

LA PALÉO-VALLÉE MOSANE DE BARCHON (PROVINCE DE LIÈGE, BELGIQUE) : DE SA GENÈSE JUSQU'AU LAMBEAU DE TERRASSE

THE MEUSE PALAEO-VALLEY AT BARCHON: FROM ITS GENESIS TO THE TERRACE REMNANT (LIÈGE PROVINCE, BELGIUM)

Étienne JUVIGNÉ, Geoffrey HOUBRECHTS, Jean VAN CAMPENHOUT

Résumé

Le lambeau de Barchon appartient à une très haute terrasse mosane et son intégration dans les modèles repose uniquement sur une altitude souvent estimée de la base du cailloutis ; elle varie entre 160 et 175 m selon les auteurs, ce qui a conduit à le placer dans quatre terrasses différentes. Deux chantiers d'envergure ont mis au jour son cailloutis, la couverture loessique et le socle en plusieurs endroits, si bien qu'en plus des données altimétriques, une étude sédimentologique a été possible. De ce fait, les principales étapes de la formation de la paléo-vallée correspondante ont pu être reconstituées.

Mots-clés

Belgique, Barchon, Meuse, terrasse, basculement

Abstract

The Barchon gravel belongs to a very high Mosan terrace and its integration into the models refers only on the estimated elevation of its base that ranges between 160 and 175 m according to the authors. This led to place that gravel in four different terraces. Two large-scale workings uncovered the gravel, the loess cover and the basement in several places, so that in addition to altimetric data, a sedimentological study was possible. As a result, the main stages of the formation of the corresponding paleo-valley could be reconstituted.

Keywords

Belgium, Barchon, Meuse, terrace, tilting

INTRODUCTION

Le lambeau de terrasse mosane de Barchon est le plus élevé d'une série disposée en gradins sur un plateau d'interfluve, tout d'abord entre les vallées de la Julienne et de la Meuse, puis celles du Bolland et de la Berwinne (Figure 1A). Depuis Barchon jusqu'à Visé (Lorette), la pente moyenne de la ligne de crête est de l'ordre de 6 ‰ sur une distance de ~ 10 km, et des replats s'en dégagent (Figure 1B) :

- à Barchon à ~ 180 m ;

- à Housse à ~ 165 m ;
- à Richelle à ~ 140 m ;
- à Visé (quartier de Lorette) à ~ 120 m.

Dans chaque cas une couverture loessique d'épaisseur plurimétrique recouvre du cailloutis mosan. À Barchon, deux chantiers d'envergure ont mis ce cailloutis au jour. Il s'agit de l'élargissement de la sortie Blégny de l'autoroute E40 et de l'installation du réseau d'égouts dans un projet de lotissement à proximité du Fort (Figure 1C).

I. ÉVOCATION DANS LA LITTÉRATURE

Seuls les travaux qui ont pris en considération le lambeau de Barchon sont évoqués ci-dessous.

- Briquet (1907) intègre le lambeau dans son modèle qui s'étend de l'aval de Seraing jusqu'à Sittard ; il estime l'altitude de la base à 165 m, sans justification.
- Macar (1938, 1957) intègre le même lambeau dans son modèle des terrasses mosanes de Liège jusqu'au Limbourg en estimant l'altitude de la base à 170 m, également sans justification.
- Gulinck et Graulich (1957 et les archives du Service géologique de Belgique, 2021) réalisent l'étude de reconnaissance géologique du tronçon régional de l'autoroute E40 et ils rapportent la position altimétrique du cailloutis dans des forages (valeurs en mètres) : fiche SGB228, orifice à 179,8 (limon) – 173,8 (cailloutis) – 167,8 (socle houiller) ; fiche du SGB229, orifice à 174,1 (limon) – 179 (cailloutis) – 168 (socle houiller). Dans la coupe de synthèse de ce travail, la base du cailloutis est présentée à 168 m d'altitude.
- Deuse (1963) profite de la mise en affleurement du cailloutis lors du début de l'ouverture de la tranchée de l'autoroute E40 et il apporte notamment les renseignements suivants : (1) le cailloutis est plus riche en silex et en cailloux d'arkose altérée au pied des terrains du Crétacé (partie orientale) qu'en bordure du versant de la vallée de la Julienne où la matrice est intensément rubéfiée ; (2) la présence d'une couverture de loess atteignant 3 m d'épaisseur sur l'ensemble du cailloutis. On notera que le contact cailloutis/socle n'était pas encore atteint au moment du travail de l'auteur.
- Pissart (1974) produit un travail de synthèse sur les terrasses mosanes depuis Pagny-sur-Meuse (France) jusqu'au Limbourg (Belgique et Pays-Bas). On lit sur la figure que la terrasse qui doit inclure le lambeau passe à ~ 175 m à Barchon, sans justification.
- Juvigné et Renard (1992) distinguent deux lambeaux à Barchon : (1) le supérieur est un replat à 185 m ; (2) l'inférieur est celui pour lequel Gulinck et Graulich (1957) ont reconnu la base à l'altitude de 168 m.
- Pissart *et al.* (1997), dans un nouveau travail de synthèse sur les terrasses mosanes depuis la Lorraine (France) jusqu'au Limbourg (Belgique et

Pays-Bas) reprennent en le modifiant le modèle précité de Juvigné et Renard, mais la position du lambeau de Barchon est difficilement identifiable sur le modèle et aucune précision n'est apportée dans le texte.

Il résulte de l'examen de la littérature et des archives relatives au lambeau de Barchon que :

1. Il n'existe que deux valeurs mesurées de l'altitude du cailloutis (Gulinck et Graulich, 1957) ;
2. La Carte géologique de Belgique fait état de deux descriptions de puits dont l'altitude de l'orifice doit être lue par rapport à des courbes de niveau sur la carte (ICM, 1896) ;
3. L'altitude de la base du lambeau dans les différents modèles de terrasses mosanes varie de 165 à 175 m ;
4. Aucun critère, autre que la base des lambeaux, n'a été utilisé pour proposer des raccords de proche en proche ;
5. La seule donnée sédimentologique rapportée est due à Deuse (1963).

II. MÉTHODES

Des détails sur les méthodes évoquées ci-dessous peuvent être consultés dans Juvigné *et al.* (2021a).

- *Sémantique.* Dans la pratique, le terme *terrasse* a souvent été utilisé pour désigner un seul *lambeau*. Pour notre part, nous avons choisi de respecter la distinction entre les deux termes. Dans le texte qui suit *lambeau*, voire *lf*, sera lu *lambeau de terrasse fluviale* et *terrasse* sera compris comme une ancienne plaine alluviale reconstituée par au moins deux *lambeaux* corrélatifs.
- *Prélèvements d'échantillons.* Tous les échantillons (10 à 13 kg ; 1 seau de 10 litres) ont été prélevés en coupe uniquement dans des lentilles graveleuses.
- *Distribution granulométrique.* Mode opératoire : (1) pesée de l'échantillon brut ; (2) dispersion de l'échantillon dans l'eau et tamisage à 2 mm jusqu'à obtenir une récolte de cailloux propres ; (3) séchage ; (4) tamisage à sec sur une colonne de tamis avec pas de $\phi/2$; (5) représentation graphique des distributions ; (6) calcul d'indices.
- *Typologie des cailloux.* Dans l'ordre de la taille, à partir de la classe la plus grossière, celle de 8

à 16 mm est la première qui, dans les conditions de prélèvement précitées, contient suffisamment d'éléments pour soutenir des pourcentages. Elle a été plongée dans une solution $\text{HCl}_{10\% \text{vol}}$ de façon à extraire immédiatement les cailloux de calcaire et de dolomie et les comptabiliser séparément, puis à dissoudre les pellicules ferrugineuses des autres galets, sans cela souvent indéterminables. La typologie adoptée est la suivante : galets de quartz pur ; galets de quartzite fermement reconnaissables (avec au moins une veine de quartz et/ou une empreinte de cube de pyrite) ; autres galets de roches siliceuses dont les quartzites sans veines de quartz ni empreintes de cube de pyrite, les grès, les psammites... ; calcaire et dolomie ; cailloux non émoussés (éclats de silex et de socle sans distinction de nature) ; les concrétions formées *in situ* (c.-à-d. le plus souvent, limonite...). En cours de détermination, chaque galet a été soumis à une pression des doigts pour déceler les éléments friables qui sont enregistrés séparément ; ils font toujours partie des galets sans quartz apparent. Des indices de fréquence ont été définis dont nous ne retenons ici que :

- $Q' = 100 \times \text{quartz}/\text{tous les galets}$;
 - $Q'' = 100 \times (\text{quartz} + \text{quartzites fermement identifiés})/\text{tous les galets}$;
 - $S = 100 \times \text{silex}/\text{tous les éléments de l'échantillon}$;
 - $F = 100 \times \text{galets friables}/\text{tous les galets}$.
- **Émoussé.** Il a été déterminé uniquement sur les quartz purs de 8 à 16 mm. Qu'ils soient entiers ou qu'ils présentent des cassures, une centaine d'entre eux a été soumise à l'analyse informatique d'images mise au point par Roussillon *et al.* (2009 : indice Iw). Nous avons assorti cet indice d'un autre résultant du départage visuel des galets de quartz en trois catégories :
- les quartz bien arrondis dont la surface est lisse pour avoir subi l'action de la houle sur un estran, ils sont dits quartz marins ;
 - les quartz marins cassés qui ont perdu un ou plusieurs éclats, mais qui en dehors des surfaces de cassure, ont conservé une surface lisse suffisante pour que l'on reconnaisse qu'ils ont subi l'action de la houle ;
 - les quartz dont la surface présente un microrelief et des arêtes peu émoussées, ils sont dits quartz fluviaux.
- De ce tri visuel, nous ne rapportons ici que

l'indice M'' .

- $M'' = 100 \times \text{quartz marins entiers ou cassés}/\text{tous les quartz}$.
- **Minéraux denses.** Ils ont été extraits de la fraction sableuse comprise entre 75 et 425 μm . Les séparations ont été exécutées dans le bromoforme et en ampoule en répétant les cycles agitation – décanation – récolte jusqu'à ne plus obtenir de récolte. Dans les terrains oligocènes à quaternaires du bassin de la Meuse, le zircon, la tourmaline et les polymorphes du TiO_2 constituent systématiquement la majorité des minéraux denses transparents (mdt) ; ils sont ainsi considérés comme les ubiquistes. Dans les sables oligocènes et les dépôts dérivés, les ubiquistes sont accompagnés de disthène, staurotide, andalousite, topaze et sillimanite ; on constate que l'initiative de grouper ces derniers sous le vocable de minéraux paramétamorphiques s'est pérennisée (p. ex. : Bourguignon, 1954 ; Demoulin, 1987 ; Juvigné et Houbrechts, 2020...).

III. APPROCHE NOUVELLE DE LA CONNAISSANCE DU LAMBEAU DE BAR-CHON

A. Valorisation de données d'archives

La carte géologique de Belgique (planchette de Dahlem n°122 ; Forir, 1896) rapporte l'épaisseur des formations traversées dans deux puits de reconnaissance géologique du site qui allait recevoir le fort :

1. Puits P1 : 3,5 q3m (limon) – 6,5 q2os (sable quartzueux à points noirs) – 0,6 q2m (gravier mosan) – H2 (socle houiller) ;
2. Puits P2 : 2,6 q3m – 1,2 q2os – 2,1 q2m – H2 (socle houiller).

En reportant la position des sites dans le réseau PICC (Projet informatique de Cartographie continue ; SPW, 2021b), on déduit l'altitude de la base du cailloutis : en P1, orifice à $178 \pm 0,5$ m et base à $168,1 \pm 0,5$ m ; en P2, orifice à 180 m et base à 169 m.

La définition de q2os fait penser à du sable fluvial. Toutefois, par comparaison avec nos observations, il devrait s'agir au moins partiellement de paléosols enregistrés dans du limon loessique à petits nodules de fer-manganèse qui n'étaient

pas connus des géologues à la fin du 19^e siècle. En conséquence, si la position du contact q2m/socle est fiable dans les descriptions précitées, celle de la limite entre le sable fluviatile et les paléosols interglaciaires ne l'est pas.

B. Examen de coupes et d'excavations

Trois sites ont été excavés dans le lambeau pendant la durée de ce travail : la sortie Blégny de l'autoroute E40, le lotissement du Fort de Barchon et une excavation dans le village de Barchon. Ce dernier site n'a pas fait l'objet d'une étude particulière, il se situe rue Thier du Ry, n° 9, à 181 m d'altitude où en 2015, une excavation de 3 m de profondeur y a mis au jour le cailloutis mosan sous une couverture de limon loessique d'épaisseur pluridécimétrique. Le socle n'y a pas été atteint. Cette observation

permet néanmoins d'affirmer que le ruisseau de Bacsay s'est incisé à travers le lambeau.

1. La coupe de l'élargissement de la sortie Blégny de l'autoroute E40

À la faveur de cet ouvrage, le cailloutis du lambeau a été excavé sur toute son épaisseur et la relation avec des dépôts de pied de versant a pu être établie (Figure 2).

