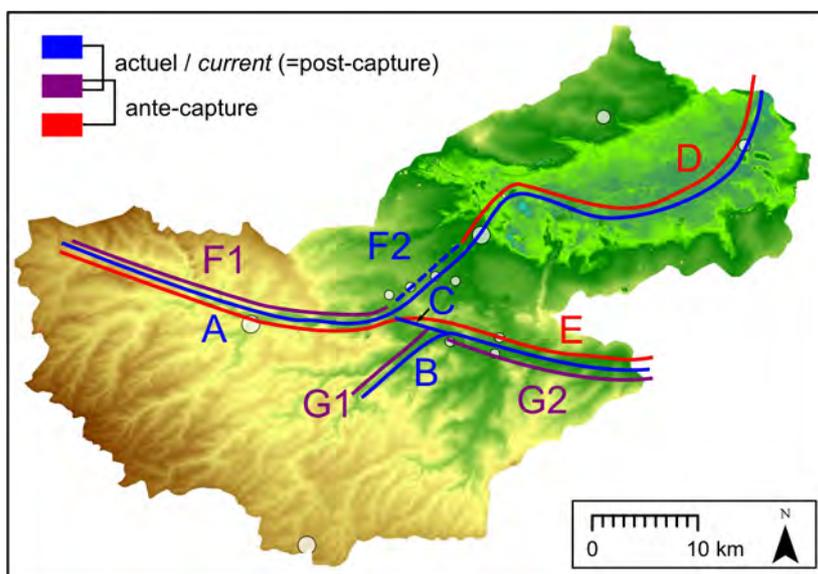


Illustration 7 - Bassin Scarpe-Sensée : quelques hydronymes possibles en fonction de l'espace et du temps

1.3 Gazoduc Scarpe (résumé)

La pose d'un gazoduc à travers la Scarpe a été précédée en 2004 d'un diagnostic archéologique préventif. L'opération a été menée des communes de Vred à Orchies (illustration 8) par Philippe Feray (INRAP) (Feray, 2009). Le Lidar Scarpe (illustration 4) n'était alors pas disponible. De Vred à Orchies, le diagnostic archéologique a consisté en une longue tranchée continue creusée à la pelle mécanique, dans l'axe du gazoduc. La tranchée a été ponctuée de sondages en puits, tout en respectant le fond de forme de l'ouvrage (environ 1,5 m de profondeur) (illustration 9). La plupart des puits ont été complétés par un sondage à la tarière à gouge (illustration 10), offrant ainsi une vision de la stratigraphie sur un total d'environ 3 m de profondeur. La méconnaissance du

contexte chronostratigraphique et paléoenvironnemental de la plaine, et donc du potentiel archéologique, a justifié un levé systématique de la stratigraphie sur 7380 mètres depuis les abords du canal de la Scarpe jusqu'au talus bordier nord. L'ensemble des données ponctuelles permet de construire un transect partiel de la plaine (illustrations 11 et 12). De nombreux éléments datables par radiocarbone ont été prélevés lors de la réalisation des sondages, en particulier lors du franchissement des systèmes chenalisés du Tardiglaciaire-Holocène. Un retour sur le terrain lors de la pose du tube a permis de profiter de décaissements et de prélever des sédiments pour des datations TL-OSL.

Les données obtenues sur le gazoduc ont été essentielles pour comprendre le système morpho-sédimentaire de la plaine de la Scarpe. La majeure partie de la sédimentation quaternaire est constituée de lits sableux qui alternent avec des lamines limoneuses. Cette nappe alluviale s'est déposée en tout point de la plaine sous un régime hydrologique périglaciaire très contrasté au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien (datations OSL aux environs de 34, 21 et 20 ka). Des avulsions répétées de chenaux larges et peu profonds ont laissé des traces de défluviation dans la microtopographie. La plaine haute est assimilable à des cônes de déjection très étalés issus de la Pévèle. À la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, dans une ambiance climatique plus sèche, de petites dunes allongées (sable ou alternances de sable et de loess) se forment au centre de la plaine ou s'adossent contre le talus bordier de la Pévèle (datations OSL aux environs de 19 et 15 ka). Une ultime phase de déflation est attribuée au Dryas récent. Plus modeste encore, ce

dernier dépôt éolien se présente sous la forme d'une nappe peu épaisse mais continue, limitée à une large partie sud de la plaine. Les cours d'eau tardiglaciaires et holocènes, légèrement incisés, occupent le dernier état de chenaux pléniglaciaires (datations radiocarbone des remplissages à partir de 12 345 BP). Les anciens chenaux peuvent alors constituer le lit majeur des petits cours d'eau tardiglaciaires-holocènes. Au cours de l'Holocène, la nappe remonte et la tourbe envahit les zones les plus basses de la plaine. L'envasement tourbeux, étendu mais souvent peu épais, exploité et estompé la topographie héritée du Pléistocène. Trois systèmes chenalisés tardiglaciaires-holocènes ont été recoupés. Ils appartiennent au Ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe. Le méandre de Vred a conservé les traces d'une occupation archéologique (structure de franchissement de l'Âge du Bronze, environ 1 000-800 av. J.-C.) et de l'impact de la capture anthropique de la Satis au Haut Moyen Âge (dépôt d'inondation limoneux travertineux).

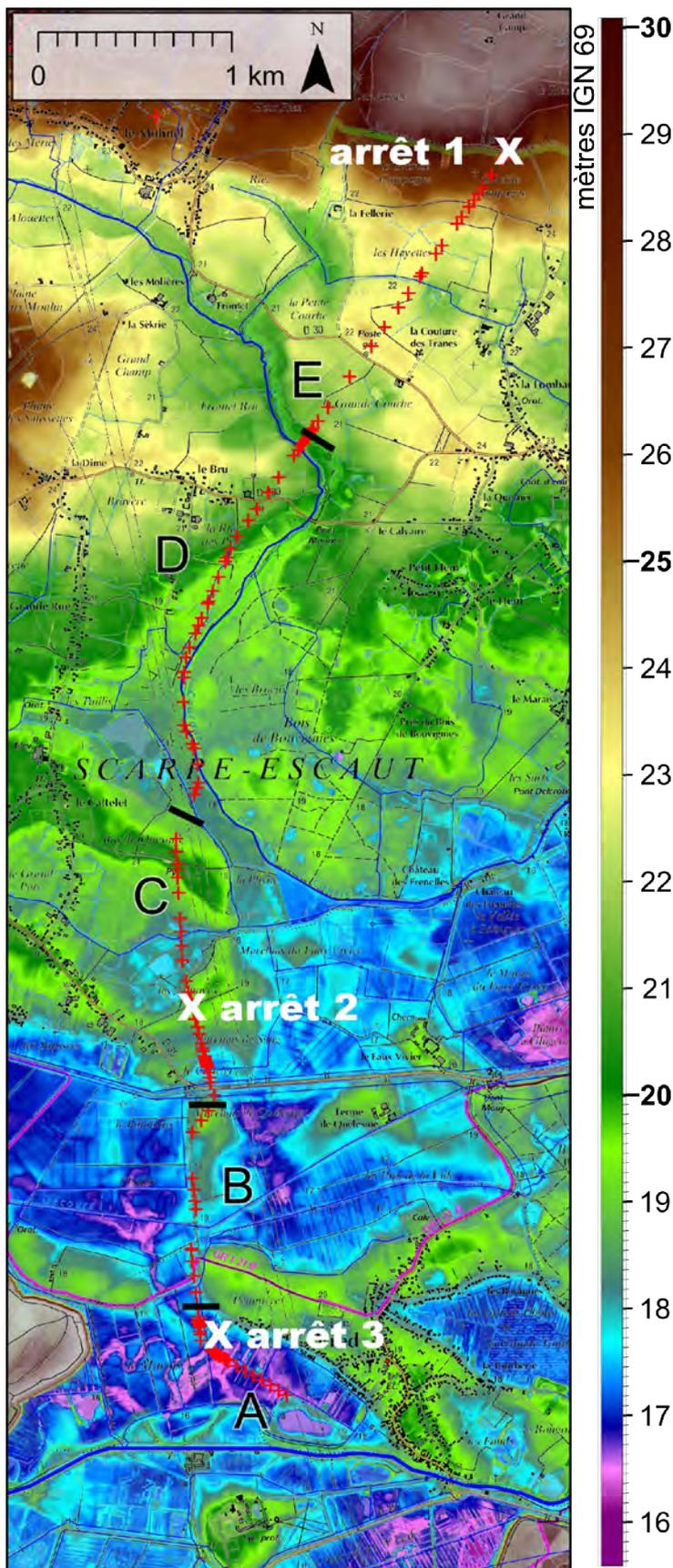


Illustration 8 - Scarpe « gazoduc » : microtopographie le long du tracé

MNT d'après Lidar Scarpe (DREAL) ; surimposition de la carte IGN 1/25 000 ; réseau hydrographique d'après BDcarthage de l'IGN
 A à E – sections



Illustration 9 - Scarpe « gazoduc » : une longue tranchée ponctuée de sondages en puits



Illustration 10 - Scarpe « gazoduc » : test à la tarière manuelle

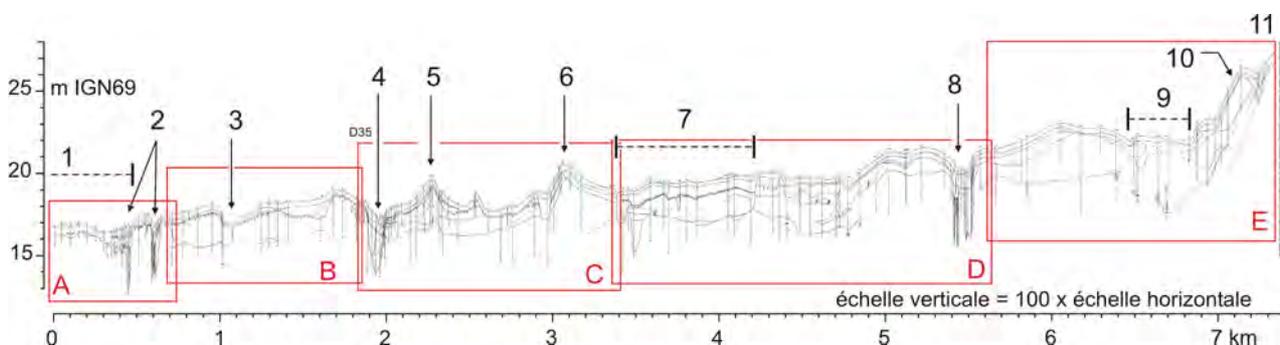


Illustration 11 - «Découpage en sections

A à E – sections

- 1 – marais de la plaine basse
- 2 – méandre de Vred
- 3 – canal « Décours »
- 4 – chenal du Câtelet
- 5 – dune du Câtelet

6 – dune du BasQuesnoy

- 7 – l'axe du gazoduc longe le ruisseau de Coutiches
- 8 – ruisseau de Coutiches
- 9 – lit pléniglaciaire abandonné ?
- 10 – dune
- 11 – talus bordier

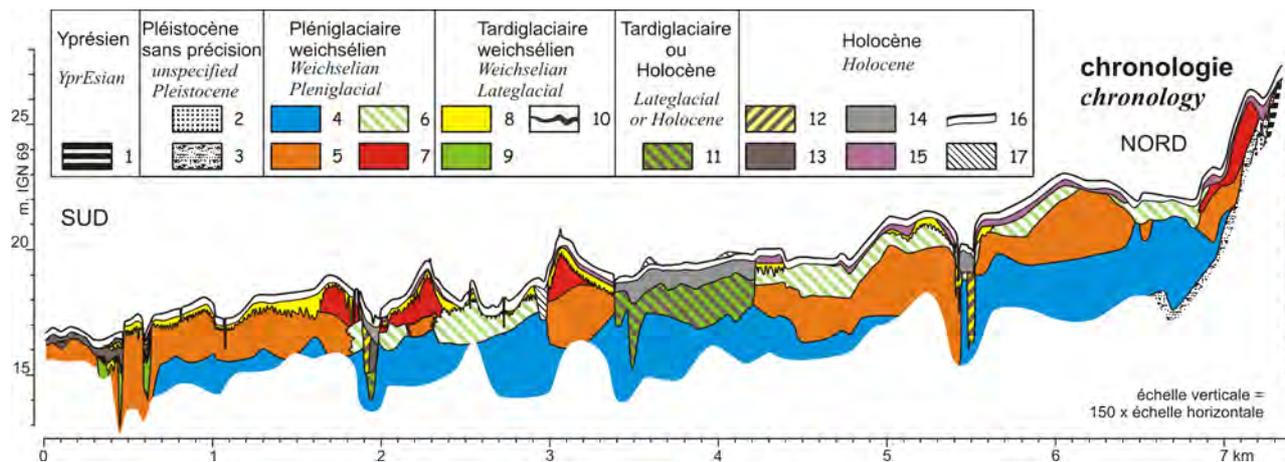
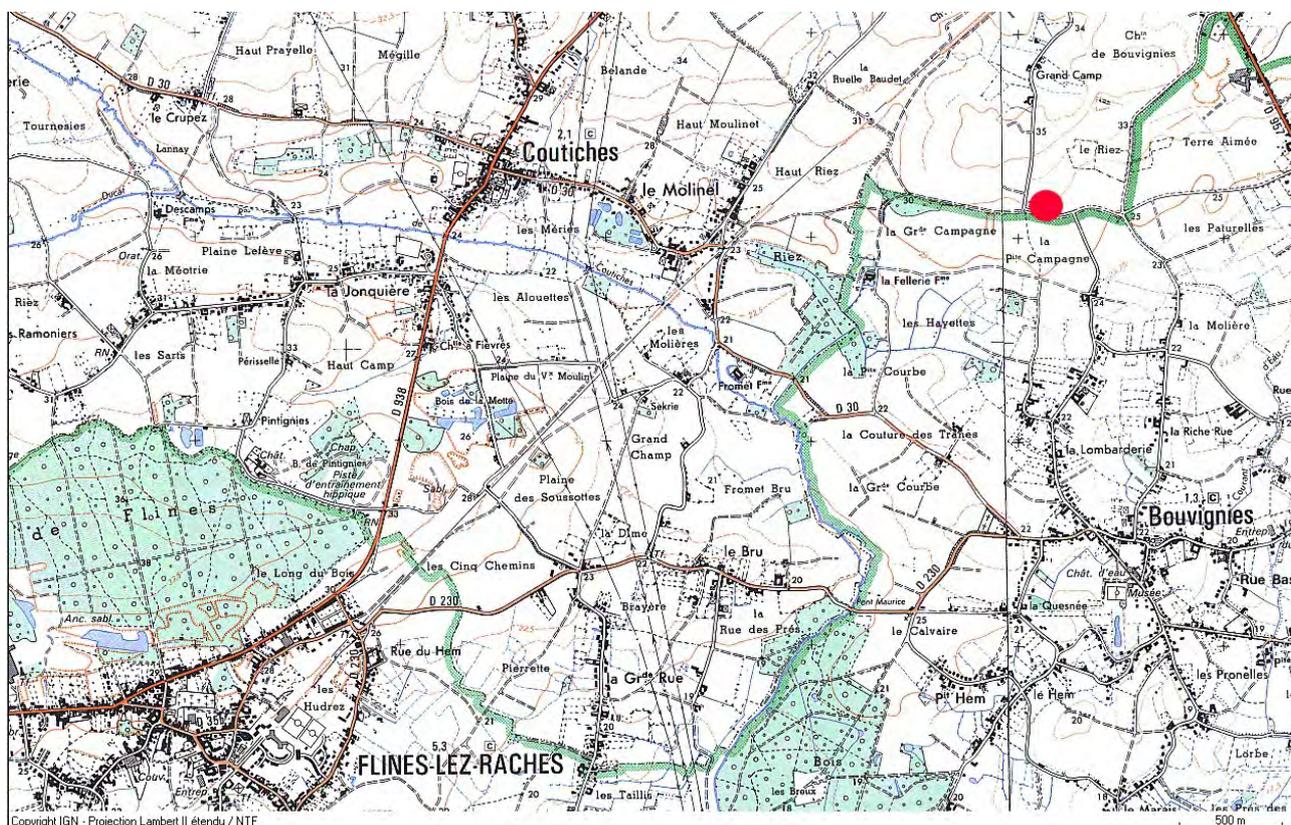


Illustration 12 - Interprétation chronostratigraphique

2- Arrêt n°1 / Coutiches, bordure nord de la plaine



2.1 Morphologie

Le talus bordier nord, bien que peu énergétique, est visible dans le paysage et apparaît nettement sur la carte à plus de 25 mètres d'altitude (illustration 4). 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 (illustration 13).

