

Un site de référence de très hautes terrasses fluviales dans la zone de confluence Ourthe-Meuse à Bois de Breux (Liège)

Etienne Juvigné et Jean Van Campenhout

Université de Liège, Département de Géographie, Bât. B11 - Quartier Village 4, Clos Mercator, 3 ; B-4000 Liège ; contacts : ejuvigne@skynet.be

Résumé. Des cailloutis fluviaux ont été largement excavés à Bois de Breux / Liège au niveau des très hautes terrasses, à la faveur de l'enfouissement des impétrants du lotissement du Verger de Fayenbois. Les alluvions ainsi mises au jour sont décrites et des données nouvelles sont apportées concernant ces lambeaux qui n'étaient connus que par des observations de surface. Trois lambeaux en gradin bien documentés sont présents dans une tranche d'altitude de moins de 20 m, si bien que ce site a maintenant valeur de référence unique pour les terrasses concernées. Une tentative de raccord transversal entre les cailloutis des deux flancs de la vallée de Bois de Breux jusqu'à Rocourt met en exergue l'impossibilité de proposer des corrélations suivant la méthode traditionnelle qui veut que des lbxt de même altitude sur des flancs opposés d'une vallée appartiennent à une même terrasse.

Mots-clés : Belgique, Bois-de-Breux, Meuse, Ourthe, terrasse, Plio-Pléistocène

Abstract. Fluvial gravel has been widely excavated in Bois de Breux / Liège at the level of very high terraces, thanks to the burial of tubes in the Verger de Fayenbois subdivision. The alluvial deposits are described and new data are brought in concerning these shreds which were only known by surface observations. Three well-documented sheets are present in an elevation range of less than 20 m, so this site now has a unique reference value for the terraces concerned. An attempt at a transverse connection between the gravel on both sides of the valley from Bois de Breux to Rocourt highlights the impossibility of proposing correlations according to the traditional method which requires that schreds of the same altitude on opposite sides of a valley belong to the same terrace.

Keywords : Belgium, Liège, Meuse, Ourthe, terrace, Plio- Pleistocene

Avertissement. Le présent rapport sera suivi d'une publication qui comprendra des données sédimentologiques supplémentaires et des interprétations plus élaborées.

1..Introduction

Des lambeaux de très hautes terrasses mosanes (*sensu* Macar, 1938) ont été largement excavés à Bois de Breux Liège-Est) en 2015, lors de l'aménagement d'un vaste lotissement (Verger de Fayenbois). Le promoteur nous a permis de suivre les travaux, de lever les coupes et de prélever des échantillons. Des renseignements précis ont ainsi été obtenus concernant ces lambeaux dont l'identité n'était jusqu'ici que soupçonnée par la morphologie et des observations de surface effectuées lors du lever de la carte géologique par Forir (1897). Les données acquises intégrées dans une coupe transversale depuis Bois-de-Breux jusqu'à Rocourt ouvrent la voie à une réflexion sur la façon d'ordonner stratigraphiquement et géographiquement des cailloutis très différents les uns des autres existant dans une même tranche d'altitude.