Le contact cailloutis/socle a été observé dans une chambre de visite au km 100 à 169,5 m (altitude de l'orifice à 170,5 m dans le réseau PICC). Les marges du lambeau se situent à l'ouest au km 99,9 et à l'est au km 100,2. Dans ce dernier endroit, le versant fossilisé est constitué de schistes houillers altérés en argile sur 2 à 3 m de profondeur, et des

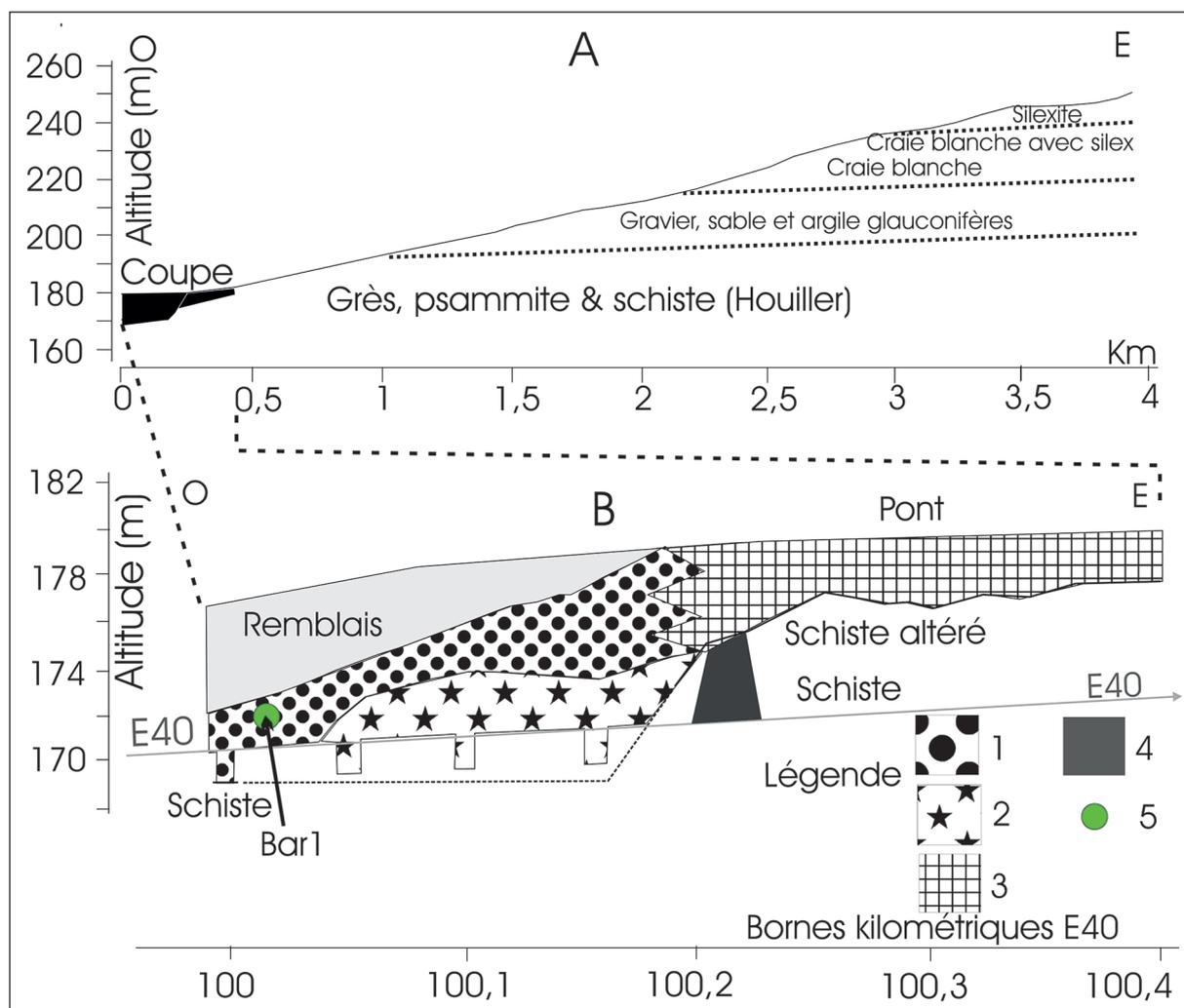


Figure 2. Les terrains impliqués dans la coupe de la sortie Blégny de l'autoroute E40. (A) Position du lambeau par rapport au versant où affleurent des terrains du Crétacé et du Houiller. (B) Lithologie de l'affleurement étudié. Légende : 1 = faciès graveleux du cailloutis ; 2 = faciès sableux du cailloutis ; 3 = gravier de silex ; 4 = bancs de calcaire (toit d'anticlinal) ; 5 = position de l'échantillon Bar1.

bancs de calcaire sont présents localement (anticlinal). Le toit du cailloutis se situe à ~ 179 m, si bien que l'épaisseur originale du dépôt mosan était donc égale ou supérieure à 9,5 m. Un échantillon a été prélevé dans l'unité graveleuse au km 100 (Bar1).

Le gravier de silex de la Figure 2 est constitué essentiellement de cailloux jointifs et d'une matrice discrète. Le terme silexite n'est pas utilisé de façon à éviter la confusion avec la silexite du sommet du Crétacé. Cette couche a été suivie sur 200 m de longueur. Elle présente une épaisseur croissante de 2 à 5 m en direction du cailloutis mosan dans la partie supérieure duquel elle s'emboîte. Il devrait s'agir d'un cailloutis du ruisseau de Bacsay primitif, voire d'un dépôt de pied de versant.

2. Le suivi des travaux du lotissement du Fort

En 2018-19, l'un d'entre nous (E.J.) a suivi journalièrement l'installation du réseau d'égouts dans le lotissement du Fort de Barchon (Figure 3). Les terrains présents sont dans l'ordre, de la surface

vers la profondeur : une couverture loessique, un cailloutis fluviatile puis le socle houiller.

a. Les terrains de couverture

Les terrains de couverture sont formés de limon d'origine éolienne (loess). L'épaisseur du loess est partout supérieure à 3 m. Le loess weichselien supérieur est omniprésent en position primaire attestée par la présence de haut en bas :

- du sol holocène décarbonaté ;
- de loess carbonaté ;
- du paléosol le plus typique (Horizon à langues de Nagelbeek) ;
- d'un horizon de loess pulvérulent contenant un lit de poussière volcanique (Téphra d'Eltville) tombée notamment sur toute la partie orientale de la Belgique (Juvigné et Semmel, 1981) il y a environ 20 000 ans (Poucllet et Juvigné, 2009).

Sous le loess weichselien supérieur, des limons loessiques brun-roux et un gley de toundra datant

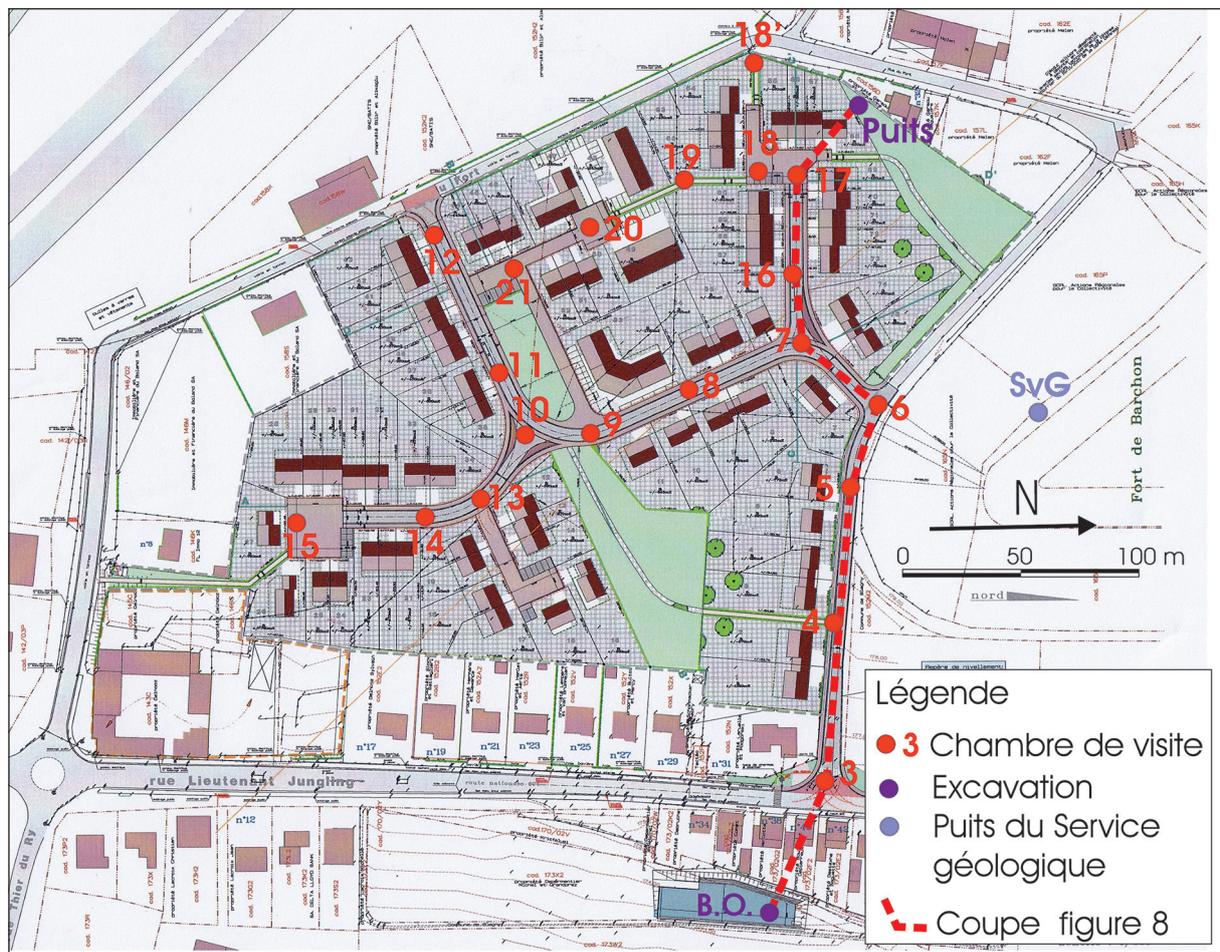


Figure 3. Plan du lotissement du Fort (document du Bureau Boland-Tailleur, avec ajouts)

probablement du Weichselien moyen sont aussi présents localement. On notera que c'est la première fois que l'on fait état d'une coupe type de loess weichselien supérieur sur le flanc droit de la vallée de la Meuse.

b. La base du cailloutis

Toutes les données d'altitude mesurées sont reportées sur la Figure 5. Les mesures pour les points 3 à 6 ont été obtenues en tenant compte de l'altitude de la surface du sol mesurée par rapport au réseau de nivellement des époques respectives. L'excavation de la rue du Ry a été limitée à 3 m de profondeur et n'a pas atteint le toit du socle. Dans l'ensemble, l'altitude de la base du cailloutis n'est donc connue que dans un tiers de la superficie du lambeau ; son relief y est subhorizontal entre 168 et 169,5 m.

c. Le toit du cailloutis

Il a été suivi en fond d'excavation depuis le bassin d'orage jusqu'à la chambre de visite CV4. Il passe par un point culminant en CV3 à 173,5 m et il a

été atteint par un forage à la tarière dans le fond de la tranchée en CV5 à 172 m. Une excavation a été creusée à bout de bras de pelleteuse (5,5 m) dans la partie extrême NO du lotissement. Elle a montré 2 m de loess weichselien supérieur, puis 3,5 m de loess brun-roux (paléosols) et à 172 m le toit du cailloutis n'était toujours pas atteint. À la faveur de l'interprétation d'essais de sol (CPT – *Cone Penetration Test*), réalisés par la firme Vanderkeulen dans l'ensemble du lotissement, l'altitude du toit du cailloutis a pu être cartographiée. Sa surface est en pente générale vers le NO de 176 à 171 m (Figure 6). On peut ajouter qu'il a été vu à 179,5 m dans la coupe de la sortie de l'autoroute.

C. Prélèvements

Au cours des travaux, le cailloutis a été mis au jour dans trois excavations et des échantillons ont été prélevés aux endroits et altitudes suivants : dans le bassin d'orage à trois niveaux différents (Bar2 à 168 m, Bar3 à 169 m et Bar4 à 170 m) ; dans la chambre de visite CV3 à deux niveaux différents

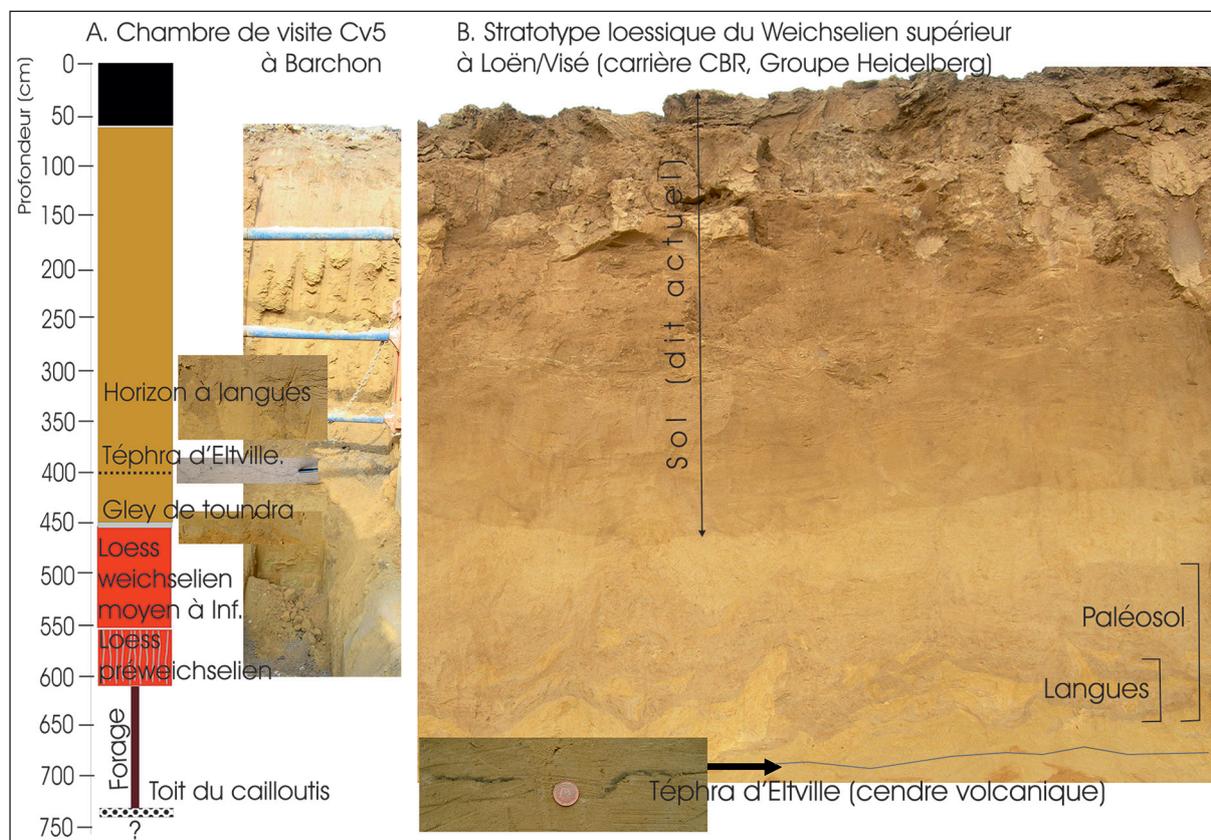


Figure 4. (A) Coupe dans le loess dans le lotissement du Fort de Barchon à l'endroit de la chambre de visite CV5. (B) Le stratotype régional en matière de loess du Weichselien supérieur conservé et protégé dans les terrains de couverture de la carrière de craie des Cimenteries et Briquetries Réunies (CBR, Groupe Heidelberg) à Loën/Visé.