Depuis notre position, nous distinguons les formes suivantes :

- deux petits replats ;
- un talweg peu marqué, vers 21 m, hérité d'un ancien cours du ruisseau de Coutiches (illustration 14) ;
- 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

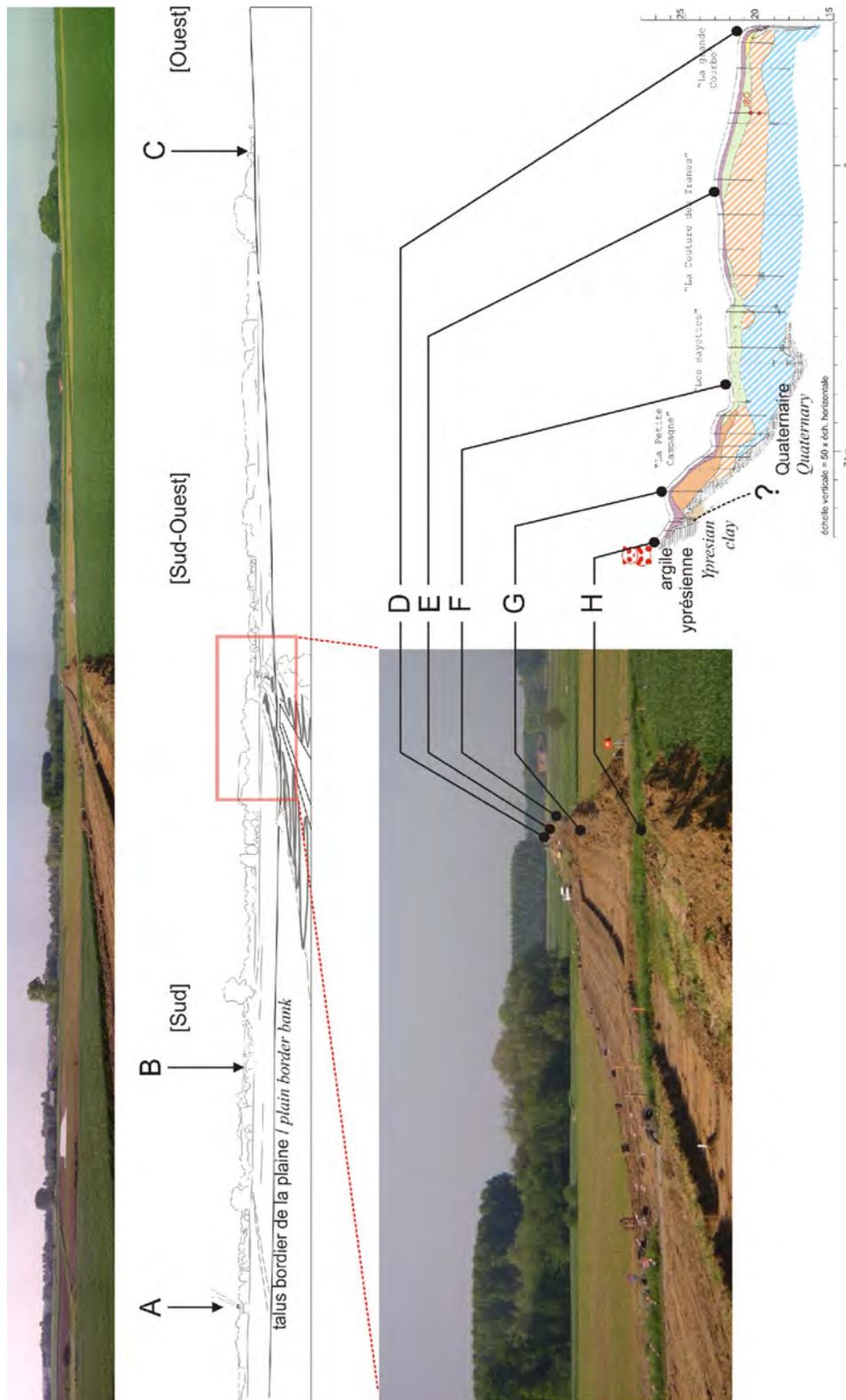


Illustration 13 - Morphologie du talus bordier de la Pévèle

haut : vue panoramique, assemblage de photos
 bas-gauche : vue dans l'axe du gazoduc

bas-droite : section E

A – Hornaing, centrale thermique, sur le bord opposé de la plaine, à environ 11 km

B – village de Bouvignies

C – abords du village de Couliches

D – franchissement du ruisseau de Couliches

E – interfluve avec dates OSL no 6 et 7

F – zones basse, probables cours abandonnés du ruisseau de Couliches au Pléniglaciaire supérieur weichselien

G – dune du Pléniglaciaire weichselien

H – talus bordier de la plaine, affleurement d'argile yprésienne sous le labour

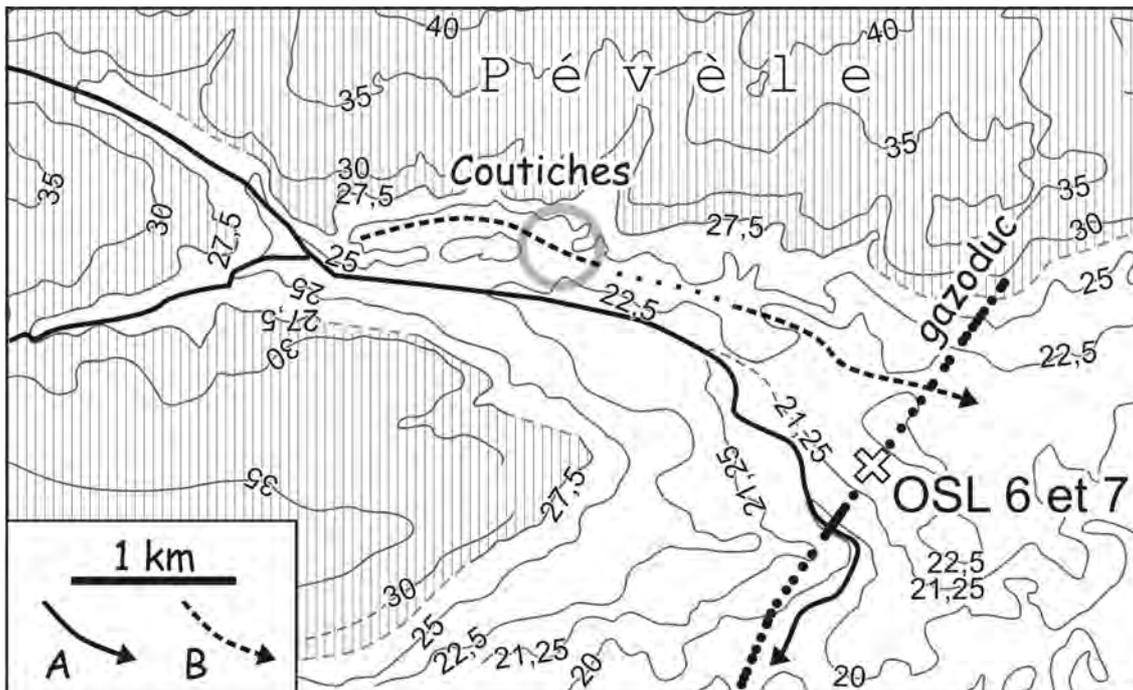


Illustration 14 - Hypothèse d'une défluviation pléniglaciaire du ruisseau de Coutiches

d'après la carte IGN 1/25 000, courbes de niveau en mètres NGF Lallemand

A – réseau hydrographique actuel

B – autre talweg, OSL/ localisation de la datation des alluvions en position d'interfluve.

2.2 Les formations fluviales pléistocènes

Les sondages ont révélé deux formations alluviales successives qui s'étendent sur les 7 km du transect. La plus ancienne est limono-sablonneuse, gleyifiée et comporte épisodiquement des passages organiques. Elle est sub-affleurante dans cette partie de la plaine (illustration 15). Elle est recouverte par des formations plus grossières et de texture contrastée (lits de sable et de limon, voire d'argile) (illustrations 16 à 19).

Les formations alluviales sont reprises dans des ravines (illustrations 20 à 28) DOC 22 à DOC 24).

Sur cette partie du transect (DOC 21), des datations OSL ont été effectuées (DOC 22 et DOC 23), donnant un âge d'environ 30 000 ans aux dépôts ($27,95 \pm 2,62$ ka). Cette datation, effectuée en position d'interfluve, donne un *terminus post-quem* pour l'avulsion (brusque changement du cours).

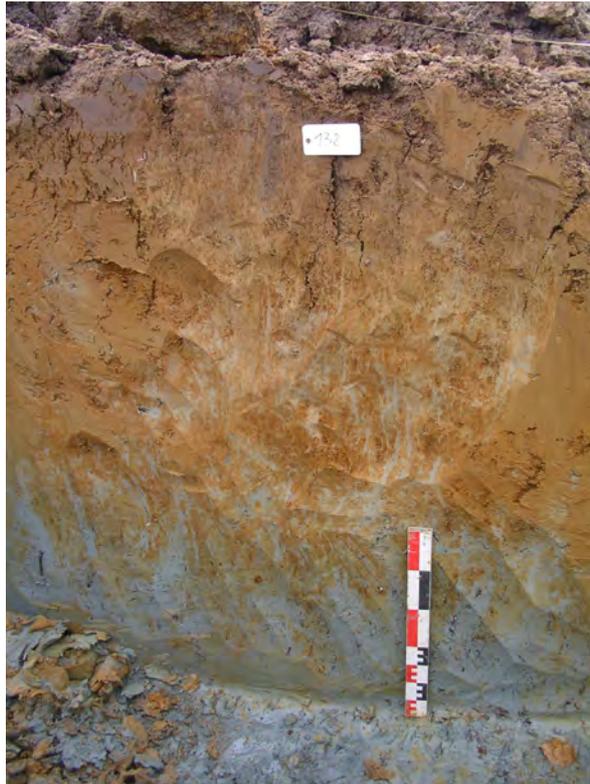


Illustration 15 - Unité 4 subaffleurante (sondage n° 132)

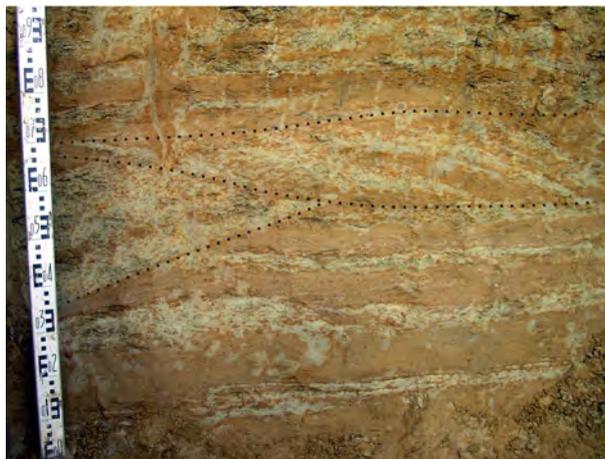


Illustration 16 - S126, multiples discordances au sein de l'unité 5

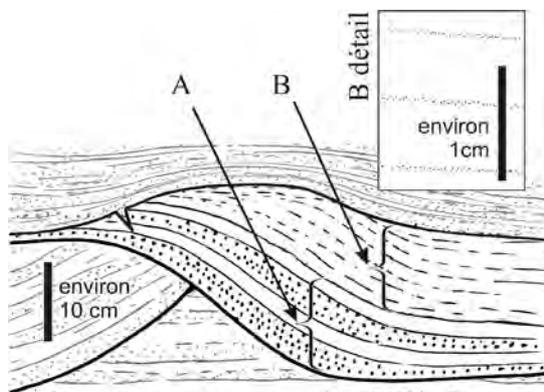


Illustration 17 - Unité 5, croquis de la rythmicité d'un dépôt (sondage n° 125)

A – épais lits de sable / limon argileux

B – épais dépôt limonoargileux conservant un rythme saisonnier marqué par de discrètes lamines sableuses