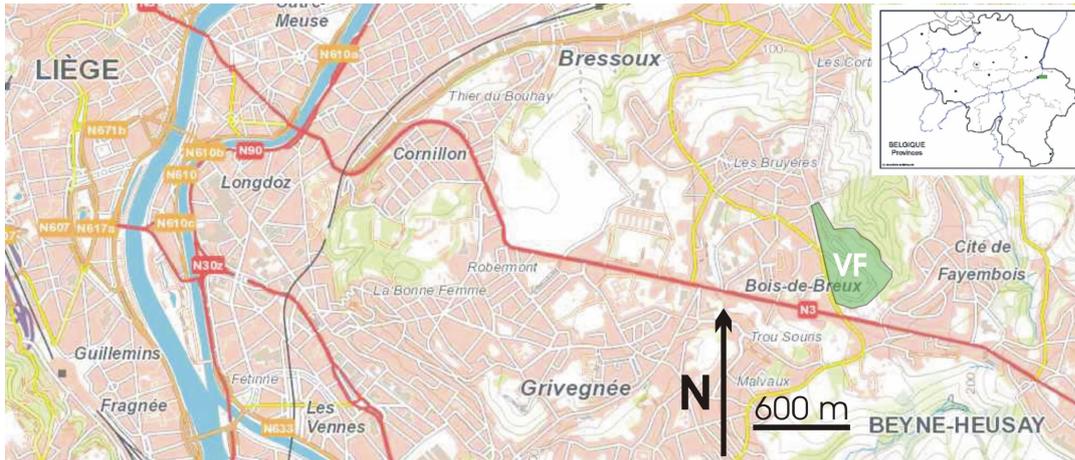


Figure 1. Localisation du site étudié : le lotissement du Verger de Fayenbois (VF) à Bois-de-Breux.

2..Sémantique et abréviations

Le concept de terrasse *sensu stricto* se rapporte à la morphologie subhorizontale d'une ancienne plaine alluviale située plus haut que la plaine d'inondation actuelle. Une rivière s'étant encaissée et l'érosion des affluents ayant fait son œuvre, il ne reste que des lambeaux épars de ces terrasses. Dans la pratique, le terme 'terrasse' est souvent utilisé pour désigner un seul lambeau. Pour notre part, nous avons choisi de respecter la distinction entre lambeau et terrasse, et pour simplifier l'écriture, 'lbt' sera utilisé pour 'lambeau de terrasse fluviale' (au pluriel 'lbt'), et 'T.' sera lu 'terrasse'. Pour faciliter la compréhension des corrélations qui seront discutées ailleurs (Paulissen et Juvigné, 2020), nous attribuons aux lbt, un label explicite qui le situe : (1) géographiquement (localité) ; (2) en altitude (base et toit du cailloutis) ; (3) en dénivellée entre la base du cailloutis et la plaine d'inondation la plus proche. Concernant le sommet des cailloutis, il est évident que l'altitude n'est jamais que minimale en conséquence de l'érosion postérieure qu'a pu subir le lbt. Par ailleurs, l'expression 'terrasse polygénique' est rejetée dans la mesure où le mot terrasse implique des replats qui n'existent pas dans la morphologie désignée ; elle est remplacée ici par 'cailloutis d'incision latérale'.

3. Revue de la littérature relative au site étudié

Forir (1897) identifie très localement à Bois de Breux, un lbt de gravier qu'il classe dans l'Oligocène supérieur continental (*Onx*). Briquet (1907) attribue ce même lbt à une terrasse de la Meuse dont il estime l'altitude de la base à 180 m. Lefèvre (1934) intègre ce lbt dans son « niveau d'érosion de 180 m » des terrasses de la Meuse. Ni Mouchamps (1933), ni Macar (1938, 1957), ni Pissart (1974) ne prennent ce lbt en considération. Juvigné et Renard (1992) le divisent en deux sous-niveaux en invoquant la morphologie et l'altitude des bases qu'ils ont atteintes par des sondages sismiques respectivement à 176 m et 186 m, et ils attribuent également ces lbt à la Meuse. Pissart *et al.* (1997) les intègrent dans leur modèle.

4. Contextes géologique et morphologique

4.1. Contexte géologique

La carte géologique montre que : (1) le socle du secteur revisité est constitué uniquement de schistes et de grès (Houiller) ; (2) une faille, dite des Aguesses, recoupe le lotissement de NE en SO (Fig. 2).