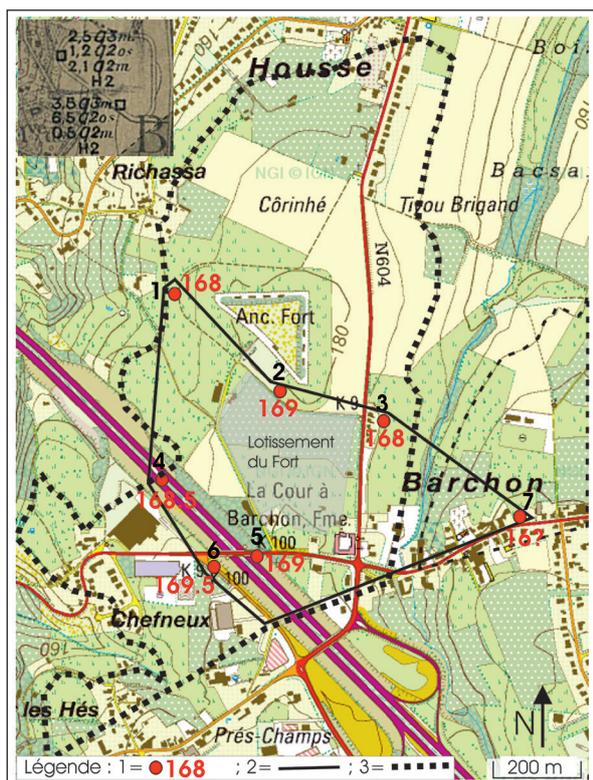


Figure 5. Extension du lambeau de Barchon. Légende : 1 = altitude connue de la base du cailloutis ; 2 = périmètre de la zone où la présence du cailloutis en position primaire est avérée ; 3 = périmètre de la zone où le cailloutis est probablement présent en position primaire. Explications : en encart, extrait de la carte géologique de Belgique montrant les séquences stratigraphiques de puits de référence reprises sur la figure (sites 1 et 2) ; site 3, bassin d'orage du lotissement (mesures au GPS par le Bureau Boland-Tailleux) ; sites 4 et 5, fiches du SGB 122W0229 et 122W0228 (Gulinck et Graulich, 1957) ; site 6, chambre de visite de l'élargissement de la sortie de l'autoroute E40 (altitude de la surface lue dans le réseau PICC) ; site 7, excavation où la partie supérieure du cailloutis a été mise au jour, mais où la base n'a pas été atteinte. La limite probable du lambeau du côté de l'incision de la Meuse est tracée sur la courbe de niveau de 170 m (base du cailloutis à ~ 168 m). Fond de carte topographique à 1 : 10 000 (IGN, 2021a).

(Bar5 à 172 m et Bar6 à 173 m) ; dans la chambre de visite CV4 (Bar7 à 173 m).

D. Sédimentologie

L'histogramme montre que : (1) le mode moyen se trouve dans le gravier grossier (22,6 à 32 mm) et la moyenne des 7 valeurs est de 26,9 mm (Tableau 1) ; (2) le plus gros élément atteint 90 mm et il n'est jamais inférieur à 64 mm ; (3) la distribution est asymétrique négative. Les courbes

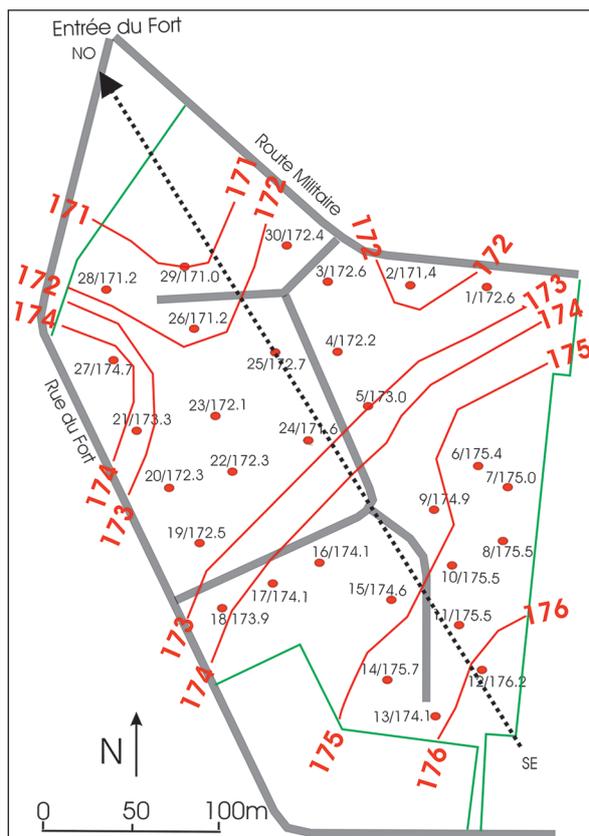


Figure 6. Altitude du toit du cailloutis mosan dans le lotissement du Fort de Barchon d'après les résultats des essais de sol (CPT) réalisés par la firme Vanderkeulen.

cumulatives mettent en exergue les fourchettes de valeurs : (1) des médianes $14,7 < D_{50} < 26,3$ mm (moyenne : 22,8 mm) ; (2) des 3^e quartiles $27,5 < D_{75} < 39,2$ mm (moyenne : 36,3 mm). La part de la matrice varie de 36 à 74 % (Tableau 1).

1. Fréquence de galets (Tableau 1)

Si l'on exclut du calcul de fréquence les éclats de silex d'origine locale, la fréquence des quartz (Q') est comprise entre 36,8 et 78,6 % (moyenne : 41,2 %), et celle des quartz + quartzites formellement identifiés (Q'') entre 52,2 et 82,7 % (moyenne 55,8 %). Les autres galets sont essentiellement siliceux avec notamment des phyllades et des quartzites sans veines de quartz ni empreintes de cube de pyrite. En conséquence, les galets proviennent essentiellement des massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique. Dans ces conditions, on pourrait s'étonner de la faible part de galets de roches siliceuses des terrains dévoniens, voire houillers, alors que ces terrains affleurent largement dans le bassin ardennais de la Meuse, mais leur moindre résistance à l'altération et à l'usure

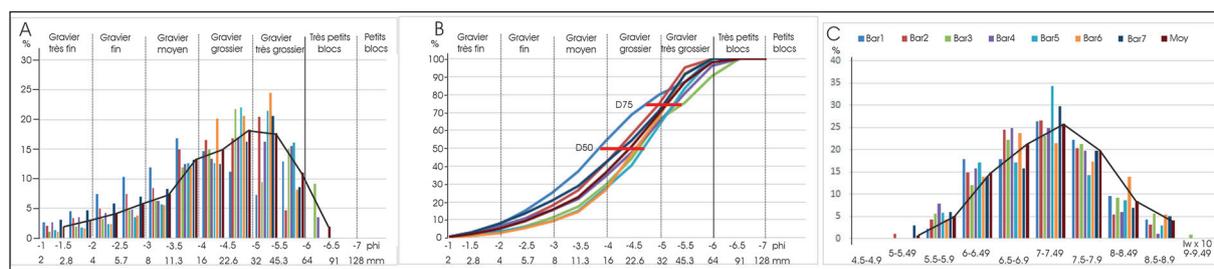


Figure 7. (A) et (B) Distribution granulométrique du gravier pour le lambeau de Barchon. Explications : (A) Histogramme : le mode et le premier tamis vide de chaque distribution sont directement lisibles ; le trait noir continu met en évidence les colonnes de la distribution moyenne pondérée. (B) Courbes cumulatives : la médiane (D50) et le 3^e quartile (D75) sont directement lisibles. (C) Fréquence des quartz de 8 à 16 mm en fonction de l'indice d'arrondi de Wadell (Iw) par pas de 0,5.

Éch.	< 2 mm	Mo	D50	D75	Max	Q'	Q''	Fria	S	N1	Iw	N2	M''	N3
Bar1	74	13,5	14,7	27,5	64	39,8	52,2	8,4	21,2	427	0,721	96	23,5	170
Bar2	52	38,1	20,4	34,2	64	78,6	82,7	0,6	37,4	168	0,714	101	37,1	132
Bar3	51	26,9	24,8	44,3	90	63,5	77,0	2,7	72,3	74	0,723	93	25,5	47
Bar4	59	26,9	23,8	39,9	90	73,0	81,8	0,0	60,7	137	0,702	36	43,0	100
Bar5	46	26,9	26,3	39,2	64	36,8	56,5	3,1	4,1	386	0,702	101	24,6	142
Bar6	36	38,1	23,9	35,7	64	39,1	55,4	4,7	4,2	404	0,726	108	33,5	158
Bar7	44	13,5	19,9	34,3	64	45,0	56,4	1,8	5,6	220	0,710	94	31,3	99
M ou T	52	26,9	22,8	36,3	90	41,2	55,8	3,7	5,2	1816	0,714	629	35,7	848

Tableau 1. Quelques indices sédimentologiques des échantillons du lambeau de Barchon. Explications : < 2 mm = part de matrice du cailloutis en pourcent (sable + limon + argile) ; Mo = mode principal ; D50 = médiane ; D75 = 3^e quartile ; Max = premier tamis vide ; Fria = galets friables ; les indices Q', Q'', S, M'' et Iw sont définis plus haut ; M = moyenne ; T = total ; N1 = nombre de galets déterminés ; N2 = nombre de quartz soumis à l'analyse informatique d'image (Iw) ; N3 = nombre de galets de quartz déterminés pour le calcul de M''.

mécanique a dû avoir raison de la plus grande partie d'entre eux. Par contre, Duchesne et Pissart (1985) ayant montré que les galets de carbonates disparaissent par dissolution dans les 5 km qui suivent les gîtes de livraison, on ne s'étonnera pas de l'absence de ce type de galets, malgré les nombreux affleurements de calcaire et de dolomie traversés par la Meuse et ses affluents.

La fréquence des éclats de silex est particulièrement élevée dans les échantillons qui proviennent : (1) de la coupe de la sortie de l'autoroute au pied du versant où affleurent des terrains crétacés ; (2) du bassin d'orage creusé sur le versant gauche du vallon du ruisseau de Bacsay. Cette traînée riche en silex représente probablement la trace d'un paléo-chenal façonné par le ruisseau Bacsay à travers le lambeau lors du retrait de la Meuse. Les sites de prélèvement les plus éloignés du paléo-chenal du Bacsay (chambres de visite CV3 et CV4) ont moins de 6 % de silex, ce qui conforte l'hypothèse qui précède. La part des galets friables est inférieure

à 8 % (moyenne : 3,7 %) ; des sables indurés, des grès et des schistes en constituent la majorité.

2. Émoussé des galets de quartz (Tableau 1)

La distribution de l'indice d'arrondi de Wadell pour les 627 galets de quartz individuels s'étale de 0,550 à 0,900 et le mode de la distribution est dans la classe de 0,7 à 0,749 (Figure 7C). La moyenne est 0,714. L'indice M'' indique que 23,5 à 43 % des quartz (moyenne : 32,7 %) présentent un faciès qui relève de l'émoussé marin acquis sur un estran.