Illustration 18 - Unité 5, lits de sable et d'argile

sondage n° 107, détail en cartouche



Illustration 19 - Exemple du faciès le plus commun, lits de sable et limon

base du sondage gazoduc n°57

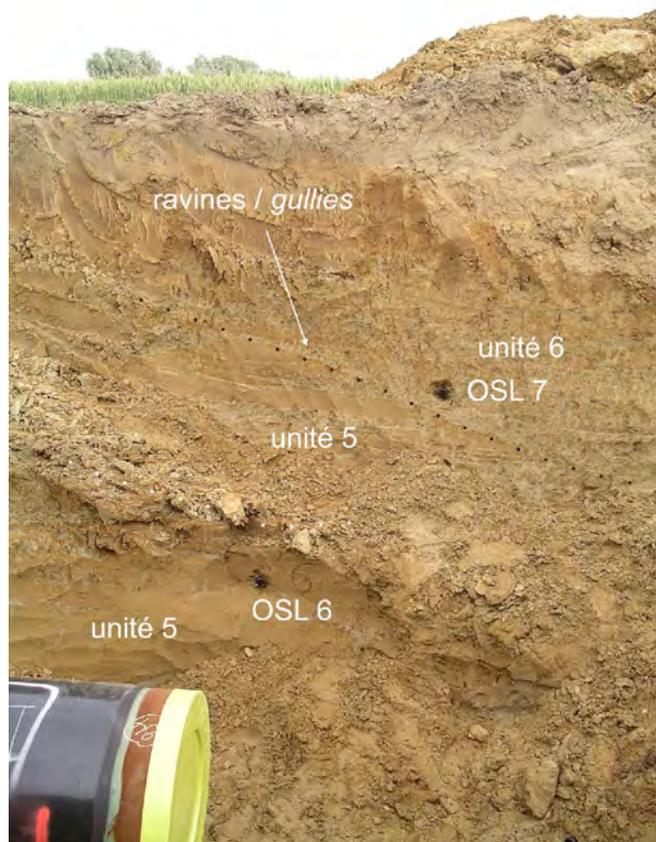


Illustration 20 - Puits des prélèvements OSL 6 et 7

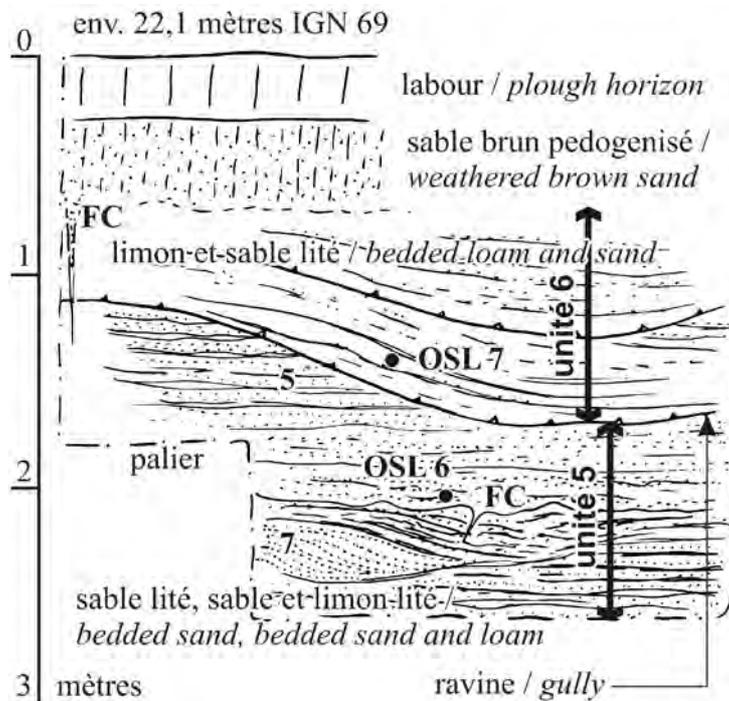


Illustration 21 - Croquis stratigraphique dans le puits des prélèvements OSL 6 et 7

FC/ fente de gel.



Illustration 22 - Exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5
sondage n° 108 ; Les flèches indiquent le bord des ravines

2.3 Les formations éolienne pléistocènes

Les deux discrets replats situés face à nous sont constitués par une alternance de lits réguliers de limon et de sable (illustration 23).

Par analogie avec d'autres formes, plus loin

dans la plaine (illustration 24), ils sont attribués à des dépôts éoliens (sable provenant de la vallée associé à du loess) de la fin du pléni-glaciaire weichselien.



Illustration 23 - Exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5

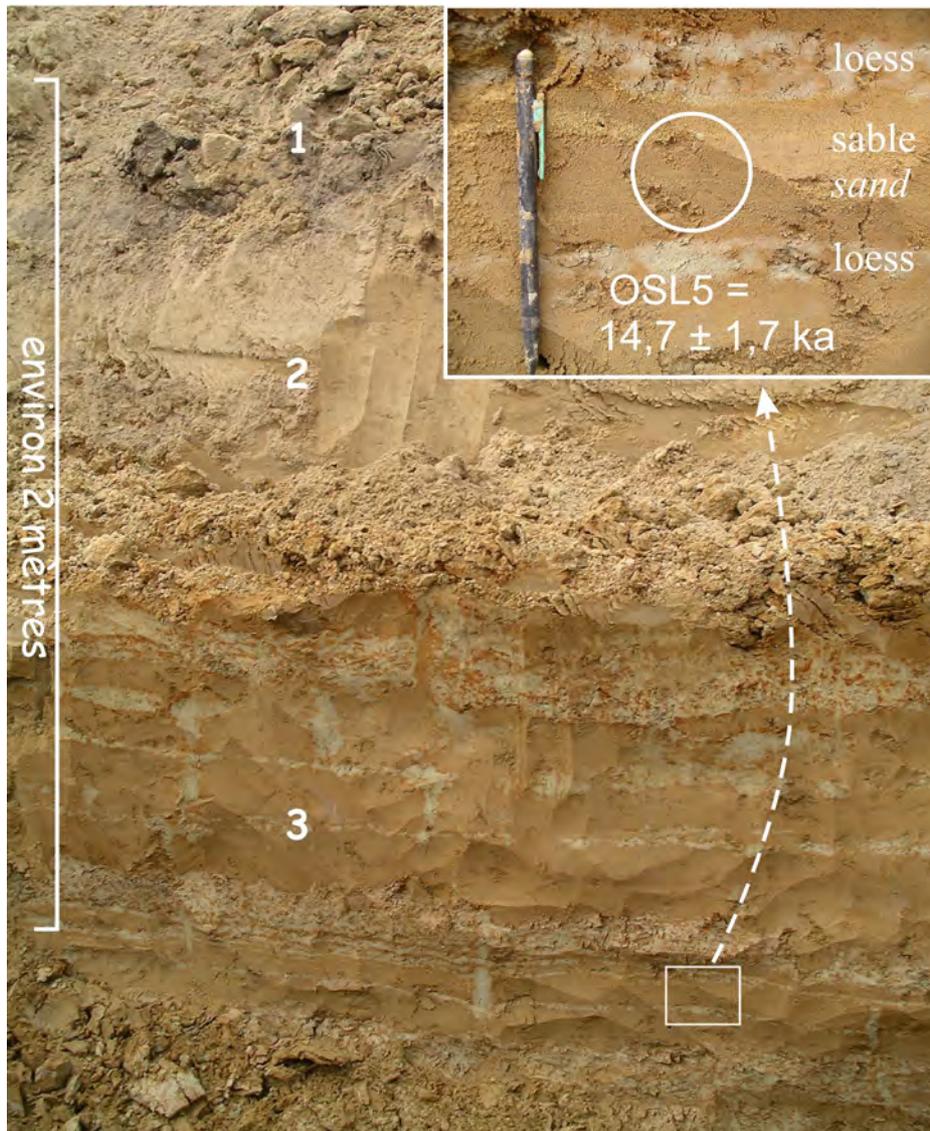


Illustration 24 - Puits de prélèvement OSL de la dune du Bas-du-Quesnoy

1 – labour

2 – sable clair (unité 8)

3 – sable lité régulièrement en alternance avec des lits de limon (loess) ; détail de la localisation du prélèvement OSL en cartouche

2.4 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 (illustrations 25 et 26). Le fond est boisé ou occupé par des prairies. Nous avons rencontré les sédiments suivants (illustration 27) :

Argile d'inondation et colluvions sableuses

Le fond de vallée est couvert d'argile, similaire à celle rencontrée plus en aval. Elle passe rapidement mais de manière diffuse à un sable colluvié brun sur les bordures du lit majeur (avec éléments gallo-romains au sud). Un charbon de bois, situé dans un lit sableux à la base de l'argile et à la transition avec

le chenal sableux sous-jacent, a été considéré comme « moderne » par le laboratoire de radiochronologie et n'a pas été daté (Lyon-4932, SacA-1 0355). Il plaide pour une mise en place récente de la masse sédimentaire argileuse.

Deux chenaux distincts

Sous l'argile, nous retrouvons deux chenaux à des endroits distincts du lit majeur : (a) au sud (« h », illustration 27), un chenal peu profond (environ 1 m) et large (environ 30 m) à remplissage de sable avec bois flotté très abondant, interstratifié ; un tronc présent dans ces alluvions a été daté de $1\,465 \pm 30$ BP (Lyon-4930, SacA-1 0353)

(b) au nord (« f », illustration 27), un chenal un peu plus profond (environ 3 m) majoritairement comblé par des sables lités glauconieux, avec passées organiques, voire tourbeuses ; la fin du comblement est composée d'un limon plastique, en partie organique, avec éléments gréseux (sable cimenté par de l'oxyde de fer) provenant de la rive. La base du comblement est datée de $6\,210 \pm 35$ BP (Lyon-4932, SacA-1 0355).

Alluvions pléniglaciaires

En profondeur, nous retrouvons les alluvions litées pléniglaciaires (unités 4 et 5). L'argile d'inondation serait en contact direct avec l'unité 5 si ce n'était la présence du niveau « c ». Ce dépôt peu épais est composé de lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fin plastique, globalement plus sableux vers le bas. Nous observons une limite érosive (discordance) avec les alluvions sous-jacentes.

Nous interprétons les informations recueillies de la manière suivante (illustration 28).

Phase 1

La morphologie générale est héritée du Pléniglaciaire : un large chenal d'une centaine de mètres incise légèrement les alluvions sableuses antérieures (« a »). En position de basse terrasse, le sommet des alluvions est affecté par des ravines et des remaniements fluviaux (« b »). Un dépôt issu d'une faible dynamique (« c ») tapisse le fond du chenal. Il est postérieur à l'unité 5. Ce témoin d'une baisse importante de la dynamique fluviale est attribué à l'extrême fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien.

Phase 2

Un chenal (« d ») large et profond d'environ 3 m incise une partie du chenal pléniglaciaire au cours de l'Holocène (date à $6\,210 \pm 35$ BP vers la base du comblement). Son remplissage est essentiellement sableux avec des passages organiques, passant en partie supérieure à un limon plastique organique. Nous n'avons pas observé de trace de chenal tardiglaciaire, soit que la stratigraphie du chenal soit plus complexe (chenaux emboîtés), soit que l'érosion atlantique ait totalement réincisé les dépôts du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. Un épisode de même type a été mis en évidence dans la vallée de la Deûle, à Houplin-Ancoisne où une érosion datant de l'Atlantique a totalement purgé le chenal holocène (Praud *et al.*, 2007).

Phase 3

Un nouveau chenal holocène est actif au cours de l'Antiquité tardive (« e », avec une date à $1\,465 \pm 30$ BP). Il est large (plus de 20 mètres) mais faiblement incisé (environ 1 m) dans le fond de l'ancien chenal pléniglaciaire. Il est totalement comblé par une alluvion constituée de sable à nombreux fragments de bois.

Phase 4

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'inondations (« f ») qui scelle les deux chenaux holocènes. Le dépôt d'inondation est contemporain de la mise en place des colluvions sableuses (« g »). Le dépôt est vraisemblablement récent (*post quem* gallo-romain + charbon déclaré moderne).



Illustration 25 - Franchissement du lit majeur du Ruisseau de Coutiches

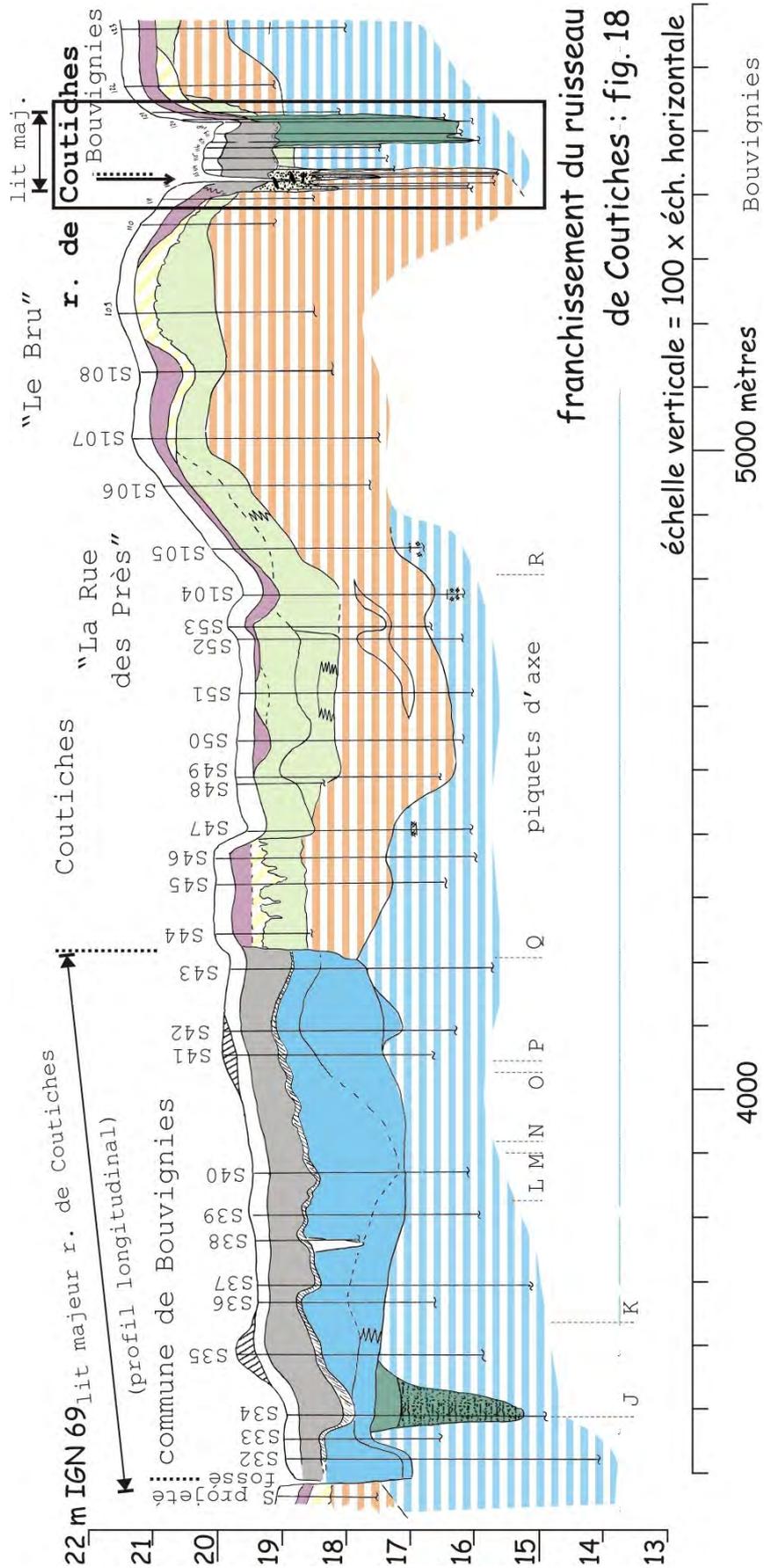


Illustration 26 - Transect général, section D ; franchissement du ruisseau de Coutiches vers le point kilométrique 5,4