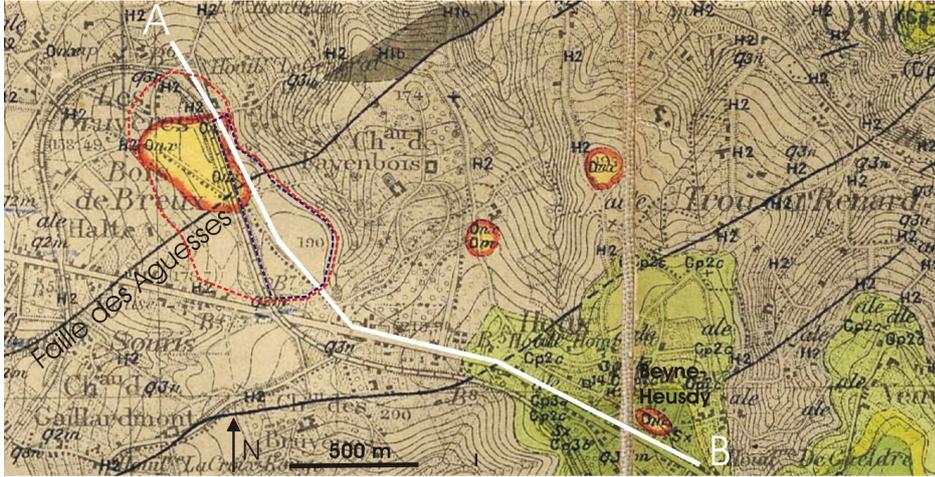


Figure 2. Le Verger de Fayenbois dans son contexte géologique (Fond de carte extrait de la carte géologique, planchette de Seraing-Chênée ; Forir, 1897). Légende : carte géologique : en vert les terrains crétacés ; en jaune les terrains oligocènes ; *Onx*= cailloutis fluviatiles de l'Oligocène supérieur continental (*in illo tempore*) ; en gris, le socle houiller ; le trait blanc A-B correspond au tracé de la coupe géologique de synthèse de la figure 6A ; le trait interrompu bleu délimite le Verger de Fayenbois ; le trait interrompu rouge délimite l'ensemble des lbxt dont le Verger de Fayenbois fait partie.

Une épaisse nappe de terrains crétacés existe sous le village de Beyne. Sur le versant qui en descend, le Crétacé est présent entre 235 et 215 m, il est relayé par des terrains houillers jusqu'au niveau du lotissement. Des « Amas et traînées de cailloux de quartz blanc à allure ravinante et fluviale » ont été vus par Forir (1897) dans la partie septentrionale (inférieure) de l'actuel lotissement ; ils sont classés sous le sigle « *Onx* » dans le « Système oligocène », partim « Dépôts supérieurs continentaux ». Toutefois en 1933, le Conseil de géologie a transféré ces cailloutis dans le Pliocène supérieur ; dès lors le label *Onx* (O pour Oligocène) devenait obsolète, mais il a continué d'être utilisé par facilité. Deux dépôts du même type ont été vus par Forir sur deux replats à environ 195 m de part et d'autre de l'amphithéâtre de tête de vallée du ruisseau de Fondrivaux : l'un est à Fayenbois, l'autre à Beyne.

4.2. Morphologie

Le Verger de Fayenbois est en position de plateau entre le vallon des Houilleux et le versant droit de la vallée de la Meuse (Fig. 3) ; son rattachement au versant descendant de Beyne est artificiel dans la mesure où la partie supérieure du vallon des Houilleux est colmatée par des remblais. A l'état naturel, l'unité morphologique du Verger de Fayenbois se trouvait donc en inversion de relief. Cette parcelle fait partie d'un ensemble de replats en gradin qui se prolongent dans le hameau de Bois de Breux, dans la parcelle de la clinique des Bruyères et son prolongement aval. Leur altitude est comprise entre 175 et 195 m, entre le plateau de Beyne-Heusay (235 m) et la plaine d'inondation de la Meuse à Liège (60 m). Vers le N-NO, un versant dont la pente est de l'ordre de 13% sur 80 m de dénivelée passe à une concavité pour déboucher sur la T. de Jupille (*sensu* Macar, 1938) (Fig.3B). Vers l'Ouest, (Fig. 3C) un versant largement concave de 3 km de longueur et de 55 m de dénivelée (pente moyenne : 1,8%) débouche sur le vaste replat de Robermont, attribué traditionnellement à la 'terrasse principale de la Meuse' (*sensu* Macar, 1938). Sur le flanc N-E, les replats du Verger de Fayenbois, et notamment l'inférieur, sont amputés par l'érosion régressive d'affluents de rive gauche du vallon des Houilleux. Seul le replat inférieur se poursuit dans le village de Bois de Breux.