3. Minéraux denses transparents (Tableau 2)

Les minéraux denses transparents (mdt) ne représentent qu'un tiers de la population de la lame (29 à 35 %). La majorité des grains consiste en minéraux opaques et en débris rocheux divers. Parmi les mdt : (1) les minéraux ubiquistes représentent 77 à 87 % de la population, mais la fréquence de chaque minéral est très variable (p. ex. 20 % < zircon < 60 % ;

Éch.	N1	Mdt	Zir	Tou	TiO ₂	Sta	Dis	And	Top	Sil	Ep.g	Aut.	N2
Bar1E40	354	31,2	30,7	41,3	5,5	8,8	6,1	3,0	0,0	0	1,1	2,8	397
Bar2E40	321	33,3	19,7	64,2	3,2	3,9	3,1	2,5	0,0	0	0,4	2,4	285
Bar6CV3a	293	29,4	52,7	26,4	5,5	8,2	0,5	0,9	0,5	0	2,8	3,0	220
Bar6CV3b	314	34,4	60,5	12,3	4,7	9,5	4,3	0,8	0,4	0	1,6	6,0	253
T ou M	1 282	32,1	40,9	36,1	4,7	7,6	3,5	1,8	0,2	0	1,5	3,6	1 155

Tableau 2. Fréquence des minéraux denses transparents pour des échantillons du lambeau de Barchon. N1 = nombre de grains tout venant (mdt + minéraux opaques + débris rocheux divers) ; Mdt = pourcentage de minéraux denses transparents par rapport au nombre de grains ; Zir = zircon ; Tou = tourmaline ; TiO₂ = rutile + brookite + anatase ; Sta = staurotide ; Dis = disthène ; And = andalousite ; Top = topaze ; Sil = sillimanite ; Ep.g = épidote + zoïsite + clinozoïsite ; Aut. = autres ; N2 = nombre de mdt déterminés ; M = moyenne ; T = total.

12 % < tourmaline < 64 %) ; (2) les minéraux para-métamorphiques constituent l'essentiel du reste (9 à 18 %). Dans l'ordre le staurotide puis le disthène sont les plus fréquents et on notera que l'andalousite n'intervient que pour moins de 3 %. La topaze est présente en traces et la sillimanite n'a pas été trouvée.

E. Lambeau de Barchon : synthèse

L'ensemble des observations de terrain relatives au lambeau de Barchon permet de conclure que :

1. L'épaisseur du cailloutis a pu atteindre au moins 9,5 m lorsque la terrasse était active ;
2. L'altitude de la base varie de 168 à 169,5 m dans tout l'espace pour lequel on dispose de mesures, soit environ la moitié SO du lambeau ;
3. La pente du toit du cailloutis est dirigée vers le NO ;
4. La coupe de la sortie Blégny montre l'existence d'un faciès caillouteux sur un faciès sableux ;
5. La partie modale du gravier est dans les classes moyen à grossier ;
6. Les galets de quartz et de quartzite fermement identifiés, originaires des massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique, constituent plus de la moitié de la masse ;
7. Un tiers des quartz de 8 à 16 mm présentent un émoussé marin ;
8. Le gravier est particulièrement riche en silex au pied du versant adossé au lambeau et le long d'un paléo-chenal du Bacsay installé lors de l'abandon de la terrasse par la Meuse.

IV. INTERPRÉTATION

La Figure 8 tient compte de l'ensemble des résultats obtenus.

A. La base du cailloutis

À Barchon, l'altitude de la base n'est connue que dans la partie SE du lambeau et dans cet espace la dénivelée n'est que de 1,5 m. Dans les limites des données actuellement disponibles, le lambeau peut être considéré comme une unité morpho-sédimentaire subhorizontale dont la base se trouve à ~ 168,5 m.

B. Pente du toit du cailloutis

Nous avons montré plus haut que la pente dominante du toit du cailloutis est dirigée vers le NO. Une coupe transversale à travers le lambeau depuis le vallon du Bacsay jusqu'à celui de la Julienne (Figure 8B) montre une asymétrie avec une pente dominante vers le NO qui peut s'expliquer par une érosion plus active vers la Julienne en raison de la dénivelée nettement plus grande par rapport au Bacsay.

C. À propos de l'émoussé des quartz

La Figure 9 montre la distribution des valeurs de l'indice d'émoussé de Wadell pour : (1) des galets d'estran (Onx de Hesbaye liégeoise, Rondpéry) ; (2) un dépôt uniquement fluviatile (terrasses de l'Ourthe et de la Vesdre) ; (3) le lambeau de Barchon. La classe modale des quartz marins est celle de 0,75 à 0,799 (moyenne : $I_w = 0,762$) ; (2) celle des quartz uniquement fluviatiles 0,65 à 0,699 (moyenne : $I_w = 0,673$).

À Barchon, l'indice I_w présente une valeur intermédiaire 0,7 à 0,749 (moyenne : 0,714). Le départage visuel de ces mêmes galets indique que 23 à 43 % (moyenne : $M'' = 32,7$ %) présentent un faciès marin et les deux autres tiers un faciès fluviatile. En conséquence, la complémentarité des deux indices

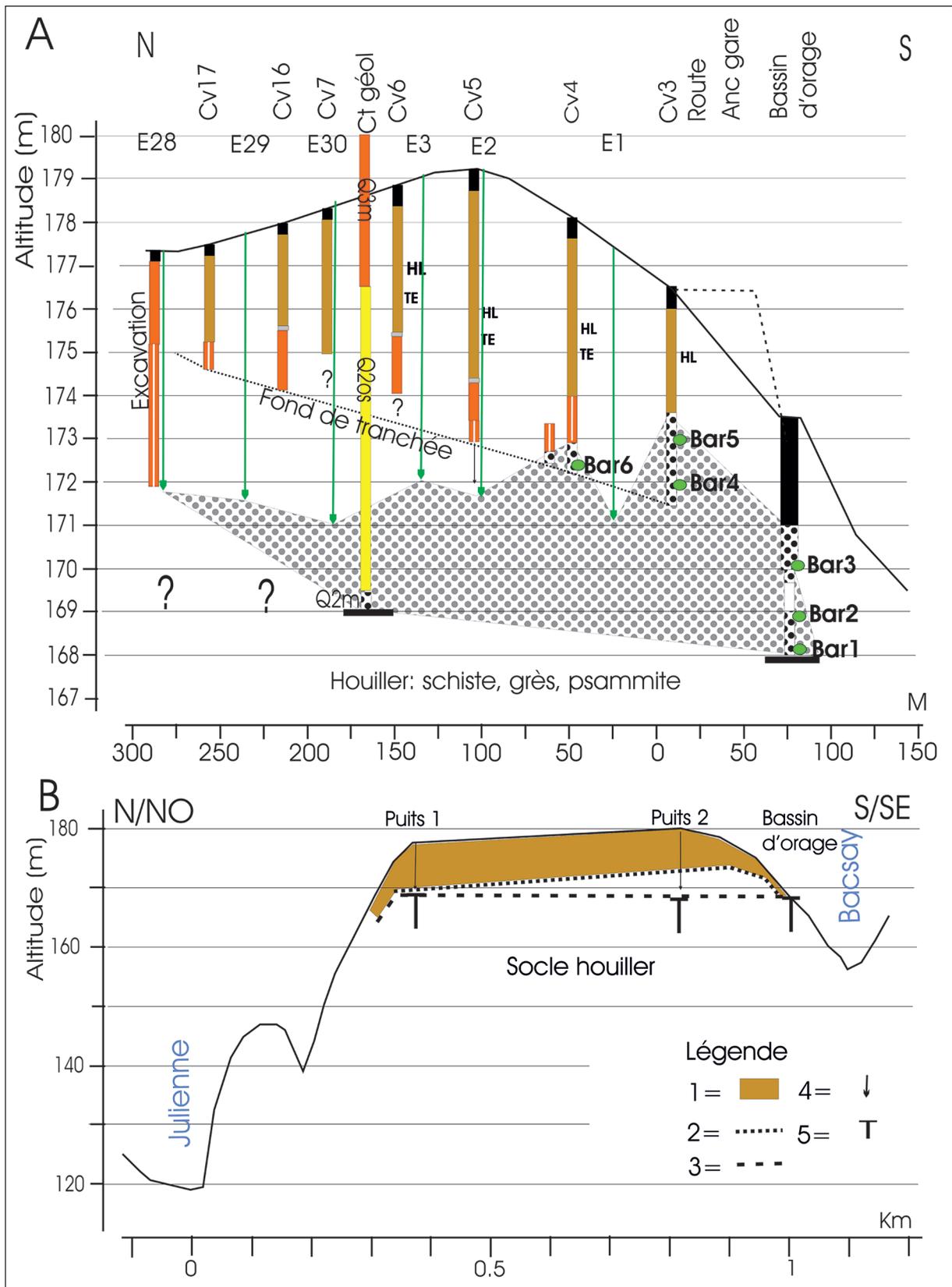


Figure 8. Coupes synthétiques dans le lambeau de Barchon. (A) Coupe géologique représentative de la lithostratigraphie des terrains meubles (voir la localisation de la coupe sur la figure 3). (B) Coupe géologique simplifiée de l'interfluve entre les ruisseaux de Bacsay et de Julienne. Légende : 1 = loess ; 2 = toit du cailloutis ; 3 = base du cailloutis ; 4 = puits du SGB ; 5 = base du cailloutis avérée.

d'émoussé atteste qu'environ un tiers des galets de quartz provient des dépôts de galets marins du plateau de Hesbaye et les deux autres tiers des bassins de l'Ourthe et de la Vesdre qui ont fait l'objet d'une étude spécifique (Juvigné *et al.*, 2020).

V. LE PROFIL TRANSVERSAL DE LA PALÉO-VALLÉE DE BARCHON DANS SON CADRE RÉGIONAL

A. L'apport d'une coupe transversale à travers la Basse-Meuse

En prolongeant virtuellement le lambeau de Barchon pour tenter de trouver le versant gauche de sa vallée, on ne se heurte à aucune trace de celui-ci jusqu'à aboutir en Hesbaye dans le bassin du Geer au-delà du sommet occupé par le Fort de Liers (Figure 10). La largeur de la terrasse de Barchon était probablement inférieure à celle de la plaine alluviale actuelle dans la mesure où à son niveau, la Meuse de Dinant ne recevait pas encore la Meuse lorraine (Juvigné et Houbrechts, 2020). On peut donc supposer que sa largeur était de ~ 1 km.

Dans le texte qui suit, nous évoquons les terrains marins oligocènes sans préciser s'il s'est agi d'une transgression tongrienne (Oligocène inférieur) ou chattienne (Oligocène supérieur), car les spécialistes restent divisés à ce sujet (voir plus loin).

L'épaisseur maximale des terrains marins oligocènes (terrains Om) conservés sur les plateaux situés de part et d'autre de la vallée de la Basse-Meuse est d'une vingtaine de mètres :

- à Boncelles (interfluve Meuse-Ourthe), (Rutot, 1907) ;
- à Rondpéry (Hesbaye liégeoise, aéroport de Liège), (Fourmarier, 1934) ;
- à Romont (carrière de craie de Bassenge), (Juvigné, 1992).

L'épaisseur des mêmes terrains enfouis à l'abri de l'érosion dès la retombée septentrionale du plateau de Hesbaye est du même ordre de grandeur (Vandenberghé, 2017 ; Dusar et Vandenberghé, 2020).

En reconstituant la situation géologique au niveau de la terrasse de Barchon, on lit sur la coupe que le versant gauche de la vallée était constitué de terrains crétacés surmontés par des terrains Om

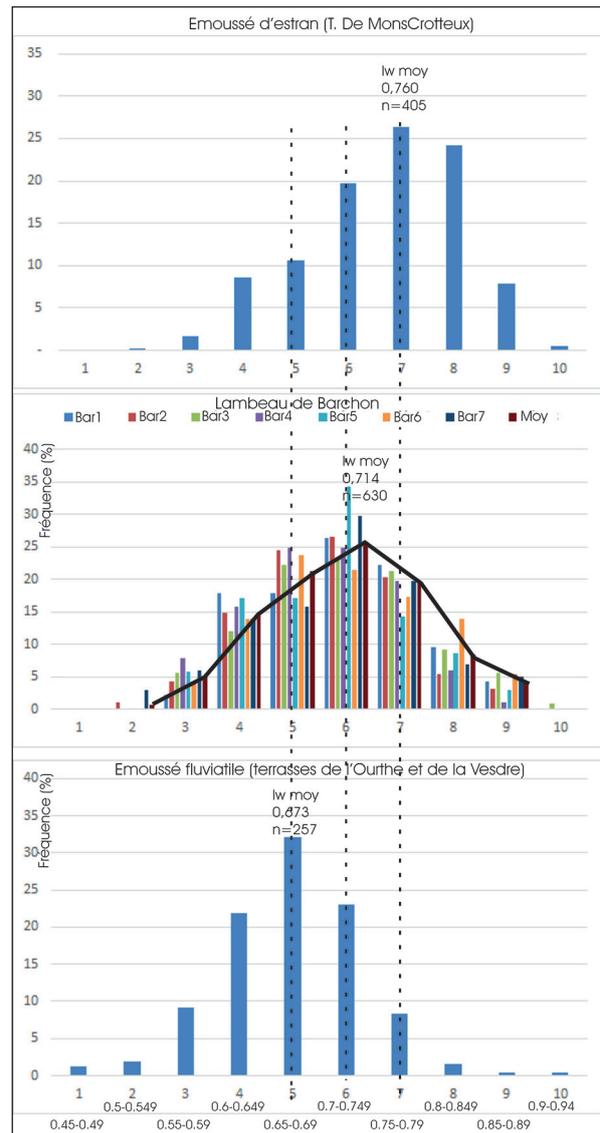


Figure 9. Indice d'arrondi de Wadell pour : (A) les galets de quartz de 8 à 16 mm dans le lambeau de Barchon ; (B) les galets marins des cailloutis Onx de Hesbaye liégeoise (Rondpéry) ; (C) des hautes terrasses de l'Ourthe (à Chanxhe, 195 m) et de la Vesdre (à Prayon, 145 m).

probablement déjà fortement amputés par l'érosion. On peut considérer que le toit du socle houiller a contribué à contrôler l'incision latérale de la Meuse depuis Barchon jusqu'au lambeau de Hermée en abandonnant au passage le lambeau de Hognée (Pel et Brumagne, 1963). Le facteur lithologique aurait donc été prépondérant pour guider la Meuse dans cette migration.