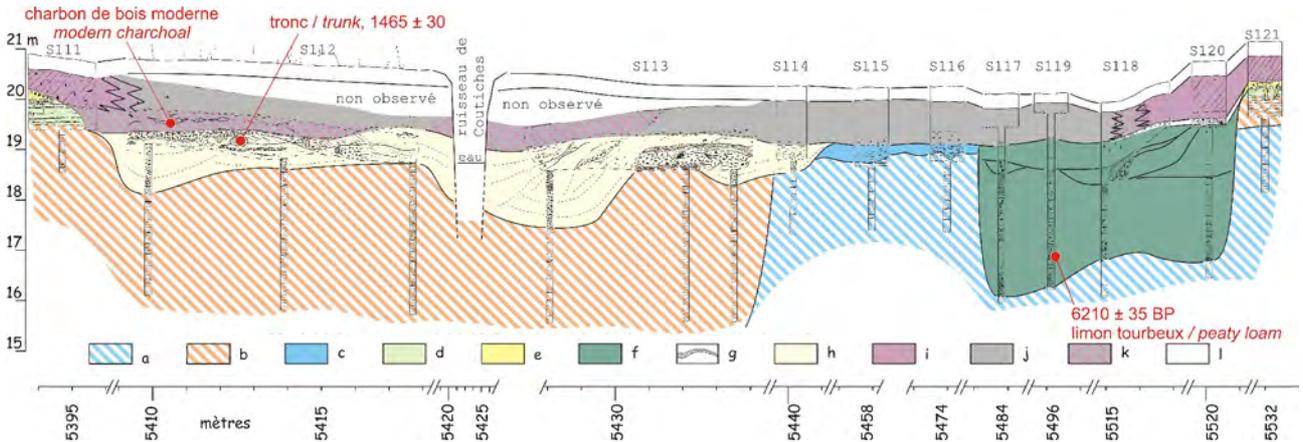


Illustration 27 - Transect du franchissement du ruisseau de Coutiches

- a – sablon et sable limoneux lité, glyifié (unité 4)
- b – sable et limon lité (unité 5)
- c – lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fins plastiques, globalement plus sableux vers le bas, avec limite érosive (discordance avec « a »)
- d – limon et sable lité, nombreuses petites discordances internes (ravines ?) (unité 6)
- e – sable clair homogène, limite inférieure érosive, avec de petits fragments grésifiés provenant de l'unité « d » sous-jacente
- f – succession d'argile et de limon plastique (contaminés par des éléments gréseux provenant de

- la rive), sur des lits de sable et sable limoneux, glauconieux, lits organiques voire tourbeux
- 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 galloromaine)
- j – argile grise, riche en oxyde de fer vers le bas
- k – sable argileux ou argile sableuse
- l – labour ou horizon humifère

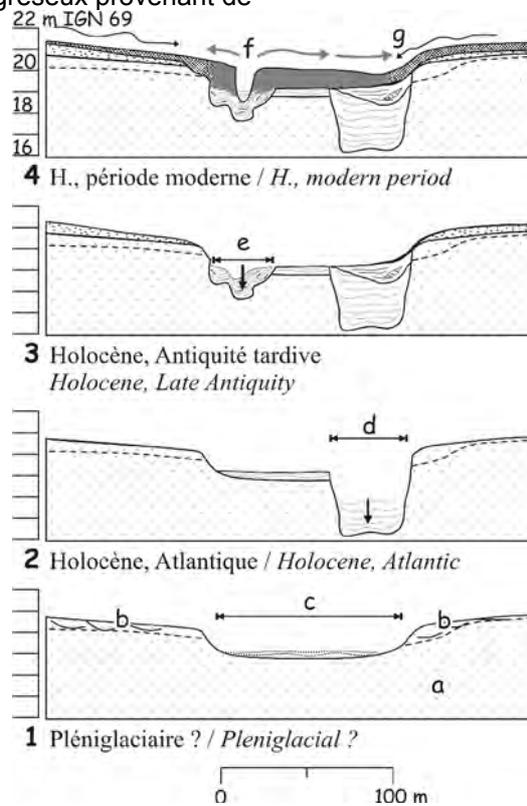
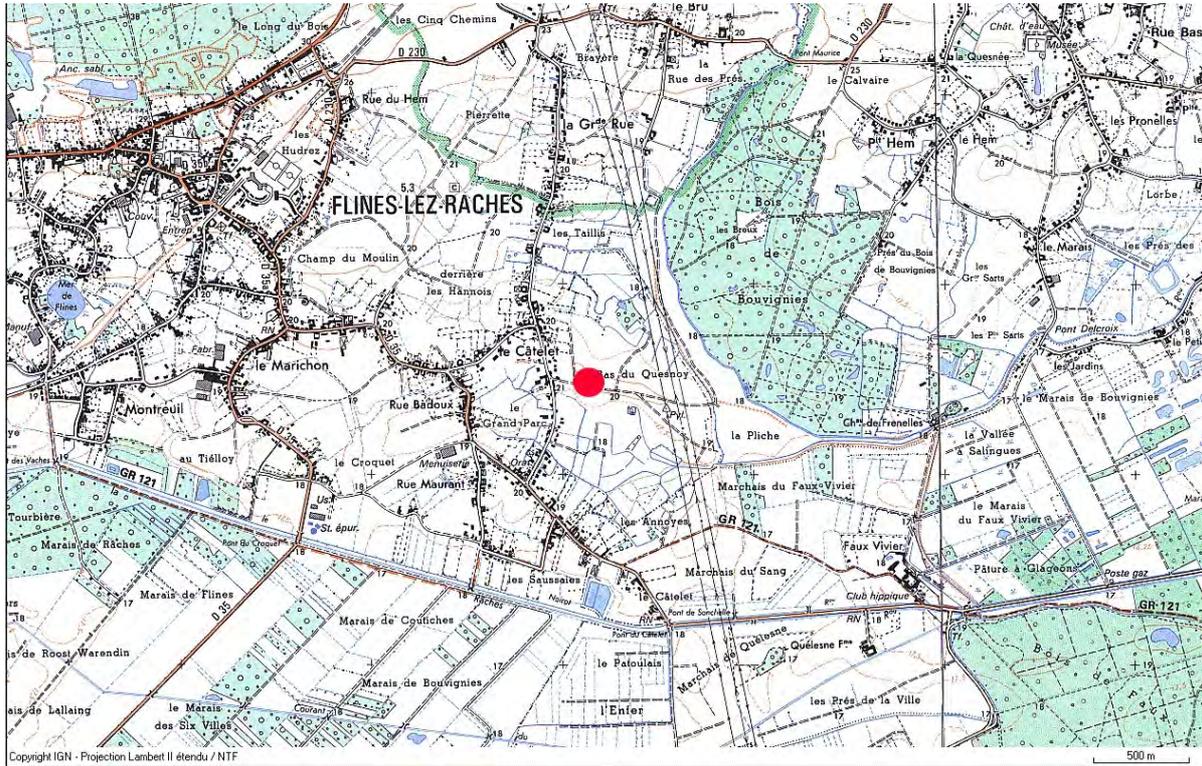


Illustration 28 - Hypothèse de l'évolution du ruisseau de Coutiches

- a – alluvions pléniglaciaires (unité 5)
- b – remaniements en ravines (unité 6)
- c – dernier état du chenal pléniglaciaire (et dépôt de l'unité « c » de la figure précédente)
- d – chenal atlantique, dépôt des unités 9 et 10

- e – chenal de l'Antiquité tardive, dépôt de sable avec bois
- f – argile d'inondation (époque moderne)
- g – colluvions sableuses

3- Arrêt n°2 / la dune du Câtelet



3.1 Morphologie

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. (illustrations 29 à 31).

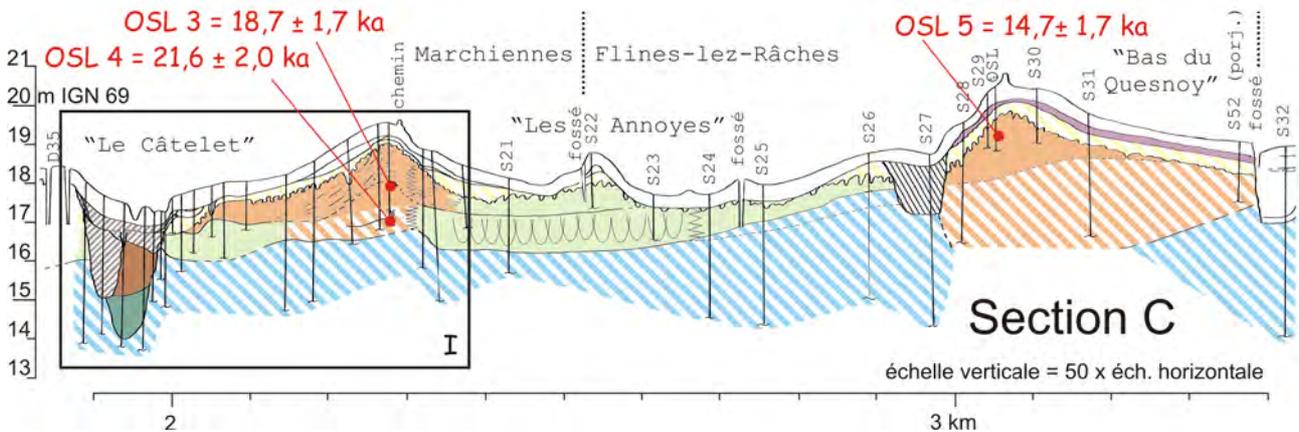


Illustration 29 - Transect gazoduc, section C

cadre I, transect du câtelet, illustration suivante

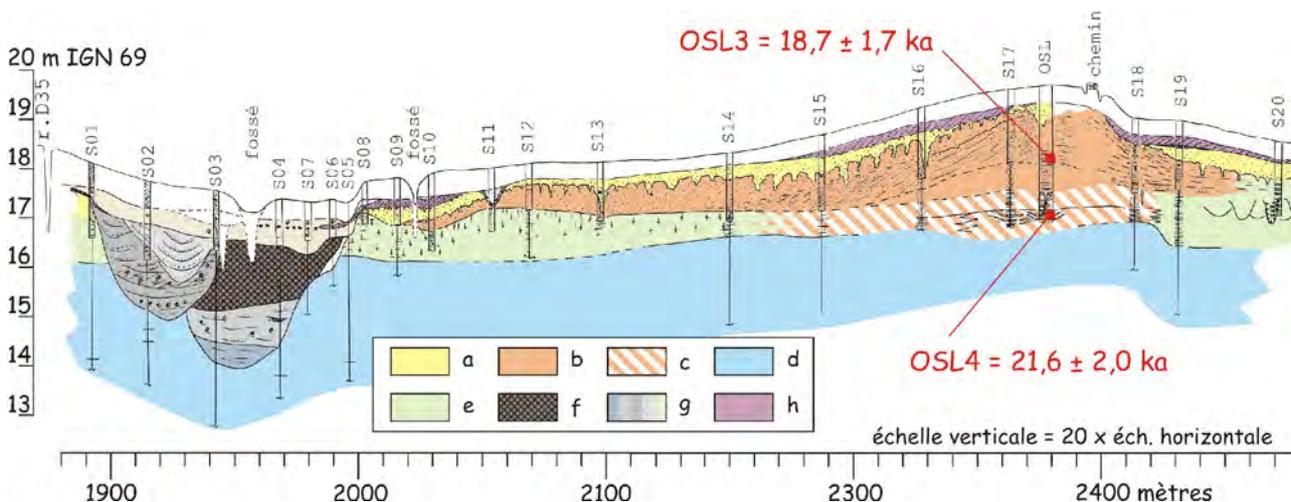


Illustration 30 - Transect du Câtelet

- a – sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire)
- b – sable lité, lits limoneux, réguliers (éolien, Pléniglaciaire)
- c – sable et limon lité (fluvatile, Pléniglaciaire)
- d – limon sablonneux et sable fin lité, gleyifié (fluvatile, Pléniglaciaire ?)
- e – unité hétérogène : sable limoneux verdâtre,

- parfois lité ou avec un système de petits chenaux (Pléniglaciaire ?)
- f – tourbe (Holocène)
- g – limon lité, plus ou moins organique (fluvatile, Tardiglaciaire-Holocène)
- h – colluvions sableuses



Illustration 31 - Puits de franchissement du chemin au sommet de la dune du Câtelet, et vu de la tranchée vers le sud et la prairie humide

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 (illustration 30).

3.3 La Dune du Câtelet

La dune du Câtelet est composée de formations fluviales datées de 21,6 ± 2,0 ka passant à des formations éoliennes datées de 18,7 ± 1,7 ka

(illustrations 30, 32 et 33).

Comme la majeure partie de la plaine, dans

la basse plaine et à ses abords, une pédogenèse avec une oxydation ferrique affecte les dépôts pléni-glaciaires. Une fine couche de sable jaune

scelle ensuite l'ensemble (illustrations 24, 31, 32 et 34). Cette formation, peu épaisse et étendue, est attribuée au Dryas récent.

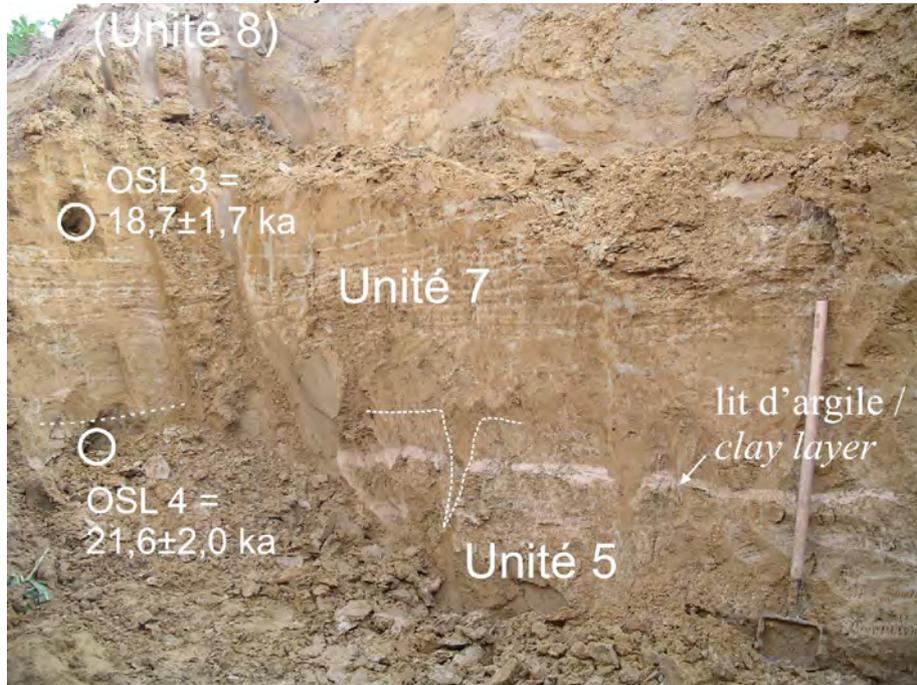


Illustration 32 - Puits du Câtelet, passage des formations fluviales aux formations éoliennes et datations



Illustration 33 - Détail du faciès éolien de la dune du Câtelet (unité 7)