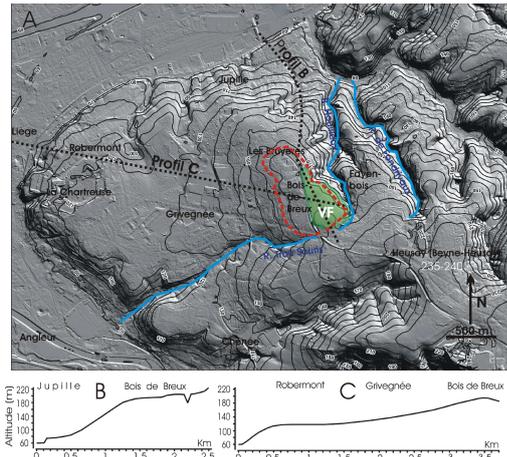


Figure 3. Le complexe de replats de Bois de Breux dans le relief environnant (A). Explications : fond de carte LIDAR (WalOnMap, 2019) ; en vert transparent (VF), le Verger de Fayenbois ; le trait interrompu rouge délimite l'ensemble des replats de Bois de Breux et du Verger de Fayenbois ; (B) et (C) deux profils topographiques de Bois de Breux jusqu'à la plaine d'inondations de la Meuse à Jupille (B) et à Robermont/ Bressoux/Liège (C).

5. Les coupes géologiques

5.1. L'excavation des lots 116 et 117

Elle est présentée en premier lieu, parce qu'elle a mis au jour environ 200 m de coupe continue jusque dans le socle houiller (Fig. 4).

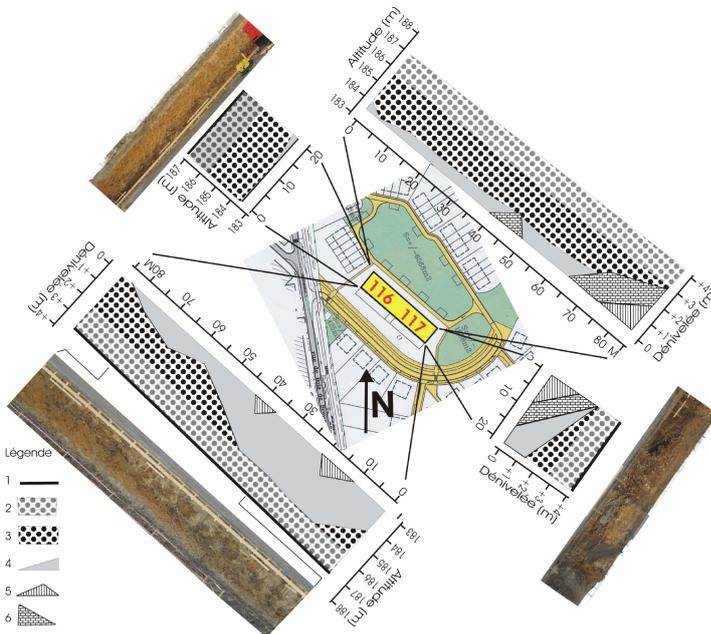


Figure 4. Les coupes de l'excavation des lots 116 et 117 du lotissement du Verger de Fayenbois (localisation sur la figure 5). Légende : 1= horizon humifère ; 2= cailloutis fluviatile cryo- et bioturbé (sol complexe) ; 3= cailloutis fluviatile avec structures en lentilles subhorizontales et présence systématique d'un vernis de fer-manganèse dans les dépôts de la partie inférieure ; 4= socle schisteux altéré en argile ; 5= schistosité reconnaissable dans le matériau altéré ; 6= bancs de grès éclatés en blocs. N.B. Les coupes des 4 flancs de l'excavation doivent être examinées à partir de l'intérieur de l'excavation. La présence de machines au pied de la coupe B-C a empêché la photographie.

La particularité de cette excavation est de mettre le socle en affleurement sur tout son pourtour, et de montrer l'altération des terrains houillers sur une épaisseur qui atteint environ 2,5 m. Les schistes constituent l'essentiel du toit du socle, mais la roche saine n'a pas été atteinte. Toutefois, la schistosité est encore reconnaissable localement avant qu'elle laisse la place vers le haut à de l'argile gris clair à gravillon schisteux. Une nappe de cailloutis recouvre ce matériau ; la présence généralisée de vernis de fer-manganèse sur les éléments de la partie inférieure du cailloutis donne à celui-ci une couleur noire. Le contraste de couleur entre les différents matériaux met en évidence leur interpénétration sous forme de cryoturbations développées sur environ 2 m d'épaisseur. Localement des bancs de grès sont présents dans le complexe schisteux, mais ils sont éclatés en blocs de taille décimétrique. L'épaisseur du cailloutis passe d'environ 1 m dans la partie S-E du lot 117 à 3,5 m dans la partie septentrionale du lot 116. La partie supérieure du cailloutis (1 à 1,5 m d'épaisseur) est bio- et cryoturbée ; elle a aussi enregistré une pédogenèse complexe sous la forme d'un profond pseudo-gley dans la partie supérieure duquel un horizon humifère s'est surimposé.