B. Essai de corrélation avec le site des terrasses de référence de Bois-de-Breux

Juvigné et Van Campenhout (2020) ont décrit trois lambeaux en gradins de très hautes terrasses (Bois-

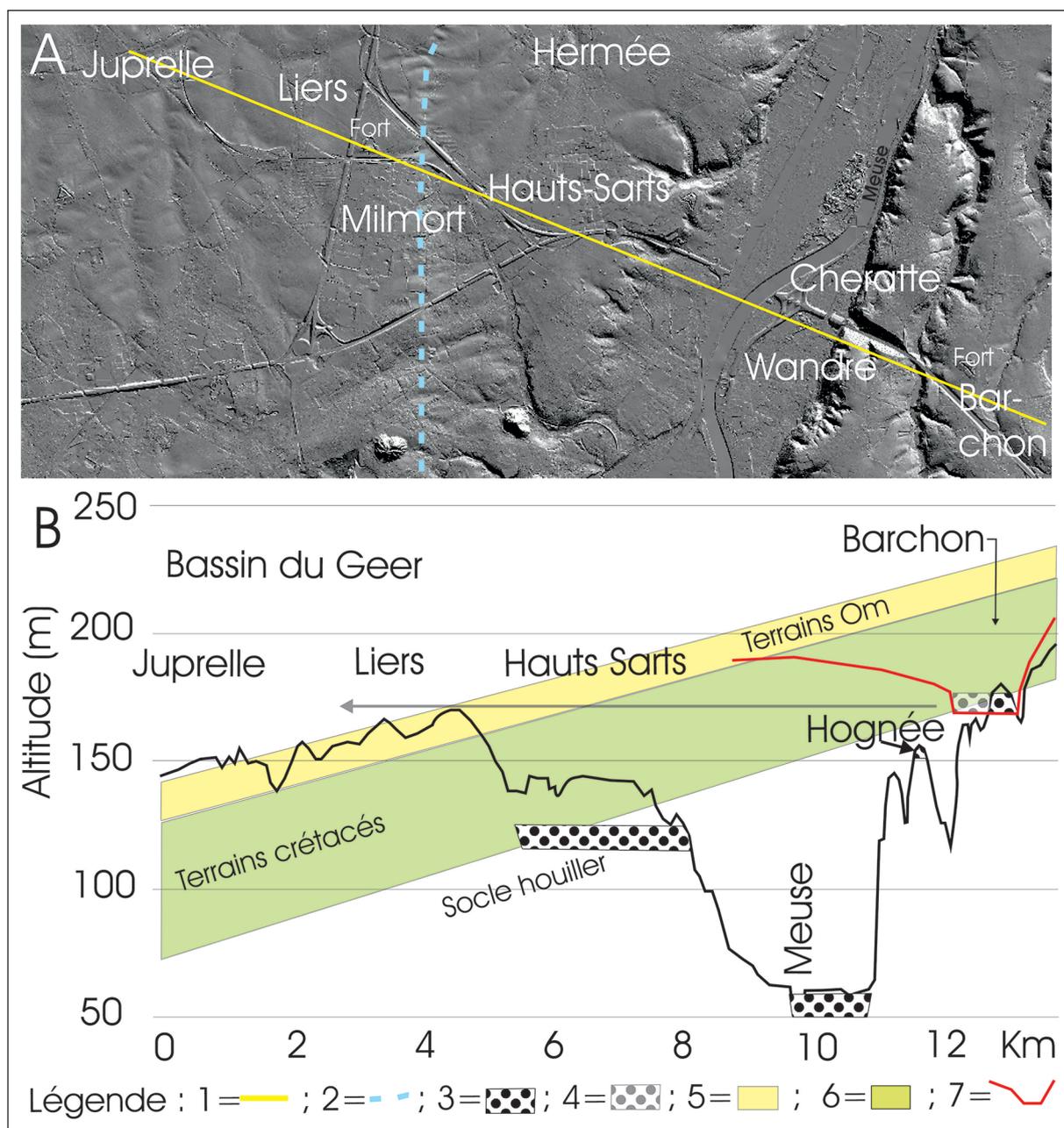


Figure 10. La paléo-vallée de la terrasse de Barchon. (A) Localisation de la coupe transversale de la figure B (images LIDAR ; SPW, 2021a). (B) Reconstitution du profil transversal de la vallée de la terrasse de Barchon. Légende : 1 = position de la coupe étudiée ; 2 = versant adossé au lambeau de terrasse mosane de Hermée ; 3 = cailloutis mosan existant ; 4 = cailloutis mosan reconstitué ; 5 = terrains marins oligocènes avant érosion ; 6 = terrains crétacés avant érosion ; 7 = reconstitution du profil transversal de la paléo-vallée de la terrasse de Barchon.

de-Breux) qui constituent un site de référence en la matière (Figure 11) :

- BdB1 (base : 187 m ; sommet : 194 m ; dénivellée par rapport à la plaine d’inondation : 127 m) ;
- BdB2 (b185 ; s188 ; d125) ;
- BdB3 (b178 ; s183 ; d118).

Juvigné *et al.* (2021b) ont montré que BdB1 est le premier témoin du déversement de la Meuse de Dinant à l’aval de Liège en y identifiant l’entrée en

scène de galets à émoussé d’estran qui ne peuvent provenir que des cailloutis du plateau de Hesbaye (ex-Traînée mosane) et qui se sont mélangés avec des galets fluviaux en provenance des Gravier liégeois de l’interfluve Meuse-Ourthe et du plateau de Rocourt. Dans le même travail, les auteurs constatent que les divers indices sédimentologiques ne varient pas de façon uniforme de BdB1 à BdB3. Dans chaque cas la valeur des indices en BdB2 est déviante. La question est donc de savoir si le lam-

beau de Barchon peut être raccordé à un des trois niveaux de Bois-de-Breux.

1. Relation altimétrique

La discussion sur le raccord géométrique du lambeau de Barchon avec le site de référence de Bois-de-Breux doit tenir compte de : l'incertitude sur la valeur de la pente longitudinale de la Meuse de l'époque sur le tronçon intermédiaire ; des variations bien connues de l'altitude de la base d'un cailloutis dans la plaine alluviale dans la Basse-Meuse (de Liège à Visé) ; de la possibilité d'un basculement du sol différent dès l'abandon des terrasses concernées.

a. La pente longitudinale

La pente moyenne est de 44 cm/km sur l'ensemble du tronçon. Toutefois, sur le tronçon intermédiaire

entre les deux sites impliqués et à l'amont immédiat, la pente n'est que de 23 cm/km, tandis qu'à l'aval immédiat (à Cheratte en contrebas de Barchon), elle passe de façon exceptionnelle à 110 cm/km sur une distance de 2 km, mais à la traversée du Limbourg une pente de ~ 100 cm/km est fréquente. Dans l'ensemble de la Basse-Meuse, la rivière coule dans les schistes et les grès du Houiller ; il n'y a donc pas de cause lithologique apparente aux variations de la pente. Le lambeau de Barchon et ceux de Bois-de-Breux reposent également sur des schistes et grès du Houiller, nous allons donc appliquer à leur niveau les pentes précitées. La distance qui sépare Barchon de Bois-de-Breux est de 6 km. Pour discuter le raccord géométrique entre les deux sites, on devrait donc ajouter à la base et au sommet du lambeau de Barchon (b168,5 ; s179) : soit 1,38 m (6 x 0,23 m), soit 2,64 m (6 x 0,44 m) et pourquoi pas 6,6 m (6 x 1,1 m). Si l'on applique la pente minimale ou la pente

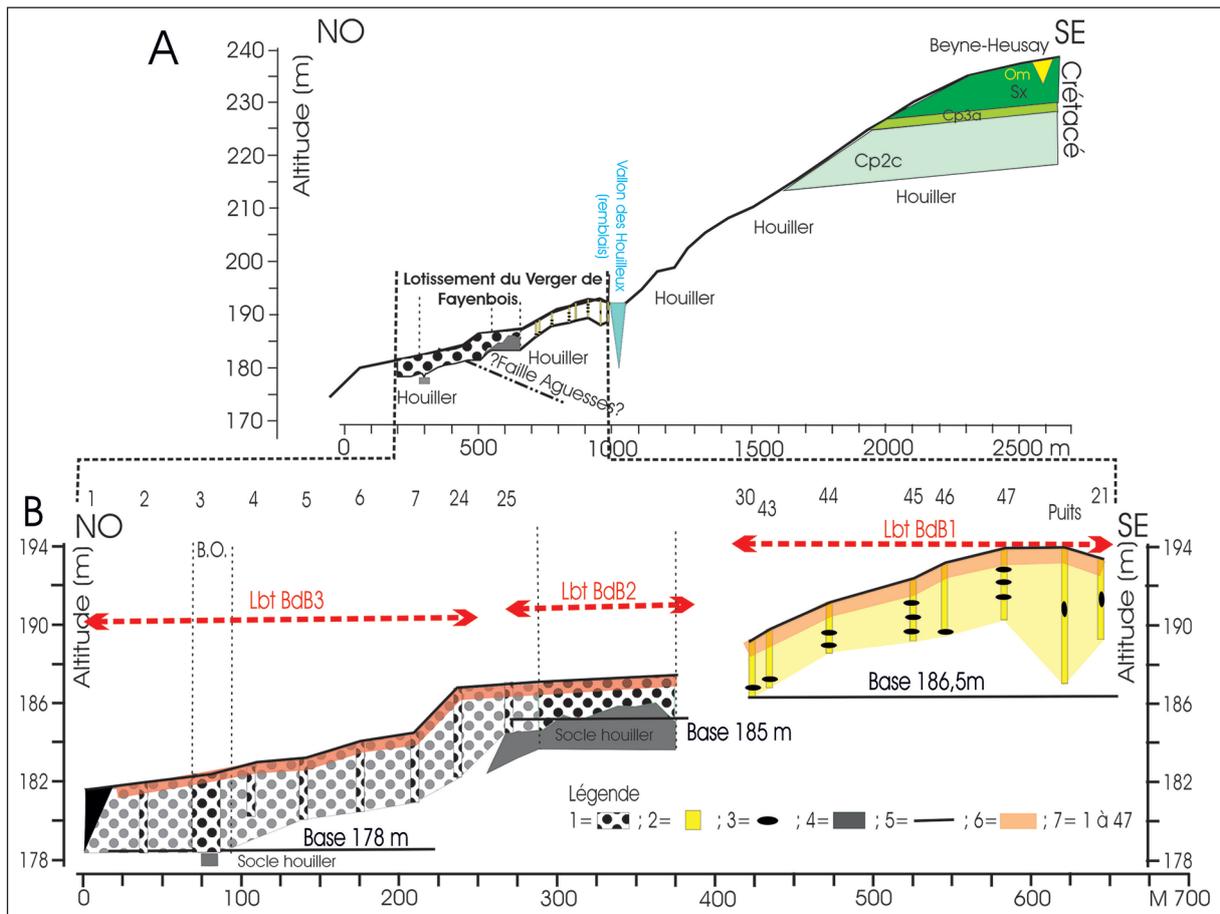


Figure 11. Coupes synthétiques des lambeaux de terrasses mosanes du Verger de Fayenbois à Bois-de-Breux (d'après Juvigné et Van Campenhout, 2020). (A) Les dépôts mosans dans leur contexte géologique local. (B) Coupe longitudinale à travers les trois niveaux. Légende : 1 = faciès à dominante graveleuse ; 2 = faciès à dominante sableuse ; 3 = lentilles graveleuses minoritaires dispersées à différents niveaux dans des sables dominants ; 4 = socle houiller ; 5 = altitude de la base avec prolongement supposé ; 6 = sol actuel et paléosol complexe ; 7 = chambre de visite avec description particulière dans l'article original.

moyenne de la plaine alluviale, on constate que la partie inférieure de BdB3 se place au niveau de la partie supérieure du lambeau de Barchon, mais il serait alors raisonnable de considérer la terrasse de Barchon comme une terrasse immédiatement inférieure à celle de BdB3 (Figure 12). Par contre, si l'on se réfère à la pente maximale exceptionnelle de la plaine alluviale, la base du lambeau de Barchon est de 2 m inférieure à celle de BdB3, mais le cailloutis de ce dernier lambeau est entièrement compris dans la tranche d'altitude de celui de Barchon (voir ci-après).

b. Le relief de la base du cailloutis de la plaine alluviale

Les très nombreux forages qui ont été exécutés dans la plaine alluviale de la Meuse à Liège montrent que l'altitude de la base du cailloutis varie dans une dénivelée qui peut atteindre exceptionnellement 5 m dans une même coupe transversale d'environ 1 km de largeur (Calembert *et al.*, 1968). En prenant en considération l'ensemble de leurs données, ces auteurs ont conclu à la distinction de deux niveaux de base du cailloutis séparés par une dénivelée de 3 m ; ceux-ci ont été appelés respectivement niveau d'érosion *in-*

férier et niveau d'érosion *supérieur* ; le premier est à ~ 10 m et le second à ~ 7 m sous la plaine d'inondation. À l'instar de cette interprétation, on pourrait admettre que pour la pente longitudinale de 110 cm/km, BdB3 est le niveau *supérieur* et Barchon le niveau *inférieur* d'une paléo-plaine d'inondation unique.