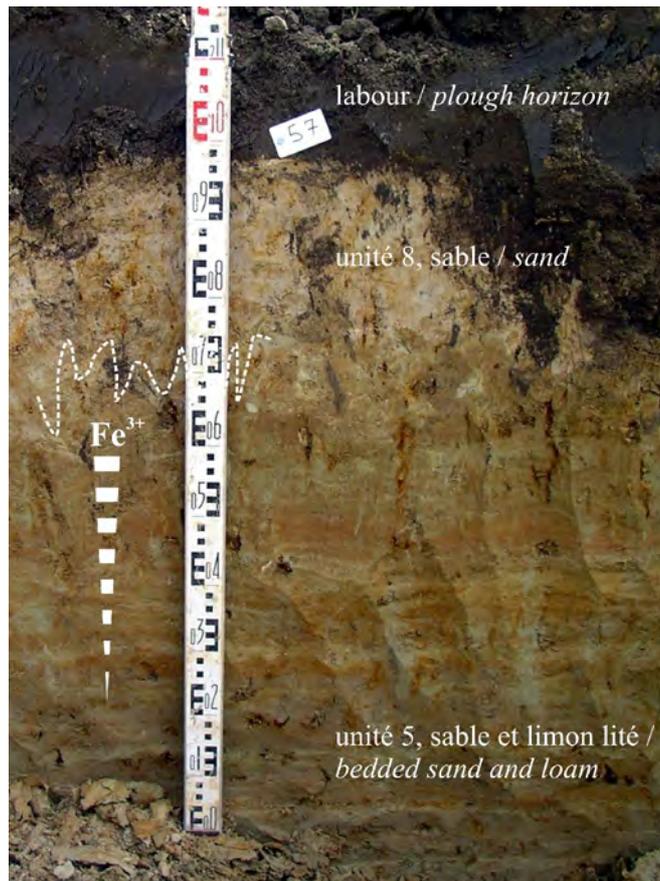
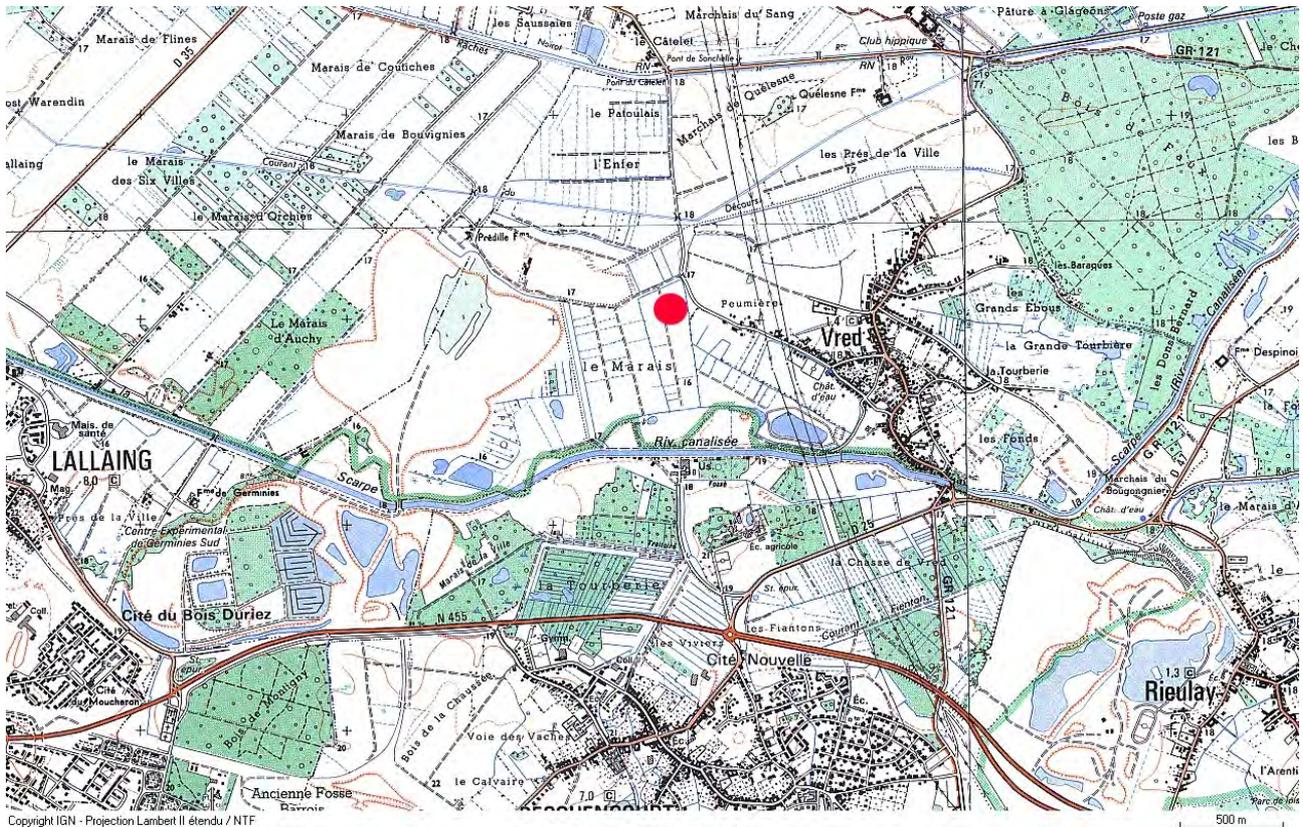


Illustration 34 - unité 5 surmontée par l'unité 8

sondage n° 57, unité 5 jusqu'à 0,6 m de profondeur, unité 8 de 0,6 à 0,95 m

4- Arrêt n°3 / le méandre de Vred



4.1 Partie aval

Sur les premières centaines de mètres du transect, entre le canal de la Scarpe et le village de Vred situé sur un léger relief, des prairies humides aux environs de 16,4 à 16,8 m d'altitude ont été sondées à la tarière. Elles se développent sur quelques décimètres de limon tourbeux, incluant épisodiquement un lit de travertin limoneux. L'ensemble repose sur les formations limono-sableuses litées de l'unité 5.

Plus à l'ouest, aux environs du pk 0,3 (illustration 42), les formations tourbeuses et travertineuses sont plus épaisses et masquent un chenal indécélable dans la topographie. Le comblement est composé, du haut vers le bas, d'un sable grossier fluviatile à nombreux bois flottés qui suit une légère incision dans un limon argileux noir

peu compact et plastique. Ce dernier scelle d'une part des limons plastiques clairs, bleutés ou verdâtres et, d'autre part, une succession de limon plastique avec quelques charbons, de sable et limon tourbeux lités et de sable lité avec passages organiques. Un de ces éléments a été daté à $12\,345 \pm 50$ BP (Lyon-4933, SacA-10418), attribuant ainsi la base du comblement au Bølling

La rive occidentale du chenal colmaté coïncide avec le bord de la prairie. Cette limite morpho-sédimentaire est soulignée par un fossé de drainage et par un dénivelé modeste d'environ 0,5 m (surface vers 17,4 m). Le passage hors de la prairie est surtout marqué par l'affleurement brusque, sous les labours, des formations sableuses pléistocènes (unités 5 et 8).

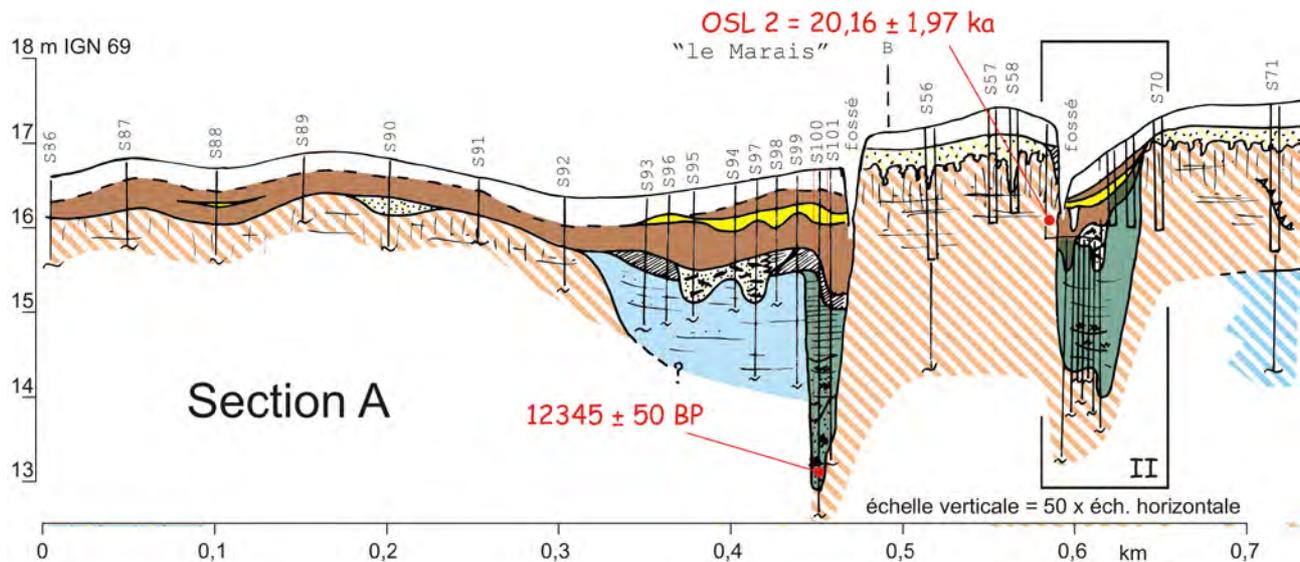


Illustration 35 - Transect gazoduc section A

cadre II : illustration 38

4.2 Partie amont

La zone sableuse labourée est traversée par un talweg à peine perceptible sur le terrain (illustration 36) mais révélé par la microtopographie (illustration 37). Le Lidar Scarpe met bien en évidence l'unicité de ce talweg avec le chenal masqué observé en aval (illustration 4). La coupe du chenal (illustration 38) révèle en effet, de haut en bas :

- un limon tourbeux à malacofaune abondante (labouré)
- un limon travertineux blanc finement lité avec malacofaune très abondante et petits restes végétaux épars. Ces derniers ont été datés de $2\,260 \pm 30$ BP (Ly-3543 GrA).
- un fossé à remplissage lité tourbeux, scellé par le limon travertineux. Les remblais provenant du creusement, clairement identifiables par la reprise en mottes des sédiments sous-jacents, sont déposés de part et d'autre. Ils contiennent quelques tessons de céramique gallo-romaine.
- un limon tourbeux non calcaire, lui aussi scellé par le limon travertineux. Il est antérieur au fossé.
- deux petits chenaux très peu profonds, de l'ordre du mètre, sont perceptibles sous le limon tourbeux. Ils occupent deux emplacements distincts à l'intérieur du lit large d'une quarantaine de mètres. Le plus méridional est large de moins de 5 m et est entaillé sur sa rive nord par le fossé contenant du matériel gallo-romain. Son remplissage est constitué

d'une tourbe passant vers le bas à un limon organique puis à un peu de sable à la base. Une date à $1\,765 \pm 30$ BP (Lyon- 4934, SacA-1 0356) a été obtenue sur un bois et rejetée. Il s'agit peut-être d'une racine consécutive à la végétalisation de la bordure du fossé romain. Le deuxième chenal, large d'un peu plus de quinze mètres, n'est guère plus profond et est comblé par un sédiment témoignant d'une dynamique fluviale un peu plus forte, sous la forme d'un sable lité qui apparaît très sombre en coupe en raison de la très forte charge en fragments de bois flottés. Quelques lits sont exclusivement composés de malacofaunes. Des seuils sont perceptibles d'ouest en est, de part et d'autre de la tranchée de sondage.

- sous cet ensemble, nous retrouvons une succession de sédiments comblant le large chenal d'une quarantaine de mètres. De haut en bas, nous rencontrons un sable limoneux à la carbonatation irrégulière (décarbonatation partielle ?) affecté au nord par un petit sol sombre ; des lits réguliers de sable et de limon sableux, avec des lits organiques bruns, voire tourbeux (observés en tarière), et enfin un sable calcaire régulièrement lité, grossier à la base (avec un lit de sable de craie), plus fin, avec quelques lits limoneux vers le haut. La datation obtenue dans la partie aval du méandre (illustration 35) permet d'attribuer ce comblement au Tardiglaciaire.



Illustration 36 - Scarpe « gazoduc » : trace topographique de la partie amont du méandre de Vred dans la plaine

montage de photos A – franchissement B – méandre visible

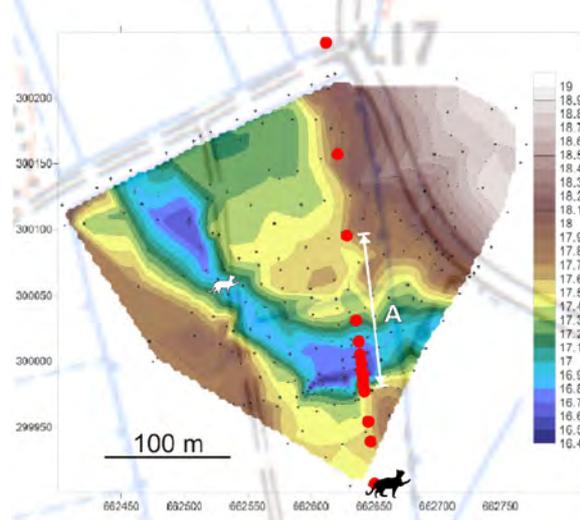


Illustration 37 - Microtopographie du chenal amont du méandre de Vred

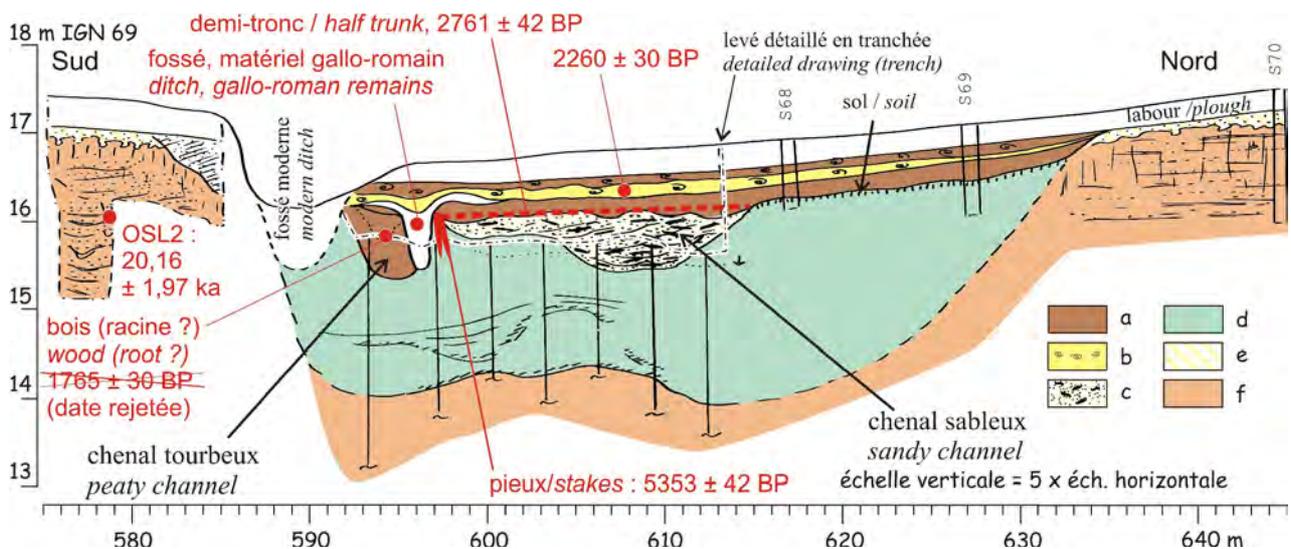


Illustration 38 - Coupe simplifiée du chenal amont du méandre de Vred

a – formations tourbeuses (fluviale, Holocène)
 b – limon travertineux (fluviale, Holocène)
 c – sable et bois flottés (fluviale, Holocène)
 d – limon ou sable lité, passages organiques

(fluviale, Tardiglaciaire)
 e – sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire)
 f – sable et limon lité (fluviale, Pléni-glaciaire).