Le cailloutis à l'abri des perturbations périglaciaires et pédologiques de sub-surface a conservé sa structure en lentilles emboîtées. Indépendamment des déformations encourues par la base du cailloutis, le contact avec le socle houiller permet de supposer l'existence de deux niveaux de terrasse dans cette seule coupe : l'une supérieure (base à 186,5 m) et l'autre inférieure (base à 184 m).

5.2. Les coupes du réseau d'égouttage

Elles ont été levées en suivant la progression journalière des tranchées le long du réseau routier (Fig. 5A) et de ce fait, la lithologie est dessinée de façon continue (Fig. 5B). De plus, à notre demande, un puits a été creusé au sommet de la parcelle (193,83 m, soit 194 m) ; il a recoupé des formations fluviales essentiellement sableuses jusqu'à 7 m de profondeur (186,83 m, soit 187 m), et le socle n'y a pas été atteint.

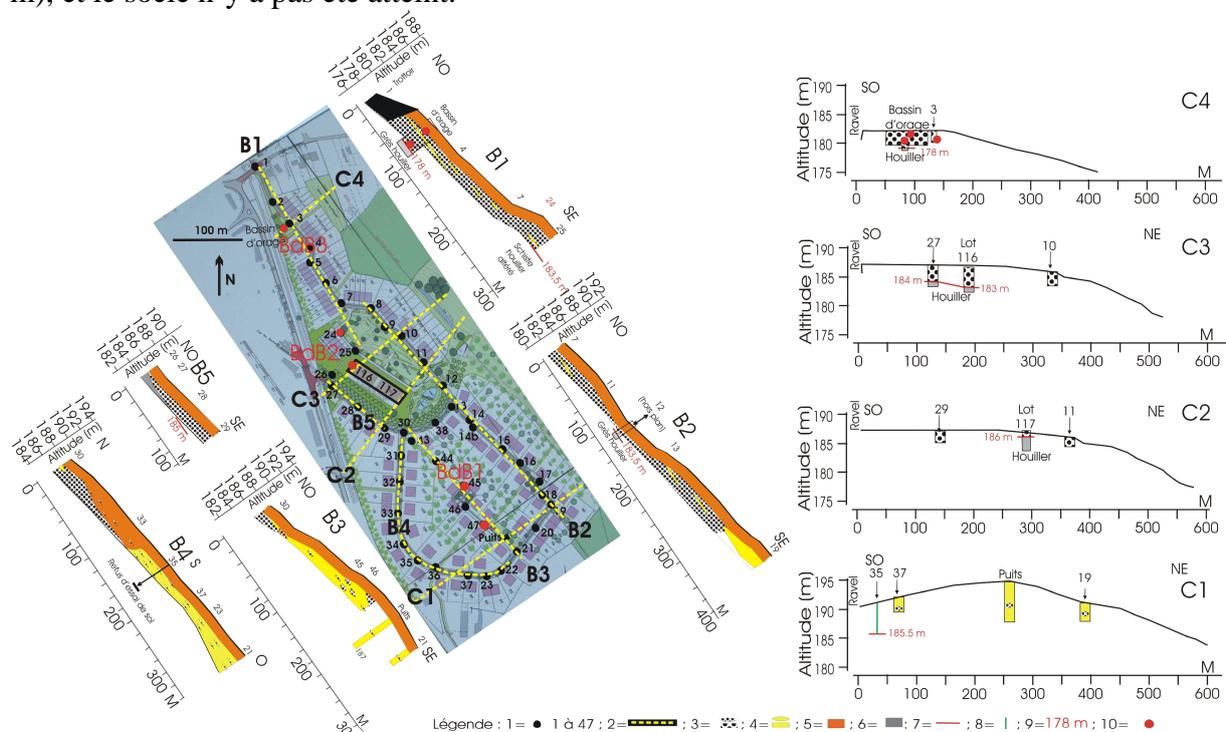


Figure 5. Coupes géologiques des formations fluviales du lotissement du Verger de Fayenbois. Explications : Plan du lotissement du Bureau Bolland-Tailleur avec la position des chambres de visite du réseau d'égouttage, permettant de localiser les coupes des figures B1 à B5 et C1 à C4. Les numéros des chambres sont ceux du plan original. Les coupes B1 à B5 levées le long des tranchées d'égouttage sont continues et conformes au suivi journalier des excavations avec mise

en exergue des coupes à l'endroit des chambres de visite. Les coupes transversales C1 à C4 sont construites sur la base des observations à l'endroit des chambres de visite proches du transect et sans observations intermédiaires.