c. À propos du basculement du sol

Dans la région considérée ici, le pendage des terrains Om est de ~ 9 m/km vers le NO, alors que dans la mer oligocène leur pente devait être comprise entre 1 et 2 m/km (Figure 12B). Le basculement du sol initié dès le retrait de la mer oligocène relève donc de l'évidence. Juvigné *et al.* (2021b) ont montré qu'à l'amont immédiat de Liège, des cailloutis de terrasses de l'Ourthe primitive (terrasse de Boncelles, oligocène) et de la Meuse de Dinant primitive (terrasse de Mons-Crotteux) sont nettement basculés dans le même sens que les terrains Om. Dès lors, la question est ouverte de savoir si les terrasses plio-pléistocènes de la Basse-Meuse sont également basculées. On sait que le soulèvement de l'Ardenne s'est accéléré depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen (Demoulin, *in*

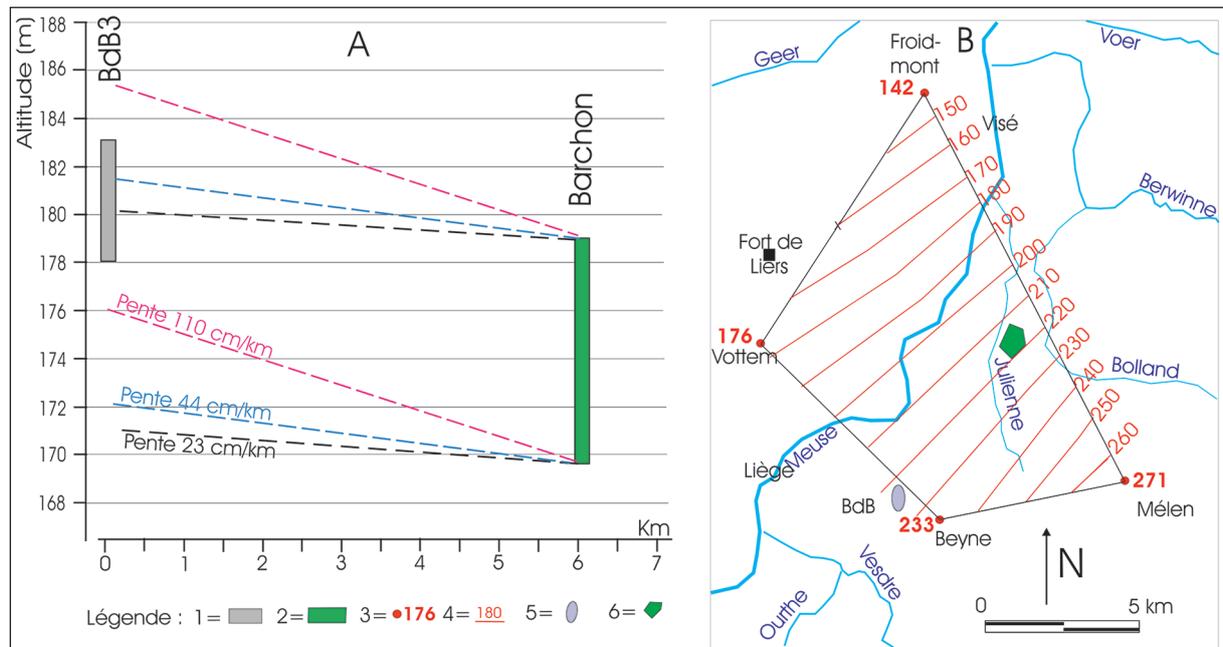


Figure 12. Tentative de corrélation entre le lambeau de Barchon et le site de référence de Bois-de-Breux. (A) En fonction de diverses valeurs possibles de la pente de la terrasse de Barchon. Légende : 1 = position altimétrique du cailloutis de BdB3 ; 2 = position altimétrique du cailloutis de Barchon ; 3 = site de référence pour reproduire la position actuelle de la surface de transgression de la mer oligocène ; 4 = isohypse de la surface de transgression oligocène avec altitude en mètre ; 5 = localisation du site de Bois-de-Breux ; 6 = localisation du site de Barchon. (B) Position des sites de Bois-de-Breux et de Barchon par rapport à la surface de transgression basculée des terrains Om.

Juvigné *et al.*, 2005), toutefois, on ne doit pas nécessairement attendre que le soulèvement et le basculement aient été synchrones. Sur la Figure 12B, on lit que les deux sites impliqués sont à l'aplomb des isohypses 221 à 225 m (Bois-de-Breux) et 225 à 230 m (Barchon). On ne peut donc exclure que Bois-de-Breux soit davantage basculé que Barchon. Toutefois, l'amplitude de cette déformation éventuelle serait nécessairement nettement inférieure à une dizaine de mètres et n'est pas quantifiable. Enfin, la forme subhorizontale de la base du cailloutis de la partie connue du lambeau de Barchon ne permet pas d'argumenter dans le sens d'un basculement postérieur à la terrasse.

d. Synthèse

Dans l'état actuel des connaissances, la discussion du raccord de la terrasse de Barchon par rapport au site de référence de Bois-de-Breux n'est possible qu'en raisonnant en fonction des données relatives à la plaine alluviale et dans cette mesure, il semble que l'on puisse considérer que la terrasse de Barchon soit immédiatement inférieure à la terrasse de Bois-de-Breux 3. La méconnaissance d'un basculement oblique éventuel de la Basse-Meuse pendant le Plio-pléistocène, fragilise la tentative de raccord.

2. Relation sédimentologique

Les indices essentiels propres au site de Bois-de-Breux sont rappelés dans le Tableau 3.

a. Granulométrie

À Barchon : le mode (26,9 mm) est intermédiaire entre BdB2 (45,3 mm) et BdB3 (11,3 mm), tandis que la médiane est supérieure à celles des trois niveaux BdB1 à 3, et que le 3^e quartile est identique à celui de BdB2.

b. Fréquence de galets

À Barchon, la fréquence des quartz (Q') est intermédiaire entre BdB2 et BdB3, tandis que la fréquence des quartz + quartzite (Q'') est inférieure aux trois niveaux de Bois-de-Breux. Dans l'un et l'autre sites, la part des silex ne reflète qu'une relation locale avec la craie à silex et la silexite qui sont présentes dans le versant adossé.

c. Émoussé des galets de quartz

À Barchon, la valeur moyenne de Iw (0,714) est supérieure à celles de BdB3 (0,707) et de BdB2 (0,694), mais inférieure à celle de BdB1 (0,720). Quant à l'indice M'', il atteste qu'un tiers des quartz proviennent des cailloutis de Hesbaye. Cette valeur est pratiquement égale à celle de BdB1 et supérieure à celles de BdB2 et BdB3.

d. Minéraux denses transparents

Il faut tout d'abord rappeler que derrière les valeurs moyennes rapportées dans le Tableau 4, se cache une grande dispersion des fréquences individuelles des différents mdt dans tous les sites évoqués. D'autre part, la fréquence des minéraux paramétamorphiques dans les trois niveaux de Bois-de-Breux est supérieure à 13 %, ce qui atteste une contribution importante du cailloutis du plateau de Hesbaye (dépôts d'estran de Rondpéry et terrasse de Mons-Crotteux de la Meuse de Dinant). À Barchon, la fréquence de ces mêmes minéraux est de 13 %, soit à la charnière entre la population précitée et celle des Gravier liégeois (du bassin de l'Ourthe-Amblève : < 13 %). Entre Bois-de-Breux et Barchon (au niveau de la terrasse de Barchon), les affluents qui pouvaient contribuer à introduire des variations lithologiques sont les ruisseaux des Moulins (à Jupille), la Julienne et le Bacsay à Barchon. Ces trois cours d'eau drainaient la retombée du plateau de Herve depuis Beyne-Heusay jusqu'à Retinne où devaient exister des terrains créacés, mais seulement des restes de sable oligocène. Les sables créacés ne contenant que des ubiquistes (Bourguignon, 1954) ont donc pu contribuer à la diminution de la fréquence des paramétamorphiques, en tous cas par rapport à BdB2 et BdB3.

3. Relation entre le lambeau de Barchon et le site de référence de Bois-de-Breux : résumé

Dans tous les cas, les valeurs des différents indices sédimentologiques du gravier de Barchon sont dans le domaine des valeurs des mêmes indices dans les trois niveaux de Bois-de-Breux et dans cette mesure, il confirme le mélange des alluvions de la Meuse de Dinant et de l'Ourthe – Vesdre. Toutefois, il n'y a pas de relation systématique avec l'un des trois niveaux. Il se confirme donc que le raccord géométrique qui place la terrasse de Barchon à un niveau immédiatement inférieur à celui de BdB3 est dans l'état actuel des connaissances le plus pertinent.

Éch.	Mo	D50	D75	Max	Q'	Q''	Fria	S	N1	Iw	N2	M''	N3
BdB1	11,3	13,5	26,7	128	68,5	79,2	5,6	6,2	197	0,720	103	33,3	190
BdB2	45,3	17,3	35,8	128	34,3	66,8	1,4	1,9	361	0,694	109	19,4	187
BdB3	11,3	12,1	25,6	128	50,5	80,1	0,0	2,6	186	0,707	97	23,4	180
Bar1 à 7	26,9	22,8	36,3	90	41,2	55,8	3,7	5,2	1 816	0,714	629	35,7	848

Tableau 3. Quelques indices sédimentologiques des échantillons des trois niveaux de très hautes terrasses du site de référence de Bois-de-Breux et les valeurs moyennes équivalentes pour les sept échantillons de Barchon. Explications : Mo = mode principal ; D50 = médiane ; D75 = 3^e quartile ; Max = premier tamis vide ; les indices Q', Q'', F, S, Iw et M'' sont définis plus haut ; N1 = nombre de galets déterminés ; N2 = nombre de quartz soumis à l'analyse informatique d'image (Iw) ; N3 = nombre de galets de quartz déterminés pour le calcul de M''.

Éch.	Mdt	Zir	Tou	TiO ₂	Sta	Dis	And	Top	Sil	Ep.g	Aut	N	Ubi	Par	U/P
Bon	27,2	48,7	35,7	6,6	2,5	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	3,7	874	91,1	5,3	17,2
ST	22,0	37,5	36,9	5,4	5,4	6,0	0,6	0,8	0,0	3,2	4,0	496	79,8	12,9	6,2
Rop	39,0	40,8	31,1	7,8	7,8	10,7	0,3	0,0	0,3	0,0	1,6	309	79,3	18,8	4,2
MC	64,0	45,6	21,4	4,0	4,0	10,7	4,0	0,8	0,0	0,4	4,0	504	76,2	19,4	3,9
BdB1	27,2	39,8	36,2	8,5	8,5	4,1	0,8	0,0	0,0	0,0	3,8	367	82,8	13,4	6,2
BdB2	23,0	38,7	28,6	12,1	12,1	7,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	199	73,8	20,6	3,6
BdB3	21,3	19,4	49,6	8,4	8,4	11,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	335	77,0	19,4	4,0
Bar1 à 7	32,1	40,9	36,1	7,6	7,6	3,5	1,8	0,2	0,0	1,5	3,6	1 155	81,7	13,1	6,2

Tableau 4. Fréquence des minéraux denses transparents du lambeau de Barchon comparés à ceux de cailloutis qui ont pu alimenter le site. (1) Gravier liégeois (Bon = Boncelles ; ST = Sart Tilman) (d'après Juvigné *et al.*, 2021a et b) ; (2) cailloutis du plateau de Hesbaye liégeoise occidentale (Rop = cailloutis d'estran de Rondpéry, MC = terrasse de Mons-Crotteux (Meuse de Dinant) (d'après Juvigné *et al.*, 2021a et b) ; (3) des trois très hautes terrasses du site de référence de Bois-de-Breux (d'après Juvigné et Van Campenhout, 2020). Mdt = part de minéraux denses transparents dans le frottis (le complément consiste en minéraux opaques et en débris rocheux divers) ; Zir = zircon ; Tou = tourmaline ; TiO₂ = rutile + brookite + anatase ; Sta = staurotide ; Dis = disthène ; And = andalousite ; Top = topaze ; Sil = sillimanite ; Ep.g = épidote + zoïsite + clinozoïsite ; Aut. : autres mdt dont les limpides indéterminés et les troubles ; N = nombre de minéraux denses transparents déterminés ; Ubi = somme des ubiquistes ; Par = somme des paramétamorphiques ; U/P = ubiquistes/paramétamorphiques.

VI. LA GENÈSE CONJOINTE DES PALÉO-VALLÉES DE BARCHON ET DE BOIS-DE-BREUX

A. Le réseau hydrographique primitif sur les hauteurs de Liège : rappel

Avant d'aborder la genèse de la paléo-vallée de Barchon, il y a lieu de rappeler les principales étapes de l'évolution du réseau hydrographique primitif sur les hauteurs de Liège (Juvigné *et al.*, 2021b). Alors que le rivage de la mer oligocène en régression est encore en Hesbaye liégeoise occidentale, l'Ourthe passe par Boncelles (Gravier liégeois) et se jette dans la mer à Rondpéry (cailloutis d'estran). Le cours de la Vesdre est probablement indépendant de celui de l'Ourthe, mais il n'est pas possible de

le diriger vers le rivage oligocène plutôt que vers Visé et les Pays-Bas (Figure 13A). Dès le début de l'incision sous le niveau du cailloutis de Rondpéry, la Meuse de Dinant est contrainte d'atteindre Liège et y formera la terrasse de Mons-Crotteux après une quinzaine de mètres d'incision dans les terrains Om. Entre temps l'Ourthe a dû subir une capture à la suite de laquelle elle a construit la terrasse de Sart Tilman – Rocourt (Gravier liégeois) en incisant également une quinzaine de mètres de terrains Om. Le cours inférieur de la Vesdre reste indéfinissable à ce stade. La terrasse de Bois-de-Breux-1 [BdB1 (b187 ; s194)] est la première qui contient des matériaux de la Meuse de Dinant. Nous postulons que la Vesdre s'est déversée en premier lieu vers Bois-de-Breux et Barchon (si elle n'y coulait déjà depuis l'émergence) et que l'Ourthe puis la Meuse de Dinant ont suivi.