4.3 Une structure de franchissement

Une structure anthropique a été fouillée exactement au contact du sable à bois flottés et du limon tourbeux sus-jacent, dans la partie amont du méandre. Elle se présente comme un demi-tronc d'aulne, fendu et totalement ébranché, disposé perpendiculairement au chenal (illustrations 39 et 40). Le tronc est daté de l'Âge du Bronze : $2\ 761 \pm 42$ BP (Erl-11737). La face externe, dirigée vers le bas, est enrobée par le sable. La face interne (cœur du tronc fendu), dirigée vers le haut, est scellée par le sédiment tourbeux. Le dépôt de sable contre le tronc indique donc son immersion partielle pendant une phase d'écoulement dynamique du chenal. Toutefois, son dépôt intervient vers la fin de cette phase puisqu'il a ensuite été scellé par les formations tourbeuses. La base du fût est orientée vers le sud. Elle repose sur un chablis ou sur une souche dans une structure fossoyée creusée en rive sud du petit chenal. Cette partie distale est entourée de pieux

très grossièrement taillés (certains non épointés). À la fouille, les pieux ont été interprétés comme un système de blocage du tronc. Un état d'aménagement plus ancien est associé à la présence de deux autres pieux en chêne, distant de 1,5 m du tronc d'aulne. Ils sont datés du Néolithique : $5\ 353 \pm 42$ BP (Erl-11738). La faible emprise autorisée du sondage ne permet pas de déterminer s'il s'agit là d'un aménagement le long de la berge du petit chenal à remplissage sableux ou de la trace, au même endroit, d'une structure destinée à faciliter son franchissement. Il est en effet possible que nous soyons là sur un lieu de traversée privilégié du chenal (illustration 4). Les rives forment deux reliefs sableux (basses terrasses pléistocènes) qui dominent une zone plus basse, humide et très large. Cette vaste zone humide est probablement le lieu de la confluence, aujourd'hui masquée par les tourbes, entre le chenal principal de la Scarpe et un des états du ruisseau de Coutiches.



Illustration 39 - Franchissement du méandre de Vred et fouille

vue de la rive sud ; notez les différents sables (unités 5, rouille, et 8, clair) sous le labour



Illustration 40 - Méandre de Vred : structure de franchissement et partie supérieure du remplissage

1 – labour

2 – limon tourbeux calcaire

3 – tuf calcaire

4 – limon tourbeux non calcaire

5 – sable avec bois flottés

6 – limon verdâtre (remplissage tardiglaciaire)

4.4 Commentaires et interprétations

Le méandre de Vred est masqué par les tourbes dans la prairie humide à proximité du lit principal de la Scarpe tandis qu'il est visible en topographie un peu plus au nord, légèrement incisé dans les alluvions pléniglaciaires. Il constitue un état du ruisseau de Coutiches juste en amont de la confluence avec la Scarpe. Deux coupes, l'une amont et l'autre aval, montrent un remplissage similaire. La partie supérieure est composée de bas en haut d'une succession de sable à bois, de tourbe, de limon travertineux et à nouveau de tourbe. Cette formation est associée à des éléments archéologiques holocènes. Plus bas, nous observons des faciès sableux et limoneux avec passages organiques, dont la base est datée du Bølling. Nous notons une dénivellation notable d'amont vers l'aval. Cette différence d'altitude est interprétée comme un seuil entre des secteurs morphologiques et hydrologiques distincts à l'intérieur de la plaine. Certains faciès de granulométrie fine, uniquement en aval, témoignent d'une décantation (les limons plastiques « j » et « l » de l'illustration 35, pk 4,5).

Nous synthétisons sur l'illustration 41 notre

interprétation de l'évolution sédimentaire et paléoenvironnementale du méandre de Vred et de ses abords.

Phase 1 : Le chenal fonctionne au Tardiglaciaire. La base du comblement est datée du milieu du Bølling (12 345 ± 50 BP). Son incision dans les alluvions sablo-limoneuses de la fin du Pléniglaciaire weichselien (unité 5, OSL 20,1 6 ± 1,97 ka) confère à ces derniers un statut morphologique de basse terrasse.

Phase 2 : Les terrasses sont scellées par un sable éolien attribué au Dryas récent (unité 8). La source du dépôt est probablement locale, avec une déflation facilitée par l'omniprésence de sable fluviatile dans la plaine et peut-être par la formation d'un horizon éluvial sableux facilement remobilisable au cours du Tardiglaciaire.

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

Phase 4 : Au cours de l'Holocène, un nouveau

chenal balaye l'ancien méandre tardiglaciaire. D'une profondeur maximum de l'ordre du mètre, il est associé à des alluvions sableuses à abondants débris de bois dans un contexte hydrologique dynamique.

Phase 5 : C'est dans le même contexte hydrologique de petit chenal dynamique qu'un premier aménagement indéterminé est réalisé au Néolithique. À l'Âge du Bronze, un demi-tronc d'arbre est placé dans le lit mineur, perpendiculairement à l'axe du cours et au droit d'un seuil (environ 1 000-800 av. J.-C.).

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

Phase 7 : Une eau très calcaire inonde la majeure partie de l'ancien méandre. Elle réoccupe l'ensemble du lit majeur holocène, et permet un dépôt de limon travertineux alors que le fossé contenant du matériel gallo-romain est encore nettement sensible dans la topographie.

Cette sédimentation est insolite à plusieurs titres :

(a) elle implique un haut niveau hydrologique et un écoulement qui réoccupe la largeur du lit tardiglaciaire, pour la première fois depuis le début de l'Holocène ; elle est associée paradoxalement à une compétence faible des écoulements caractérisant des inondations où dominent les

processus de décantation en eau stagnante ;
 (b) elle implique un apport massif d'eau carbonatée alors qu'à cet endroit l'ensemble des sédiments sous-jacents est, depuis le Pléniglaciaire weichselien, modérément ou non carbonaté. Il s'agit donc d'un changement majeur dans l'alimentation en eau et donc dans la dynamique des écoulements caractérisant le réseau hydrographique amont ;
 (c) de petits débris végétaux flottés dans le sédiment sont datés de 393 à 208 av. J.-C. Cette datation est contradictoire avec la présence de matériel gallo-romain sous-jacent. Nous l'expliquons par le remaniement des éléments végétaux datés. L'inondation semble donc être corrélative d'une érosion localisée plus en amont.

Nous interprétons ce dépôt comme l'effet dans la plaine de la Scarpe de la capture anthropique de la Satis ou Scarpe d'Arras vers la plaine via Vitry-en-Artois, au Haut Moyen Âge. Cette interprétation est cohérente avec l'ensemble des caractéristiques observées :

- *post-quem* gallo-romain,
- arrivée d'une eau particulièrement chargée en carbonate sans autre équivalent à l'Holocène,
- haut niveau hydrologique sans autre équivalent à l'Holocène,
- témoignage d'une érosion en amont et d'une décantation dans cette partie de la plaine.

Phase 8 : Le dépôt de limon travertineux est recouvert par un limon tourbeux calcaire. Ce dernier est, tout comme les rives sableuses, labouré. Un fossé de drainage, une haie et le caractère estompé de la microtopographie créent le paysage actuel.

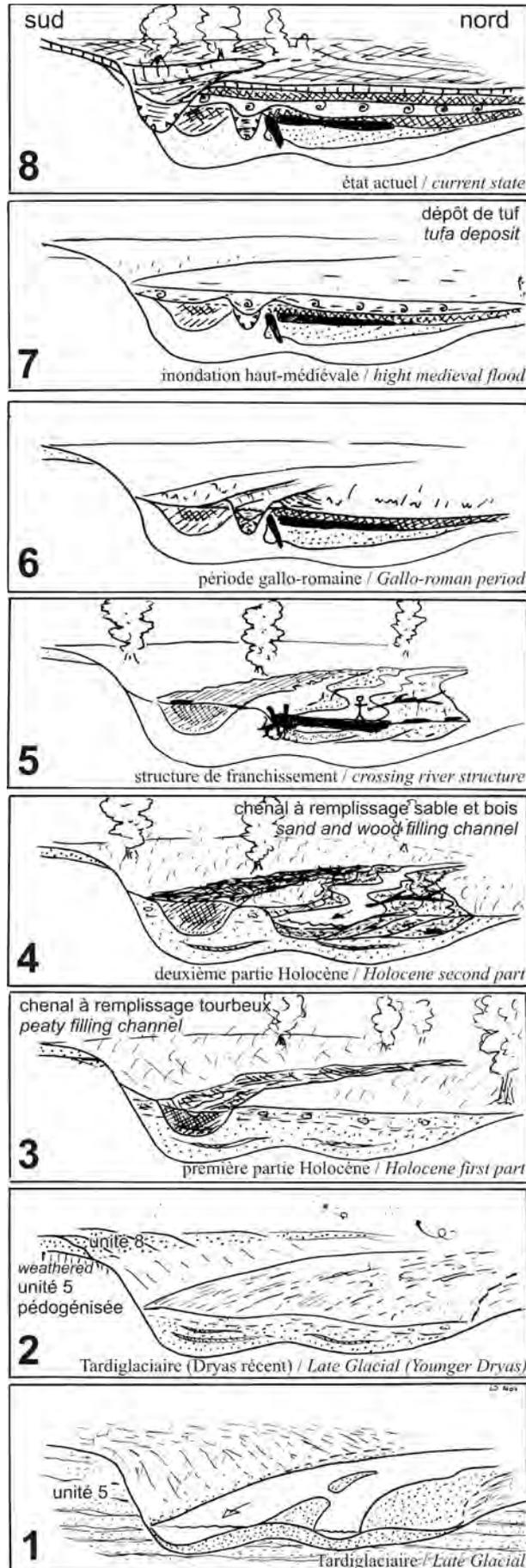


Illustration 41 - reconstitution de l'évolution du méandre de Vred

5- Synthèse sur la plaine de la Scarpe

5.1 La plaine ante-pléniglaciaire

La sédimentation attribuable au Quaternaire reste modérée dans le bassin de la Scarpe (maximum de l'ordre de 7 mètres) et aucun indice de dépôt antérieur au Glaciaire weichselien n'avait été trouvé avant la découverte récente de Waziers. Hervé Fourrier note la présence d'un « faciès limoneux humifère de base » avec un contact franc avec le substrat. Il le décrit comme un « niveau, de moins de 1 m d'épaisseur, de teinte brun foncé à noire [qui] contient environ 2 % de matière organique (d) avec dans certains cas des restes de végétaux mal décomposés. » (Fourrier, 1989 ; p. 223). Cette formation est selon lui relativement bien circonscrite dans la plaine. Il l'interprète comme un pédocomplexe du Début Glaciaire. Nos propres investigations,

limitées en profondeur n'ont pas rencontré cette formation. Nous pouvons nous étonner de la conservation au milieu d'une plaine où s'est manifestée une forte activité fluviale pléniglaciaire weichselienne d'un sol qui n'est que rarement observé sur les versants limitrophes (plus favorables pourtant à sa conservation). Nous remarquons que l'aire d'extension de ce niveau correspond majoritairement à la plaine haute. Fourrier note par ailleurs que le niveau se trouve en « association avec des dépôts variés (sables, limons, sables et limons lités) ». Il s'agit à notre avis d'une formation alluviale. En l'absence de datations, elle peut être rapportée au Début Glaciaire ou à une première partie du Pléniglaciaire weichselien. Sa répartition peut s'expliquer par une meilleure préservation au

nord de la plaine, à l'écart de l'axe de drainage principal emprunté par les écoulements du Pléniglaciaire.

Durant l'année 2013, un dépôt fluviale travertineux et tourbeux eemien a été découvert à Waziers au lieu-dit « Le Bas-Terroir » au sud-ouest de la plaine. Le dépôt a été observé une première fois par Yann Petite en 2011 au cours d'un diagnostic archéologique. Une nouvelle observation de la formation tourbeuse en 2013 sur une parcelle proche, toujours dans le cadre d'un diagnostic archéologique, a permis d'émettre l'hypothèse d'un âge anté-Pléniglaciaire en raison de la présence d'une tourbe à bois sous des formations fluvi-éoliennes attribuables au Pléniglaciaire weichselien (Deschodt, 2014). L'ancienneté de la formation a été confirmée par une datation radiocarbone sur bois au-delà des limites de la méthode. De plus, le statut d'Interglaciaire et donc selon toute vraisemblance l'âge eemien de la formation a été clairement mis en évidence grâce au contenu malacologique prélevé dans un nouveau sondage et en particulier par la présence de *Belgrandia marginata* (étude Limondin-Lozouët). Cette espèce est en effet présente uniquement au cours des Interglaciaires et a disparu des cortèges holocènes. Nous sommes à Waziers vraisemblablement en présence d'un début d'Interglaciaire évoluant vers un optimum climatique.

Une fouille programmée a été organisée en 2014, révélant la présence d'industrie lithique ans le chenal eemien.

5.2 La plaine Pléniglaciaire

5.2.1 Sur les données disponibles

À l'exception notable de la thèse d'Hervé Fourrier avec une campagne de sondages à la tarière manuelle (Fourrier, 1989, 1992), le Pléistocène de la plaine de la Scarpe a été peu étudié. Les opérations d'archéologie préventive ont offert l'occasion d'effectuer de nouvelles observations. Des puits à la pelle mécanique ont été réalisés depuis la vallée

affluente de l'Escrebieux jusqu'à Saint-Amand-les-Eaux « Usine GSK-Stérilyo ». Les observations restent peu nombreuses et la compréhension de la stratigraphie de la plaine repose surtout sur l'observation du transect gazoduc. Les autres données de la plaine prennent sens par comparaison avec le transect (Deschodt *et al.*, 2012 ; Deschodt, 2014).

5.2.2 Morphologie et héritages : l'apport du gazoduc

Un premier schéma d'évolution de la plaine a pu être proposé à partir du transect gazoduc, soulignant les héritages morphologiques du

Pléniglaciaire supérieur (illustration 42)

Traces des chenaux pléniglaciaires

Le transect du gazoduc a permis d'interpréter le lit majeur actuel du ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe, comme la trace d'un large chenal pléniglaciaire peu profond. Nous avons envisagé que ce système puisse être généralisé à l'ensemble de la plaine : les lits mineurs tardiglaciaires et holocènes incisent et occupent le dernier état des chenaux pléniglaciaires qui fonctionnent alors comme des lits majeurs. Des indices morphologiques visibles sur le terrain peuvent être interprétés comme modelés hérités de chenaux pléniglaciaires. La présence de méandre est également suggérée par les formes courbes affectées par les axes de circulation ou les zones humides visibles sur la carte. Le MNT lidar a confirmé sans ambiguïté cet héritage.