Légende : 1= localisation et numéros des chambres de visite (en rouge, avec prélèvement d'échantillons décrits plus loin) ; 2= localisation des coupes ; 3= gravier dominant, ou en lentilles dans du sable fluviatile ; 4= sable fluviatile dominant, ou en lentilles dans du gravier ; 5= sol complexe avec cryo- et bioturbations ; 6= socle houiller ; 7= contact cailloutis/socle houiller observé ; 8= contact cailloutis/socle par 'essai de sol'(CPT) ; 9= altitude de la base du lbt ; 10= position et numéros des échantillons traités pour la nature des cailloux et les minéraux denses (voir la profondeur dans la figure 7).

On constate ainsi l'existence de dépôts fluviatiles à dominante graveleuse dans les dépôts inférieurs et à dominante sableuse dans la partie supérieure. Deux coupes longitudinales synthétiques sont représentées à la figure 6, elles montrent notamment qu'en se rapportant tant à la base qu'au toit des cailloutis, il existe trois niveaux en gradin.

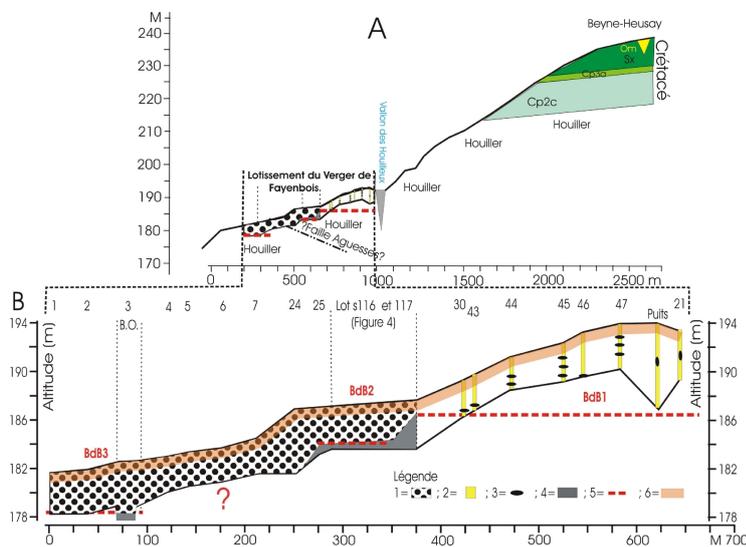


Figure 6. (A) Coupes synthétiques des lbxt du Verger de Fayenbois. (A) Les dépôts mosans dans leur contexte local (localisation sur la figure 2). (B) Coupe longitudinale à travers les dépôts fluviatiles. Légende : 1= faciès à dominante graveleuse avec précipités de fer-manganèse sur tous les éléments ; 2= faciès à dominante sableuse ; sol actuel et paléosol complexe ; 3= lentilles graveleuses minoritaires dispersées à différents niveaux dans des sables dominants ; 4= socle houiller observé ; 5= altitude de la base des lbxt avec prolongement supposé ; 6= horizons pédologiques dans des dépôts de pente et dans le toit des cailloutis en position primaire.