B. Évolution conjointe de la paléo-vallée de Bois-de-Breux – Barchon

Lorsque la mer oligocène a laissé émerger la retombée du plateau de Herve, les ruisseaux qui drainaient les terrains Om ont pu s'unir dans un écoulement parallèle au rivage derrière un alignement de dunes ou un cordon littoral ; c'est le *Ruisseau local* de la Figure 13. Celui-ci a dû s'inciser au fur et à mesure du retrait du rivage et s'enrichir progressivement des eaux de la Vesdre, de l'Ourthe et de la Meuse de Dinant, probablement dans cet ordre. À chaque déversement, la paléo-vallée s'est aussi élargie (Figures 13 C et D).

À Bois-de-Breux, il n'y a pas de traces connues au-dessus de BdB1 (s194 m), des écoulements qui ont précédé l'arrivée de la Meuse de Dinant, ni même d'une Meuse de Dinant antérieure, mais la terrasse de BdB1 a pu remobiliser intégralement les cailloutis de tous les cours d'eau plus anciens.

À Barchon, il n'y a pas de traces connues des cailloutis qui ont pu exister au-dessus de 179 m, mais ici aussi une remobilisation intégrale de ces dépôts a pu avoir lieu. C'est par une incision latérale de la Meuse de Dinant dirigée vers le nord et l'ouest que les terrasses de Bois-de-Breux et de Barchon ont été abandonnées.

VII. DISCUSSION

A. À propos du basculement de la surface de transgression oligocène

Dans le présent travail, nous avons évoqué la transgression oligocène sur le flanc NO de l'Ardenne *sensu lato* sans préciser s'il s'agit de la mer tongrienne (oligocène inférieur) ou chattienne (oligocène supérieur). La raison est que les spécialistes de ces deux transgressions n'ont toujours pas pu se mettre d'accord depuis les débats initiés dans le cadre de l'élaboration de la carte géologique de Belgique dans les dernières décennies du 19^e siècle. Les derniers travaux en la matière qui débouchent sur la bipartition des terrains Om de Bonnelles sont dus à Vandenberghe (2017) pour l'Oligocène et Dusar et Vandenberghe (2020) pour le Chattien, mais ils ne sont pas persuasifs et la probabilité reste importante que la seule transgression qui a atteint la Haute Belgique soit tongrienne (Demoulin, 1987). Dans un travail consacré au réseau hydrographique primitif dans la région liégeoise, Juvigné *et al.*

(2021b) font remarquer qu'une différence d'âge d'une dizaine de millions d'années entre les transgressions tongrienne et chattienne ne modifie en rien la succession des processus morpho-sédimentaires continentaux impliqués. Ce choix est aussi d'application pour l'histoire de la paléo-vallée de Barchon.

B. À propos du basculement de terrasses fluviales

On sait que la surface d'érosion pré-tongrienne est basculée vers le N/NO depuis le pied de la crête de la Vecquée jusqu'à l'axe Sambre-Meuse (Demoulin, 1989, 1995) et que, d'autre part, le pendage de la surface de transgression des terrains Om est identique à l'état fossilisé en moyenne Belgique (Legrand, 1968 ; Claes *et al.*, 2001). Or la pente de la surface d'érosion pré-tongrienne à maturité devait être comprise entre 1 et 2 m/km. En outre, lors de l'affaissement de l'Ardenne, qui a provoqué la transgression oligocène, cette pente a pu diminuer. Enfin, la régression de la mer oligocène provoquée par le soulèvement de l'Ardenne s'est de toute évidence accompagnée d'un basculement du sol (*cf. supra*).

Par ailleurs, Demoulin (*in Juvigné et al.*, 2005) a montré que l'incision de l'Amblève inférieure répondant au soulèvement du flanc NO de l'Ardenne *sensu lato* a été très lente pendant l'Oligocène et le Miocène, et qu'elle s'est accélérée à partir du Pliocène pour atteindre une vitesse maximale pendant la première partie du Pléistocène moyen.

D'une part, Juvigné *et al.* (2021b) ont conclu à un état nettement basculé des Gravieres liégeoises de Bonnelles et de Sart Tilman – Rocourt, alors que le rivage de la mer oligocène était encore entre Liège et Tongres. D'autre part, nous avons conclu plus haut qu'il n'est pas possible d'identifier un quelconque basculement de la partie connue du lambeau de Barchon. Dès lors, on ne peut qu'admettre que le basculement des terrains Om a été particulièrement actif avant l'époque de la terrasse de Barchon, alors même que le soulèvement était lent et qu'il allait s'accélérer pendant le Pléistocène (*cf. supra*).

C. Les vicissitudes du lambeau de Barchon dans les modèles de terrasses mosanes

Pour la compréhension du commentaire qui suit, il faut savoir que les hautes terrasses mosanes de

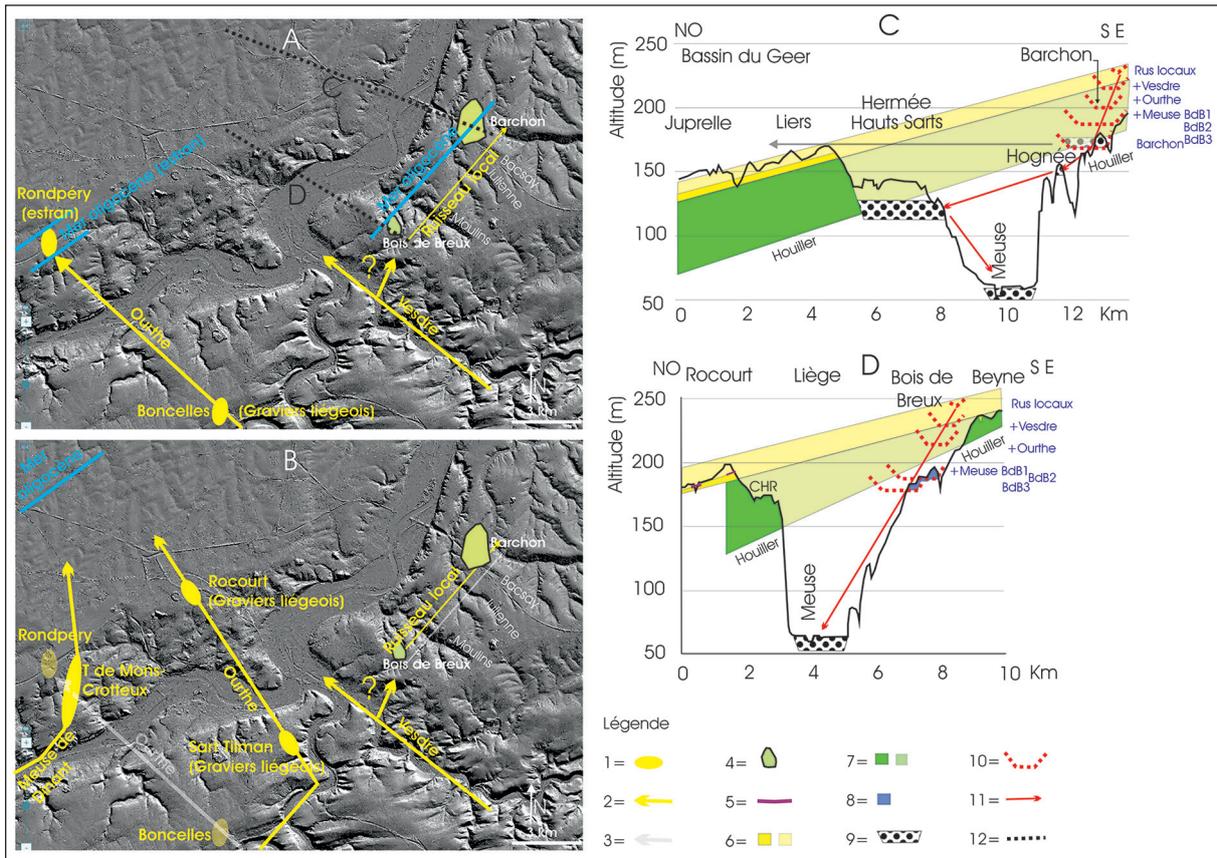


Figure 13. Rappel de l'évolution du réseau hydrographique primitif dans la région liégeoise selon Juvigné *et al.* (2021b) (images LIDAR ; SPW, 2021a). (A) Au niveau des cailloutis corrélatifs des plateaux de Bonnelles (Graviers liégeois) et de Rondpéry (cailloutis d'estran de la mer oligocène en régression). (B) Au niveau des terrasses incisées d'une quinzaine de mètres dans les terrains Om : terrasse de Mons-Crotteux (Meuse de Dinant) et terrasse de Sart Tilman – Rocourt (Graviers liégeois). (C et D) Incision de l'écoulement fluvial à Barchon (C) et à Bois-de-Breux (D) au départ de l'émersion des terrains Om. Légende : 1 = cailloutis impliqués ; 2 = sens de l'écoulement fluvial correspondant aux cailloutis impliqués ; 3 = écoulement abandonné ; 4 = lambeaux de terrasses de Barchon et de Bois-de-Breux ; 5 = Graviers liégeois du plateau de Rocourt ; 6 = terrains marins oligocènes ; 7 = terrains crétacés ; 8 = lambeaux de Bois-de-Breux ; 9 = cailloutis avérés de terrasses mosanes ; 10 = profils transversaux successifs des paléo-vallées de Bois-de-Breux et de Barchon ; 11 = sens de l'incision latérale des cours d'eau successifs dans la paléo-vallée de Bois-de-Breux – Barchon ; 12 = position des coupes des figures C et D.

référence dans les modèles sont systématiquement dans le Limbourg néerlandais, et à partir de la terrasse plus élevée (Figure 14) : de Huls – Ubagsberg ; de Landraad – Kosberg ; de Crapoel ; de Margraten ; de Sibbe ; de Klimmen – Valkenburg, etc. (nomenclature d'après : Briquet, 1907 ; Felder et Bosch, 1989 ; Van de Berg, 1996).

- Briquet (1907) estime l'altitude de la base du cailloutis du lambeau de Barchon à 165 m, sans justification, et il l'intègre dans la terrasse de Klimmen.
- Macar (1938, 1957) estime l'altitude de la base du lambeau de Barchon à 170 m, sans justification et il l'intègre dans la terrasse de Margraten.
- Pissart (1974) produit un travail de synthèse sur

les terrasses mosanes depuis Pagny-sur-Meuse (France) jusqu'au Limbourg (Belgique et Pays-Bas) ; il adopte l'intégration du lambeau de Barchon dans la terrasse de Margraten, *sensu* Macar (1938, 1957).

- Juvigné et Renard (1992) distinguent deux niveaux à Barchon : (1) le lambeau à 168 m tel que positionné par Gulinck et Graulich (1957) est intégré dans la terrasse de Kosberg (= Landraad) ; (2) un replat à 185 m qui domine immédiatement le lambeau précité est attribué à une terrasse que les auteurs ne peuvent identifier entre la terrasse de Kosberg et la Traînée mosane (195 à 200 m à Mons-lez-Liège) raccordée à l'Ubagsberg (215 m dans le Limbourg néerlandais). Il est apparu dans le présent travail que le cailloutis

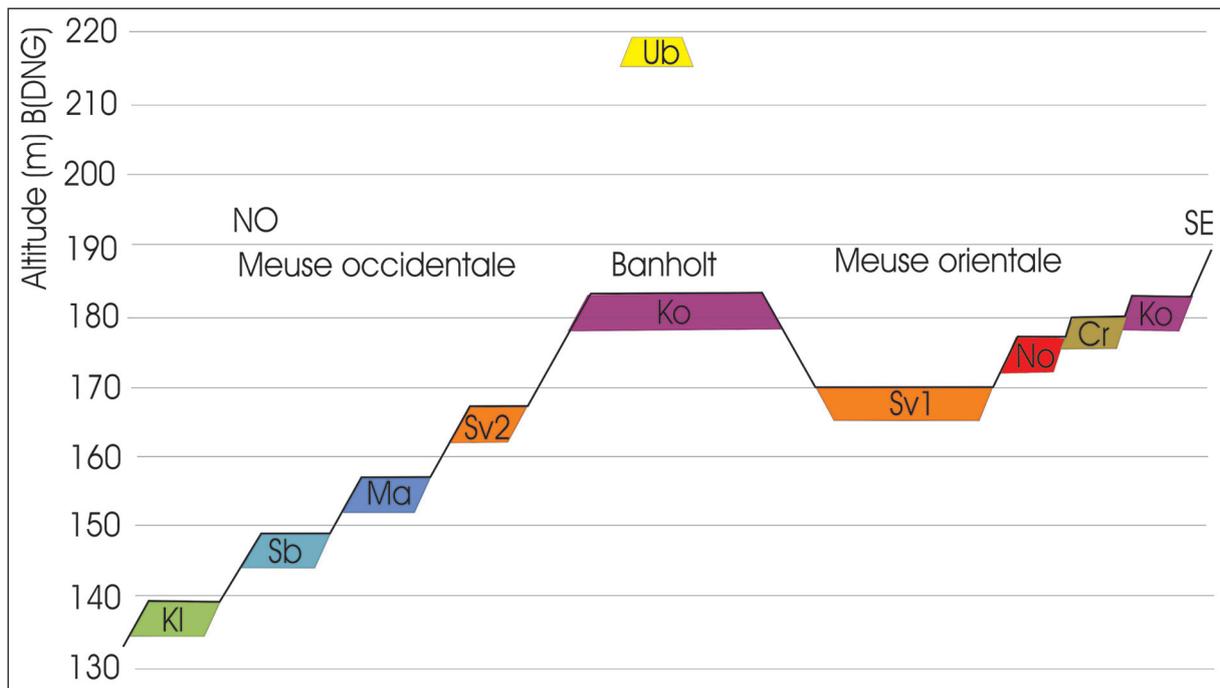


Figure 14. Coupe schématique des hautes terrasses mosanes de référence dans le Limbourg néerlandais. Kl = Klimmen - Valkenburg ; Sb = Sibbe ; Ma = Margraten ; Sv2 = Simpelveld-2 ; Sv1 = Simpelveld-1 ; No = Noorbeek ; Cr = Crapoel ; Ko = Kosberg ; Ub = Ubagsberg - Huls. Explications : (1) l'altitude des lambeaux a été lue sur la carte de Felder et Bosch (1989) dans les sites de mesure, et transposée dans le Deuxième Nivellement Général de Belgique (IGN, 2021b) ; (2) les lambeaux de Ubagsberg - Huls, Crapoel, Sibbe et Klimmen - Valkenburg sont nettement en dehors du transect de la coupe ; ils y sont projetés en fonction de leur position stratigraphique relative ; (3) la terrasse de Simpelveld est divisée en deux sous-niveaux conformément au modèle de Van den Berg (1996).

présent à l'endroit du replat de 185 m à Barchon est un cailloutis composé essentiellement de silex ; ce niveau devient donc obsolète en qualité de lambeau de terrasse mosane.