Dissymétrie nord-sud de la plaine : un glaciaire fluvial

La mobilité des écoulements explique la morphologie en glaciaire de la plaine haute. Cette dernière résulte de la coalescence de vastes cônes d'épandage très étalés (de l'ordre de 5 à 7 m de haut

pour environ 5 km d'extension, soit une pente moyenne d'un peu plus de 1 ‰) entre le talus bordier et la basse plaine. La Pévèle a alimenté le glaciaire en matériaux sableux. Ces formes se différencient des glaciaires de types cryopediment observés fréquemment au pied des versants doux sableux par le fait que leur genèse est due à des cours d'eau constitués et qu'ils pénètrent plus profondément dans la plaine. Toutefois, il n'y a pas de limite stricte avec les cryopediments et il devrait être possible d'observer une transition progressive dans l'espace ou dans le temps

Des dunes

Le transect gazoduc a confirmé la présence de petites dunes dans la plaine. De légers reliefs sont composés de sable éolien (« unité 7 ») avec une composante loessique plus ou moins marquée. L'accumulation éolienne est postérieure au dépôt fluvial de l'« unité 5 » et datée par OSL de la fin du Pléniglaciaire.

fluviaux et éoliens

5.2.3 Morphologie et héritages : l'apport du Lidar

Des méandres

Le MNT Lidar (illustration 4) a confirmé la morphologie héritée (illustration 43). La présence de méandre, soupçonnée, est maintenant confirmée sans ambiguïté. Les eaux se concentrent dans la plaine basse et s'écoulent vers l'est et l'Escaut en dessinant des méandres entre 0,5 et 2 km de large. Les défluviations répétées ont multiplié ces formes sur toute la basse plaine sableuse, à partir de Vred. Plus à l'ouest, les traces sont moins abondantes et consistent en quelques tronçons rectilignes ou méandriformes plus difficiles à appréhender. La mare à Goriaux occupe le sud de l'un d'eux. Quelques méandres existent aussi dans la plaine haute. L'un d'eux, assez vaste, occupe le sud de la forêt de Marchiennes. Leur trace est moins distincte, peut-être en raison d'un âge plus ancien ou, plus probablement, en raison d'une activité éolienne qui se surimpose aux modelés antérieurs et les estompe.

À l'ouest de la plaine, des sections de chenaux larges, probablement pléniglaciaires, sont repérées de manière discontinue. La morphologie fluviale devient bien distincte à partir de Vred. L'axe de drainage le plus net se situe au sud, de Rieulay à Millonfosse avec un large chenal sinueux avec barres de méandres et nombreux déversements. Il traverse une plaine ponctuée de multiples méandres abandonnés.

En amont de Vred, des chenaux méandriformes de gabarit nettement inférieur aux larges méandres du Pléniglaciaire occupent la zone de marais entre Flines-lez-Râches et Lallaing. Ils sont attribuables à l'activité de la Scarpe depuis le

Tardiglaciaire. Le méandre de Vred, de gabarit similaire, a été recoupé sur le transect gazoduc à proximité de sa confluence avec la Scarpe. La lecture du MNT permet d'affirmer qu'il n'est pas un état antérieur de la Scarpe ou d'un lit secondaire. Il est un des états du ruisseau de Coutiches, affluent de la Scarpe, tout comme d'ailleurs le cours du Câtelet. Le ruisseau de Coutiches a dû subir de nombreuses défluviations avec des cours dirigés tantôt vers le sud et la Scarpe, tantôt vers le marais des Evoiches.

Des dunes

Plusieurs reliefs rectilignes, ou des alignements de petits reliefs, se développent sur des axes ouest/est à ouest-nord-ouest/est-sud-est. Nous les interprétons comme un système de dunes linéaires (illustration 44). Leur présence semble directement dépendre de la disponibilité du sable en surface (développement limité à la zone cartographiée par Hervé Fourrier, figuré n° 6 sur l'illustration 43). La partie ouest de la plaine en est dépourvue. Leur genèse semble directement liée à l'abondance du matériel sableux local disponible. Au nord de la forêt de Saint-Amand, une série de petits reliefs en croissant peuvent être interprétés comme un champ de dunes paraboliques. Nous ne connaissons pas leur âge. Une attribution Pléniglaciaire ou Tardiglaciaire est. Les dunes sont protégées à la faveur d'une parcelle de forêt. Le rôle protecteur de la forêt est ici particulièrement flagrant avec la disparition brutale, plus au nord et plus au sud, dans des parcelles anciennement défrichées comme l'indiquent les traces d'aménagements.

Interactions éolien / fluvial

De manière évidente, le réseau de méandres du sud de la plaine dissèque les reliefs dunaires. Ces érosions sont à l'origine de la présence des talus réguliers, de dénivelés modestes mais bien marqués, qui parsèment la basse plaine. Le phénomène inverse existe avec le recouvrement éolien de chenaux non ou faiblement actifs.

Des zones déprimées

À l'ouest de la plaine, nous observons des zones déprimées fermées, avec en particulier Frais-Marais et Sin-le-Noble. Nous ne connaissons pas l'origine exacte de ces formes qui rappellent les modelés observés dans la région de Carvin et de Dourges. Nous pouvons poser l'hypothèse d'un remblaiement loessique irrégulier.

5.2.4 Discussion sur la chronologie des modelés

Nous n'avons que peu d'éléments de datations sur les modelés décrits supra. Le tracé du gazoduc permet d'affirmer sans ambiguïté que le petit méandre de Vred relève d'une activité du Tardiglaciaire et de l'Holocène et qu'au moins une partie du système dunaire est datée à plusieurs endroits du Pléniglaciaire supérieur (environ 20 et 27 ka).

L'apport principal du Lidar est la perception d'un système méandriforme de grande envergure qui se déploie sur une large partie est de la plaine. Nous excluons que les faibles débits actuels puissent être à l'origine des grands méandres qui sont, de toute évidence, un héritage pléistocène. Ils ont été générés par des débits d'ordre supérieur qui, même dans le cas de petits bassins, sont concevables en contexte périglaciaire avec une imperméabilisation due au gel et une fonte de neige. Localement, les modelés semblent faire apparaître un recoupement des formes dunaires par les méandres. Ceux-ci seraient donc, au moins pour une partie d'entre eux, postérieurs à l'activité éolienne. À l'inverse, certaines formes fluviales sont peut-être estompées par

l'activité éolienne

La présence de méandre n'est pas exceptionnelle en contexte périglaciaire. De plus, les paramètres du bassin, à savoir :

- le caractère centripète du réseau qui exacerbe les pics de crue,
- la pente extrêmement faible de l'axe de drainage central (de l'ordre de 0,25 ‰),
- la charge exclusivement fine (sables et limons), ont dû concourir pour développer fréquemment un style méandriforme. Des méandres ont dû se développer tout au long du Pléistocène.

En l'absence de datations directes *post quem* des sédiments encaissants ou *ante quem* des comblements, il est impossible de conclure ici. Nous pouvons proposer un diachronisme des modelés qui ont pu se développer pendant une partie du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire. Toutefois, nous n'excluons pas que des formes héritées aient pu fonctionner à la fin du Pléniglaciaire supérieur, voire que les paramètres physiques du bassin aient permis une tendance au méandrage dans un contexte d'activité extensive en anastomose.

5.2.5 Le Pléniglaciaire inférieur

Aucun dépôt du Pléniglaciaire inférieur n'a été formellement identifié. Toutefois le retour à un profil d'équilibre du versant sableux de la colline du Mont-des-Bruyères à Saint-Amand-les-Eaux au début du Pléniglaciaire moyen permet, indirectement, d'envisager une forte activité fluviale à la fin du Pléniglaciaire inférieur ou à la transition Pléniglaciaire inférieur / Pléniglaciaire moyen. Une phase de morphogenèse a nécessité l'évacuation

d'une charge sableuse abondante au pied du relief. Un débit important devait résulter de la présence d'un pergélisol et d'un ruissellement généralisé à l'ensemble du bassin versant. Les écoulements de forte énergie ont dû s'exprimer dans toute la plaine. Nous attribuons à leur action érosive l'absence de dépôt antérieur (à l'exception peut-être d'hypothétiques témoins de dépôt Début Glaciaire dans la partie nord de la plaine).

5.2.6 Le Pléniglaciaire moyen

Nous attribuons au Pléniglaciaire moyen les formations fluviales à dominante limoneuse rencontrées sur le gazoduc (« unité 4 ») antérieures aux formations fluviales à texture contrastée datées du Pléniglaciaire supérieur. Elles témoignent d'une activité fluviale de plus faible énergie mais largement répandue dans toute la plaine. Des petits passages organiques épisodiques ont été observés. En l'absence de datation, les hypothétiques témoins

du Début Glaciaire évoqués peuvent aussi appartenir à cette phase.

La perception globale du Pléniglaciaire moyen à partir de quelques sondages cache une histoire et une géographie probablement complexes que nous ne sommes pas en mesure de reconstituer. Tout au plus, pouvons-nous affirmer que les dépôts ont été soumis à une déflation et que la plaine a connu une présence humaine au cours des

interstades pléniglaciaires (Mont-des-Bruyères).

5.2.7 Le Pléniglaciaire supérieur

Une plaine balayée par les eaux

Le passage des formations à dominante limoneuse attribuées au Pléniglaciaire moyen aux dépôts datés du Pléniglaciaire supérieur (dates par OSL sur l'« unité 5 » du gazoduc et date par radiocarbone à Saint-Amand, usine GSK) s'accompagne d'apports sableux plus grossiers et d'une nette augmentation du contraste textural entre les lits. Il doit s'agir là de la réponse sédimentaire, via un fort contraste hydrologique saisonnier, au maximum de froid au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Un ruissellement, amplifié par un sol gelé et le caractère centripète du réseau, alterne avec une phase d'écoulements très faibles. Une décantation des particules fines intervient dans les chenaux actifs ainsi qu'un peu partout dans la plaine, après la crue, dans de petites dépressions correspondant à des chenaux abandonnés. La faible représentation des figures périglaciaires dans un contexte pourtant clairement périglaciaire pourrait être un indice supplémentaire d'une forte activité fluviale. Les sédiments provenant du versant crayeux de l'Ostrevant sont chargés en calcaire : graviers de craie au pied du versant (Lallaing, rue Montozon) ou dépôts alluviaux limoneux calcaires plus loin dans la plaine (Lallaing, Wandignies-Hamage, Hasnon, Saint-Amand-les-Eaux). La concentration en carbonate dans les lamines de sédiments les plus fins résulte d'une décantation dans les chenaux et les zones inondées (phénomène similaire à celui observé dans la vallée de la Deûle). L'axe de drainage principal est-ouest de la basse plaine a joué le rôle de limite entre la masse sédimentaire issue de la Pévèle et celle issue de l'Ostrevant. En rive gauche de la Scarpe, les taux de carbonates sont nuls ou très faibles, liés à quelques nummulites provenant du point culminant de la Pévèle. Ces dernières ont pu être apportées par le réseau hydrographique ou, à la fin du Pléniglaciaire, par saltation (cf. indice à Mérignies dans la Pévèle).

La généralisation des alluvions sur une grande superficie s'explique par une forte instabilité des chenaux dans un contexte de pente faible, d'abondance de la charge sableuse et de fort contraste hydrologique. À elle seule, elle permet de déduire un style fluvial mobile. Cette instabilité des cours rend compte aussi de la morphologie en glacis de la plaine haute. Le glacis résulte de la coalescence de vastes cônes d'épandage très étalés (de l'ordre de 5 à 7 m de haut pour environ 5 km d'extension, soit une pente moyenne d'un peu plus de 1 ‰) entre le talus bordier et la basse plaine. La Pévèle a pu alimenter les cônes d'épandage en matériaux sableux.

À l'image des chenaux affluents observés,

nous envisageons des chenaux larges de plusieurs dizaines de mètres (environ 50 à 100 m) et peu profonds (un à deux mètres ?) dont le remplissage à texture contrastée (limon/sable) est similaire à l'encaissant déposé dans les mêmes conditions. L'âge et l'environnement précis de chenaux et des méandres sont méconnus.

Une plaine balayée par les vents

La fin du Pléniglaciaire supérieur est marquée par le développement de dépôt éolien dans la plaine. Ceux-ci prennent deux formes distinctes en fonction de leur position géographique. Dans l'extrémité ouest de la Plaine, les écoulements fluviaux sont fortement réduits. Un loess en continuité avec les versants couvre les alluvions sableuses antérieures. Seul un petit secteur (Leforest à Roost-Warendin) est composé d'une texture mixte sable et limon à l'affleurement. Il s'agit probablement de la zone de rétraction des derniers écoulements de la fin du Pléniglaciaire supérieur dans la partie amont de la plaine.

Dans le reste de la plaine, le phénomène éolien est marqué par la présence de dunes linéaires de direction ouest-est et de dénivelés modestes (maximum de l'ordre de 3 mètres). L'opération du gazoduc a permis de dater deux dépôts dunaires : $18,7 \pm 1,7$ ka et $14,7 \pm 1,7$ ka (la seconde datation étant susceptible d'être légèrement plus jeune que l'âge réel de l'échantillon). Le phénomène dunaire est donc contemporain des apports loessiques observés dans tout le reste de la région. Un apport loessique se manifeste d'ailleurs au sein des dunes (lits parfois épais de plusieurs centimètres) ou sous forme de petits placages épars. La texture souvent mixte (limon et sable) et la structure litée des modelés éoliens rend difficile la distinction avec les dépôts alluviaux sous-jacents.

Le phénomène dunaire se développe d'ouest en est à partir de la bordure de la Pévèle, où le substrat sableux éocène remanié par les écoulements s'offre à la déflation, selon un processus déjà mis en évidence dans les plaines plus septentrionales. Le versant de la Pévèle apparaît comme l'« accroche » de longues dunes linéaires ou d'alignement de dunes. Les dunes linéaires sont généralement considérées comme résultat d'un apport sableux modeste et de régime de vents variables. Le phénomène dunaire prend également naissance dans la basse plaine à partir de Vred. Dans ce cas, le matériau source est prélevé non pas dans les affleurements sableux de la bordure de la Pévèle mais dans les alluvions sableuses. Processus fluviaux et éoliens coexistent.