5.3. Description des lbxt

Lbt supérieur BdB1. Il occupe toute la partie la plus élevée du lotissement sur une superficie d'environ 6 hectares. Le faciès est à dominante sableuse avec des lentilles graveleuses courtes (décamétriques) et d'épaisseur décimétrique qui peuvent se présenter à différents niveaux de la masse sableuse (Fig. 7). La part de sable augmente d'ouest en est.



Figure 7. Coupes dans le cailloutis du lbt BdB1. Localisation sur la figure 4A : (A) point 16 ; (B) puits au sommet de la parcelle à 193,8 m entre les points 47 et 21; (C) point 37 ; (D) point 35. Dans tous les cas, la couverture avec son pseudo-gley contient toujours davantage de galets que les formations sous-jacentes.

Le toit du dépôt est à 194 m. Le socle n'a été atteint que dans des parties marginales du lbt : (1) à 186 m dans le lot 116 ; (2) à l'endroit de la chambre de visite n° 12, à 183,5 m sur la partie supérieure du versant gauche du vallon des Houilleux ; (3) le refus d'un 'essai de sol' réalisé à côté de la chambre de visite 35 a été enregistré à 185,5 m. Dans le puits de 7 m de profondeur réalisé au point le plus élevé (193,83 m), le socle n'a pas été atteint à 186,93 m. On peut donc accepter l'altitude de 186 m pour la base de ce lbt et son label devient BdB1[b186 ; s194 ; d126]. L'épaisseur minimale des dépôts fluviaux originaux était donc de 8 m.

Le lbt intermédiaire BdB2. Le toit du cailloutis se situe à 187,5 m et l'altitude de la base est avérée à 184 m ; l'épaisseur est donc de 3,5 m. Le faciès est à dominante graveleuse et les structures sédimentaires n'apparaissent nettement qu'à la faveur de l'intercalation de lentilles sableuses minces (décimètres) et courtes (mètres) (Fig. 8). Son label est BdB2[b184 ; s188 ; d124].



Figure 8. Coupe dans le cailloutis du lbt BdB2 ; flanc nord du lot 116. La masse consiste essentiellement en gravier ; les lentilles sableuses sont petites (discrètes sur la photo). On notera que : (1) le gravier inférieur est sombre en raison du vernis de fer-manganèse qui recouvre les galets et imprègne la matrice sableuse ; (2) le pseudo-gley ressort en gris en raison de son réseau prismatique de limon sableux dans lequel les oxydes de fer ont été réduits ; (3) l'horizon humifère, probablement holocène, s'est imprimé dans la partie supérieure du pseudo-gley

Le lbt inférieur BdB3. La base du cailloutis est avérée à l'altitude de 178 m dans le bassin d'orage, et le toit à 184 m, si l'on considère que le lbt peut être prolongé jusqu'au point 24. Le cailloutis est à dominante graveleuse et d'épaisses lentilles de sable sont intercalées dont l'une atteint 40 cm d'épaisseur et une longueur décamétrique (Fig. 9). Ce type de structure a été observé sur 250 m de longueur dans les tranchées d'égouttage, ce qui conforte le choix d'un seul lbt sur cette distance. Le label est BdB3[b178 ; s184 ; d118].



Figure 9. Coupes dans le cailloutis du lbt BdB3. Localisation sur la figure 4A : (A) point 2 ; (B) flanc est du bassin d'orage montrant une lentille sableuse de grande taille entre deux masses graveleuses ; (C) excavation dans le fond du bassin d'orage qui a atteint le socle gréseux 60 cm sous le plancher de l'excavation.

Transition de BdB1 à BdB2

- Sur la carte géologique, la faille des Aguesses est placée à l'endroit de l'accroissement de pente qui sépare les deux lbxt (revoir la figure 2). Il doit s'agir d'une interpolation entre des points connus dans les charbonnages voisins. Dans les hameaux de Bois de Breux et de Fayenbois qui jouxtent le lotissement, il n'existe aucune trace connue de cette faille. La démarche théorique de l'auteur (Forir, 1897) équivaut à attribuer à la rupture de pente, la valeur d'un escarpement de faille qui se serait donc formé à la faveur de mouvements d'origine tectonique après l'abandon d'une seule terrasse. A notre sens, le talus dans le Verger de Fayenbois peut donc être considéré comme un élément de versant qui répond à l'incision latérale du cours d'eau.