- Pissart *et al.* (1997) dans un nouveau travail de synthèse sur les terrasses mosanes depuis la Lorraine (France) jusqu'au Limbourg (Belgique et Pays-Bas), adoptent le modèle précité de Juvigné et Renard, mais ils le modifient arbitrairement, notamment en réintégrant le lambeau de Barchon dans la terrasse de Margraten. Les auteurs ne justifient pas la position altimétrique du lambeau de Barchon et sa position ne peut être lue de façon précise sur le modèle.

La plupart des modèles précités sont construits de façon très différente :

- Briquet (1907) et Juvigné et Renard (1992) raccordent les lambeaux en fonction d'une dénivellée constante par rapport à la plaine d'inondation la plus proche, si bien qu'ils excluent par principe toute déformation d'origine tectonique ;
- Macar (1938) et Felder et Bosch (1989) trans-

posent les altitudes des bases de lambeaux à Maastricht où ils proposent un profil transversal de référence ;

- Macar (1957), Pissart (1974) et Pissart *et al.* (1997) proposent des corrélations de lambeaux basés sur la méthode du raccord de proche en proche de la base des lambeaux ;
- Pissart (1974) et Pissart *et al.* (1997) dessinent une déformation anticlinale des très hautes terrasses mosanes à l'aval de Namur en leur donnant, à la retombée dans la Basse-Meuse liégeoise, une pente différente subhorizontale dans le premier cas, normale (vers le nord) dans le second, et on constate que dans les deux cas, la terrasse de Barchon est raccordée à la terrasse de Margraten.

Il faut aussi constater que la distance des lambeaux par rapport à la plaine d'inondation dans le Limbourg néerlandais varie de 5 km (Klimmen – Valkenburg) à 20 km (Huls – Ubagsberg). De plus, les terrasses de Kosberg, Crapoel, Noorbeek et Simpelveld-1 se trouvent dans une vallée abandonnée (Oostmaas ; Hol, 1949) qui suit une direction très différente (du SO vers le NE) de celle de la Meuse

actuelle (du S vers le N) et qui a dû subir un basculement à contresens de l'écoulement fluvial en relation avec la tectonique inhérente à la Baie du Rhin inférieur (*Niederrheinische Bucht*). Dans les conditions de travail précitées, on ne s'étonnera pas que le lambeau de Barchon ait été intégré dans quatre terrasses mosanes différentes dont deux impliquent le prolongement dans la Meuse orientale (Oostmaas) et les deux autres dans la Meuse occidentale (vallée actuelle).

CONCLUSION

Le lambeau de Barchon fait partie des hautes terrasses de la Basse-Meuse liégeoise. Il devrait être immédiatement inférieur à la terrasse BdB3 du site de référence de Bois-de-Breux, si l'on se réfère à la méthode du raccord de proche en proche étendue à l'épaisseur du cailloutis plutôt qu'à la seule altitude de sa base. Les indices sédimentologiques des lambeaux des deux sites impliqués attestent le mélange des cailloutis issus d'une part du bassin de l'Ourthe (Graviers liégeois) et d'autre part des cailloutis du plateau de Hesbaye (anciennement Traînée mosane). Toutefois, ces indices ne permettent ni de confirmer, ni d'infirmer la corrélation de BdB3 avec Barchon et le désordre des valeurs est probablement à mettre en relation avec les divagations de la paléo-confluence de l'Ourthe avec la Meuse de Dinant dans leurs terrasses communes successives.

La paléo-vallée de Barchon a dû être ébauchée à ~ 225 m par des ruisseaux locaux. Il est probable que la Vesdre puis l'Ourthe, puis la Meuse de Dinant s'y sont déversées dans cet ordre. La Meuse de Dinant dut entrer en scène dans la Basse-Meuse liégeoise au niveau de la terrasse de BdB1 (187 – 194 m à Bois-de-Breux) soit probablement ~ 184 – 191 m à Barchon. Toutefois, les cailloutis des trois niveaux de Bois-de-Breux ont dû être repris intégralement par la terrasse de Barchon.

Les données collationnées ne permettent pas de soupçonner une quelconque inclinaison du lambeau de Barchon, ce qui implique que le basculement des terrains Om soit antérieur à la terrasse BdB3 – Barchon. Néanmoins dans la mesure où à partir de Barchon, l'incision latérale de la Meuse est avérée d'une part vers le nord et d'autre part vers l'ouest (c'est-à-dire vers le NO), on peut se demander si un faible basculement pléistocène des terrains Om

imperceptible dans le lambeau de Barchon, n'a pas facilité cette incision latérale.

REMERCIEMENTS

Le Bureau Boland-Tailleur, auteur du projet du Lotissement du Fort, a permis à l'un de nous de suivre les excavations destinées à recevoir le réseau d'égout. La Société Immobilier, promoteur, nous a remis les résultats des essais de sols (CPT) de la Firme Vanderkeulen. Les données ainsi récoltées constituent le fondement du présent travail. Tous ces intervenants sont chaleureusement remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

- Bourguignon, P. (1954). Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 77, B201-241.
- Briquet, A. (1907). La vallée de la Meuse en aval de Liège. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 11, 347-364.
- Calembert, J., Pel, J. & Lambrecht, L. (1968). Constitution de la plaine alluviale de la Meuse en aval de Liège, à Herstal, Jupille, Wandre, Cheratte et Vivegnis. Service géologique de Belgique, *Professional Papers*, Bruxelles, 1968/12, 1-25.
- Claes, S., Frederickx, E. & Gullentops, F. (2001). *Toe-lichtingen bij de Geologische Kaart van België – Vlaams gewest, Kaartblad 34 Tongeren, 1:50.000*. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. Afd. Natuurlijke Rijkdommen en Energie, 55 p.
- Demoulin, A. (1987). Les sables oligocènes du Plateau des Hautes Fagnes : une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 96, 81-90.
- Demoulin, A. (1989). Les transgressions oligocènes sur le Massif Ardenne-Eifel. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112, 215-224.
- Demoulin, A. (1995). Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 573-585.
- Deuse, D. (1963). *Les terrasses de la Meuse entre Barchon et Dalhem. Étude de géomorphologie. Contribution à l'élaboration de la carte géomorphologique de la Belgique*. Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique, inédit, 92 p.
- Duchesne, F. & Pissart, A., (1985). Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 21, 13-23.
- Dusar, M. & Vandenberghe, N. (2020). Upper Oligocene lithostratigraphic units and the transition to the Miocene in North Belgium. *Geologica Belgica*, 23 (3-4), 113-125.

- Felder, W.M. & Bosch, P.W. (1989). *Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving*. Afzettingen van de Maas. Haarlem (NL) : Rijks Geologische Dienst.
- Forir, H. (1896). *Carte géologique de la Belgique 1 : 40.000 - n° 122 Dalhem-Herve (planchettes 3-4 de la feuille XLII de la carte topographique)*. Bruxelles : Institut cartographique militaire.
- Fourmarier, P. (1934). Observations nouvelles sur les dépôts tertiaires des environs de Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 57, B178-189.
- Gulinck, M. & Graulich, J.M. (1957). Coupe géologique de la vallée de la Meuse en aval de Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 81, B95-102
- Hol, J. (1949). Geomorfologie. Handboek der Geographie van Nederland, I, 240-319. Erven J. J. Tijl.
- ICM (1896). *Carte géologique de la Belgique, planchette de Dalhem n°122*. Institut cartographique militaire, 1896, Bruxelles.
- IGN (2021a). *Carte topographique, IGN, 1 : 10 000*. Topomap Viewer. <https://topomapviewer.ngi.be/?l=fr&x=742003.30&y=649041.44&zoom=8&baseLayer=classic.maps&baselayer=ngi.cartoweb.topo.be>. Consulté le 6 octobre 2021.
- IGN (2021b). *Deuxième nivellement général*. <https://www.ngi.be/website/fr/deuxieme-nivellement-general/>. Consulté le 6 octobre 2021.
- Juvigné, E. (1992). Les formations cénozoïques de la carrière C.B.R. du Romont (Eben / Bassenge, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 159-165.
- Juvigné, E., Cordy, J.-M., Demoulin, A., Geeraerts, R., Hus, J. & Renon, V. (2005). Le site archéo-paléontologique de La Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica*, 8 (1-2), 121-133.
- Juvigné, E. & Houbrechts, G. (2020). Remise en question de l'âge de la capture de la Meuse lorraine à la lumière de la répartition des amphiboles des Vosges dans les terrasses mosanes. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 75, 29-47.
- Juvigné, E., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2021a). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive dans la région liégeoise (Belgique) : généralités et données. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*. 90, 249-287 et annexes.
- Juvigné, E., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2021b). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive dans la région liégeoise (Belgique) : modèle et discussion. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*. 90, 288-316.
- Juvigné, E., Marion, J.-M., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2020). La dispersion du quartz des Hautes Fagnes par des rivières ardennaises. *Hautes Fagnes*, 320, 9-15.
- Juvigné, E. & Renard, F. (1992). Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 167-186.
- Juvigné, E. & Semmel, A. (1981). Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31, 83-90.
- Juvigné, E. & Van Campenhout, J. (2020). Un site de référence de très hautes terrasses fluviales dans la zone de confluence Ourthe-Meuse à Bois-de-Breux (Liège). *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, 89, 15-38. <https://doi.org/10.25518/0037-9565.9426>
- Legrand, R. (1968). Le Massif de Brabant. *Mémoire pour servir à l'explication des Cartes géologiques de la Belgique*, 9, 148 p.
- Macar, P. (1938). Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 61, B187-217.
- Macar, P. (1957). Résultats d'ensemble d'études sur les terrasses fluviales et les formes du relief associées en Haute Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80, B395-412.
- Pel, J. & Brumagne, D. (1963). Observations sur quelques lambeaux de terrasse de la Meuse à l'aval de Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 86, B579-586.
- Pissart, A. (1974). La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. In Macar, P., Gullentops, F., Pissart, A., Tavernier, R. & Zonneveld J. (eds), *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale*, Centenaire de la Société géologique de Belgique, 105-131.
- Pissart, A., Harmand, D. & Krook, L. (1997). L'évolution du cours de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 267-284.
- Poucllet, A. & Juvigné, E. (2009). The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and The Netherlands ; symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica*, 12 (1-2), 93-103.
- Roussillon, T., Piégay, H., Sivignon, I., Tougne, L. & Lavigne, F. (2009). Automatic computation of pebble roundness using digital imagery and discrete geometry. *Computers & Geosciences*, 35, 1992-2000.
- Rutot, A. (1907). Un grave problème. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, XXI, 439-482.
- SGB (2021). *Archives du Service géologique de Belgique*. Service géologique de Belgique, rue Jenner 13, Bruxelles. <https://gisel.naturalsciences.be/gisel/gisel.html>. Consulté le 6 octobre 2021.
- SPW (2021a). *Images LIDAR, Relief de la Wallonie - Modèle numérique de Terrain (MNT) 2013-2014-Hillshade*. Service Public de Wallonie.

Géoportail de la Wallonie. <https://geoportail.wallonie.be/walonmap#BBOX=233137.85028839725,234745.19725309117,147716.1486847327,148495.34815979833>. Consulté le 6 octobre 2021.

SPW (2021b). *Projet Informatique de Cartographie Continue (PICC)*. Service Public de Wallonie. Géoportail de la Wallonie. <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/b795de68-726c-4bdf-a62a-a42686aa5b6f.html>. Consulté le 6 octobre 2021.

Van den Berg, M.W. (1996). *Fluvial sequences of the Maas: a 10 Ma record of neotectonics and climate change at various time-scales*. Ph.D. Thesis, University of Wageningen, The Netherlands, 181 p.

Vandenberghe, N. (2017). Tectonic and climatic signals in the Oligocene sediments of the Southern North-Sea Basin. *Geologica Belgica*, 20 (3-4), 105-123.

Coordonnées des auteurs :

Étienne JUVIGNÉ

Département de Géographie, UR SPHERES

Université de Liège

Auteur correspondant : ejuvigne@skynet.be

Geoffrey HOUBRECHTS

Département de Géographie, UR SPHERES

Université de Liège

g.houbrechts@uliege.be

Jean VAN CAMPENHOUT

Département de Géographie, UR SPHERES

Université de Liège

Jean.VanCampenhout@uliege.be