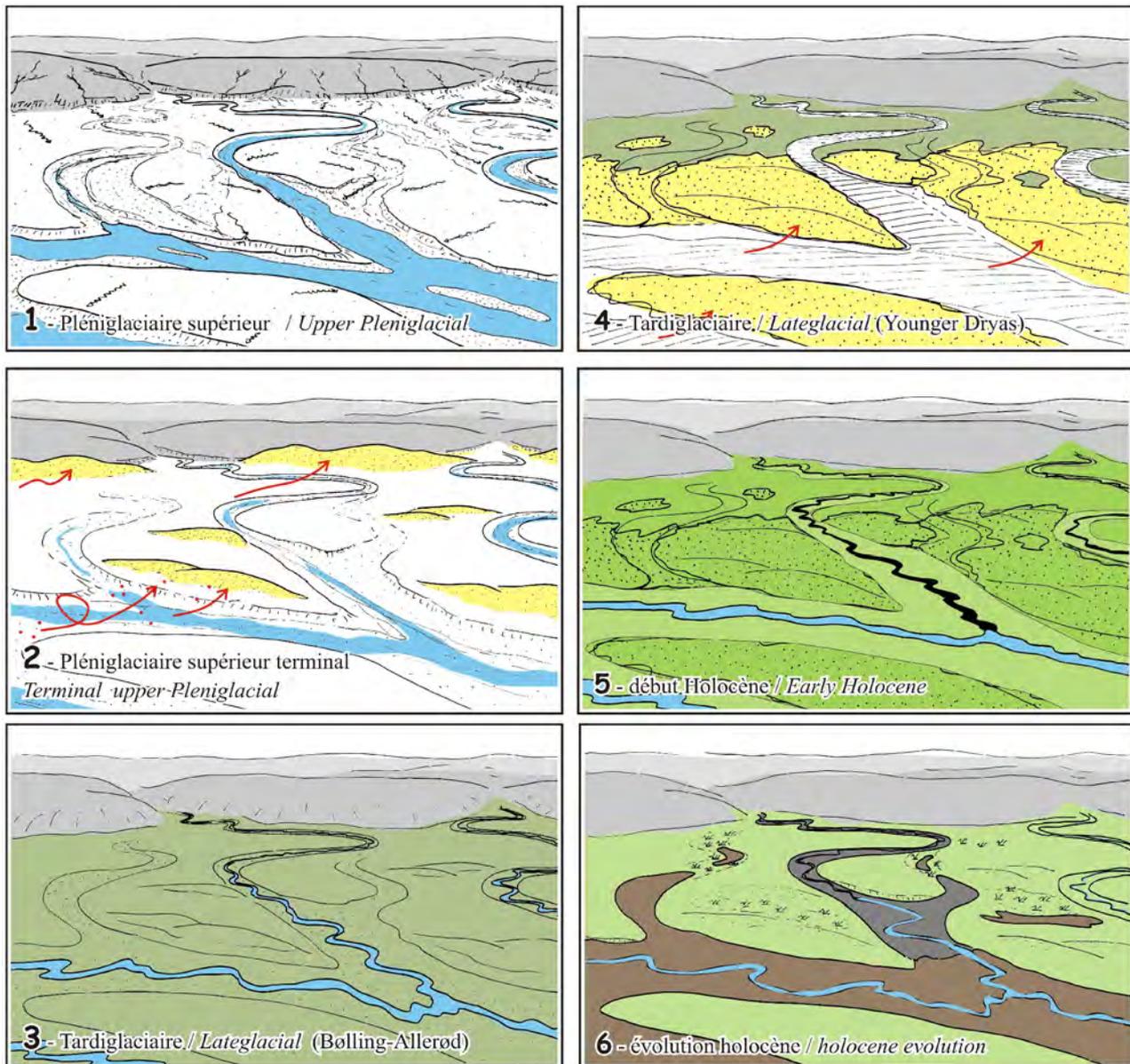


Illustration 42 - Scarpe « gazoduc » : essai de reconstitution de la paléogéographie de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien

vue schématique vers le nord depuis l'axe de drainage principal

phase 1

Au Pléniglaciaire, les cours d'eau provenant de la Pévèle sont très mobiles. Remaniant le substrat sableux, ils forment des cônes d'épandage au pied du talus bordier argileux.

phase 2

À la fin du Pléniglaciaire, le climat devient plus aride. Le vent reprend le sable à disposition dans les chenaux et forme de modestes dunes, en bordure des chenaux ou adossées au talus argileux.

phase 3

Au Tardiglaciaire, des petits chenaux incisent les lits laissés par les écoulements antérieurs. Les lits pléniglaciaires deviennent alors des lits majeurs. Une

pédogenèse affecte les formations alluviales et éoliennes antérieures.

phase 4

À la fin du Tardiglaciaire, au Dryas récent, une nouvelle phase d'éolisation affecte le réseau. Cette fois, le sable forme des nappes à proximité immédiate des zones de déflation.

phase 5

Dans la première partie de l'Holocène, les cours d'eau occupent une partie des chenaux pléniglaciaires.

phase 6

Au cours de l'Holocène, la remontée de la nappe conduit à un ennoïement des points bas par des formations tourbeuses. Des dépôts argileux scellent le fond de vallée de ruisseaux affluents.

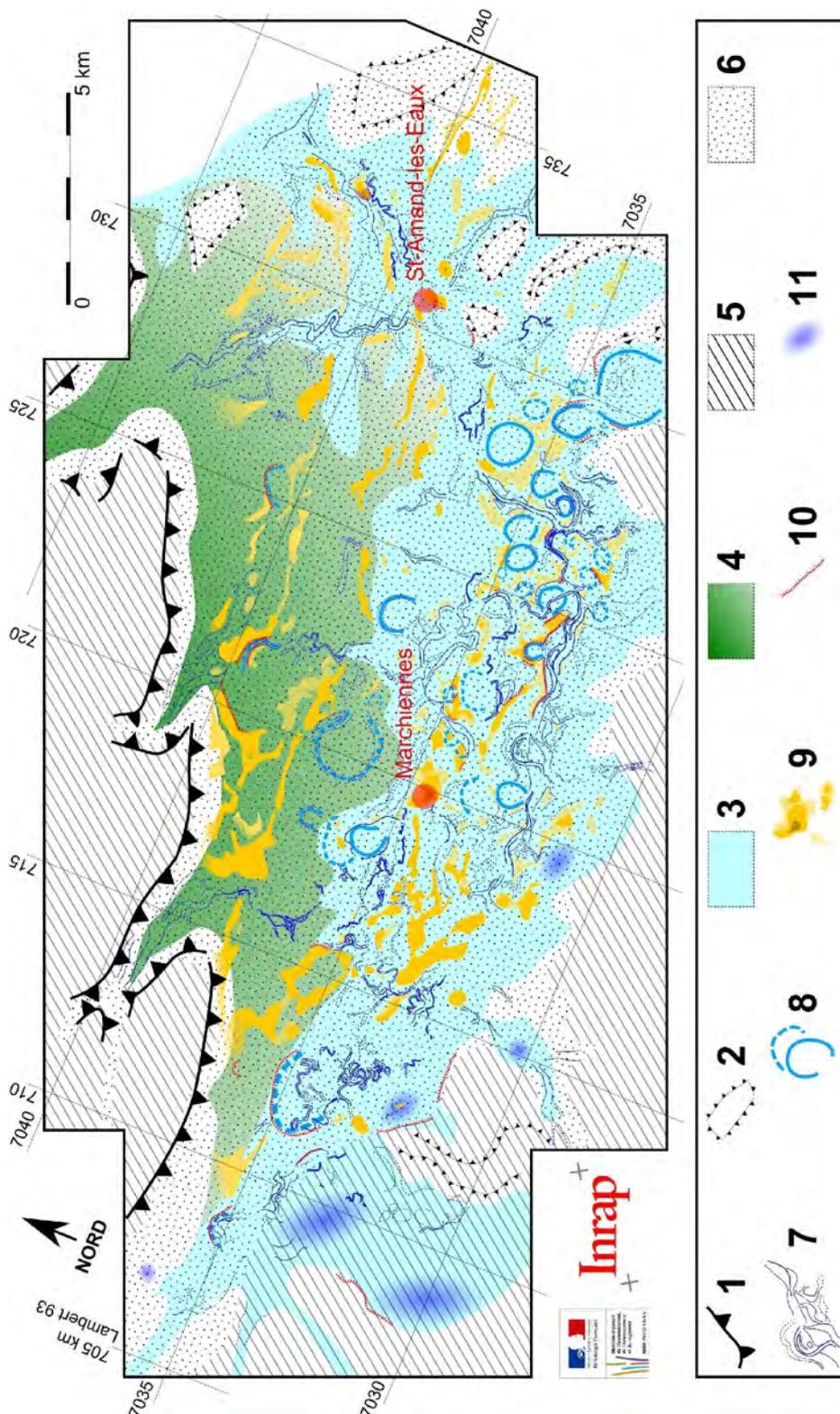


Illustration 43 Carto-interprétation du MNT LiDAR Scarpe

- 1 – talus bordier structural de la Pévèle
- 2 – collines témoins développées dans les sable éocène
- 3 – basse plaine
- 4 – haute plaine
- 5 – limon en surface (d’après Fourier 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés)
- 6 – limon sableux ou sable en surface (d’après

- Fourrier 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés)
- 7 – traces de chenaux visibles sur le MNT
- 8 – méandre visible sur le MNT
- 9 – éminences sableuses (dunes)
- 10 – petit talus vigoureux visible sur le MNT
- 11 – zones basses fermées

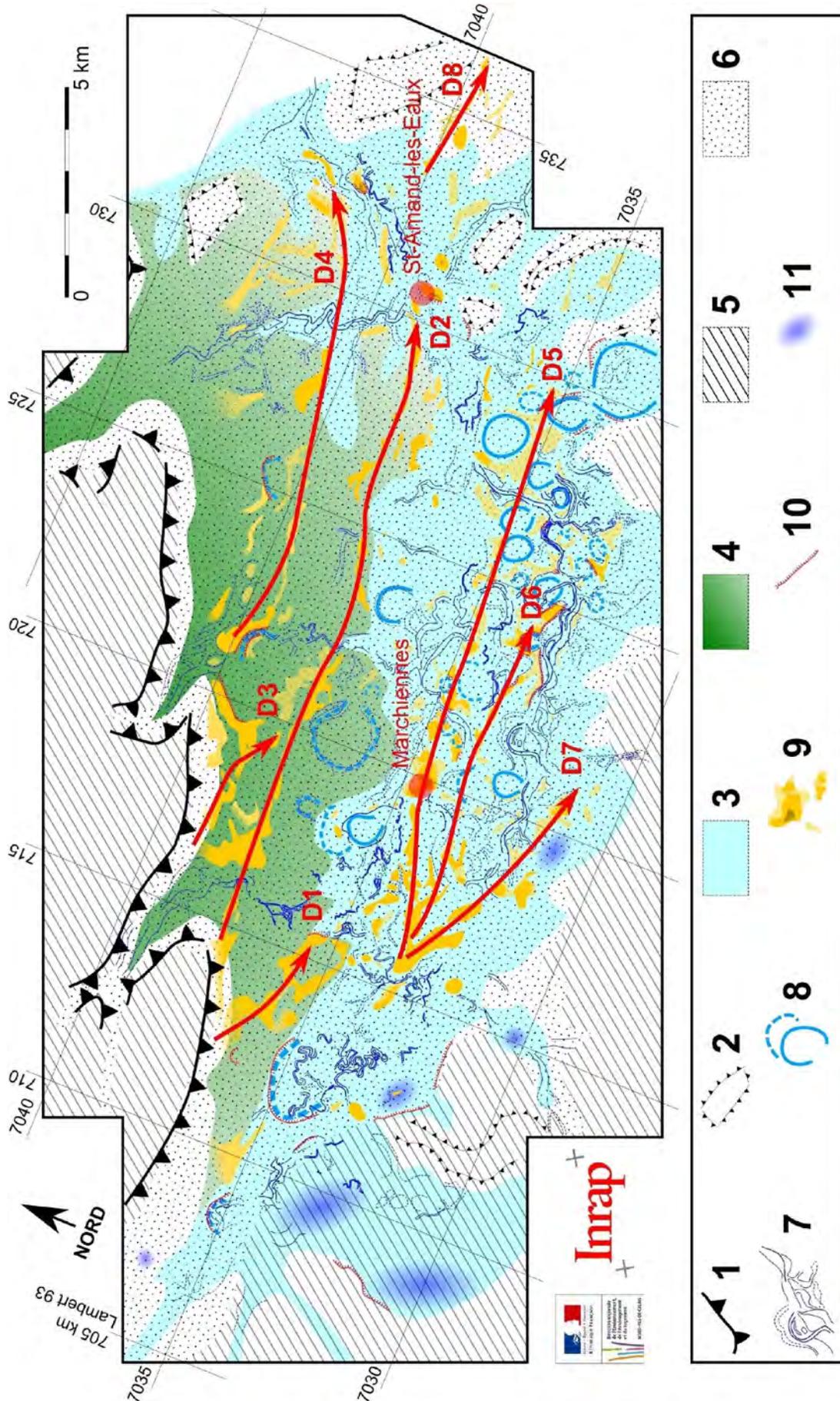


Illustration 44 - Cartographie de dunes linéaires dans la plaine de la Scarpe

Bibliographie

Deligne, 1998 - La vallée de la Scarpe inférieure aux XIIe et XIIIe siècles, *Archaeologia Duacensis*, 13, 98 p.

Deschodt L., 2014 - *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut*, thèse de géographie physique, Paris 1, Paris, 632 p.

Deschodt L., Salvador P.-G., Feray P., et Schwenninger J.-L., 2012 - Transect partiel de la plaine de la Scarpe (Bassin de l'Escaut, Nord de la France). Stratigraphie et évolution paléogéographique du Pléniglaciaire supérieur à l'Holocène récent, *Quaternaire*, 23 (1), 87-116.

Feray P., 2009 - *Gazoduc Marcq-en-Ostrevent-Orchies, tranche 1, lot Nord Scarpe : Commune de Marchienne, Flines-lez-Râches, Bouvignies et Coutiche*, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2009

Fourrier H., 1992 - Données nouvelles sur les formations superficielles de la plaine de la Scarpe et de ses bordures (Nord de la France), *Hommes et Terres du Nord*, (4), 206-216.

Fourrier H., 1989 - *La plaine de la Scarpe et ses bordures (Nord de la France). Analyse séquentielle des formations superficielles. Aspects des sols.*, Lille 1

Fourrier H. et Masson F.-X., 1982 - Reconnaissance des dépôts sédimentaires, matériaux originels des sols de la région de Marchiennes (Plaine de la Scarpe), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 102, 41-47.

Gosselet J., 1897 - Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : Ostrevant, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 24, 243-262.

Ladrière J., 1888 - L'ancien lit de la Scarpe, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 15, 217-238.

Lequeux A., 1934 - Les alluvions de l'Escaut et de la Scarpe d'après de nouveaux sondages, *Annales de la Société Géologique du Nord*, 59, 108-118.

Louis E., 2009 - Douai et les détournements de la Scarpe IXe-XIe s., *Revue du Nord*, 14 (14), 113-127.

Louis E., 1990 - L'alimentation de Douai en eau, au Moyen Âge, *Archaeologia Duacensis*, 3, i5-i40.

Praud I., Bernard V., Bossut D., Boulen M., Braguier S., Clarys B., Coubray S., Dietsch-Sellami M.-F., Fabre J., Fechner K., Jouanin G., Lantoine J., Lemouland Q., Maigrot Y., Martial E., Michel L., Monchablon C., Palau R., Ponel P., et Van Der Plicht J., 2007 - *Houplin-Ancoisne (59). « Le Marais de Santes »*, Villeneuve d'Ascq, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 2007

Sommé J., 1977 - *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*, Thèse d'Etat