- On constate également que sous cette surface de transition entre BdB1 et BdB2, il existe un horizon de cryoturbations de type 'sol trié' dont les alvéoles ont une taille de l'ordre d'un mètre (Fig. 10). Il est fossilisé par un cailloutis qui s'épaissit vers l'aval.



Figure 10. Horizon de cryoturbations entre BdB1 et BdB2 fossilisé par un cailloutis d'agradation fluviale de la terrasse inférieure.

6. Propriétés sédimentologiques

Granulométrie

Toutes les distributions granulométriques ont été obtenues au départ d'environ 10 kg d'échantillon brut : (1) par tamisage sous eau pour la fraction comprise entre 62,5 μm et 32 mm ; (2) les galets de >32 mm ont été mesurés au pied à coulisse, et la largeur équivalente (Juvigné *et al.*, 2015) a été calculée pour les répartir en classes conformes à l'échelle ; (3) la fraction inférieure à 62,5 μm (limon et argile) a été séchée globalement puis pesée.

Les distributions des lentilles graveleuses sont bimodales avec un mode dans les sables fin à moyen, et un autre dans le gravier fin à moyen (Fig. 11A). (N.B. un mode peut aussi exister dans la fraction argilo-limoneuse). Aucun élément de plus de 128 mm n'a été récolté, mais très

exceptionnellement des blocs atteignant une vingtaine de centimètres ont été observés. Les courbes dont la part de sable notamment fin est plus abondante se rapportent à des échantillons de BdB1 (points 35, 44, 45, 46 et 47). Par ailleurs, aucune différence dans la distribution granulométrique des lentilles graveleuses n'est apparue entre les échantillons de BdB2 et BdB3.

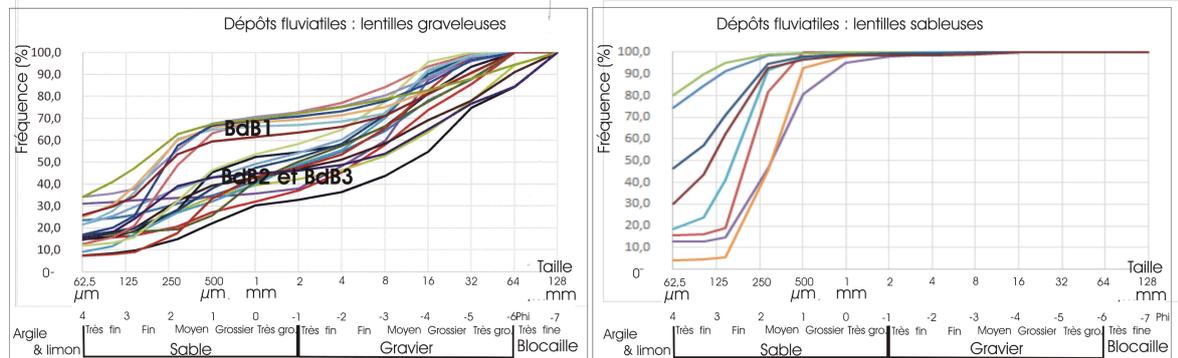


Figure 11. Distributions granulométriques de dépôts fluviaux : (A) lentilles graveleuses ; (B) lentilles sableuses.

Parmi les distributions granulométriques des lentilles sableuses (Fig. 11B), il faut distinguer une large variété de combinaisons entre les fractions d'une part argilo-limoneuses (4 à 80%), et d'autre part sableuses. Néanmoins, elles sont unimodales dans les sous-classes des sables fins à moyens.

Nature des galets

La nature des galets de 16 à 32 mm extraits par tamisage a été déterminée (Tab.1).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	'n=
BdB1	63.7	9.9	2.8	3.3	2.4	0	0.9	4.7	5.2	0	3.8	1.9	1.4	212
BdB2	32.9	31	7.7	8.2	0.8	0.3	0.3	13	1.3	0.3	1.1	0.8	2.4	377
BdB3	47.9	28.7	2.6	6.8	1	0	0	8.9	1	0	1.6	1.6	0	192

Tableau 1. Nature des galets de 16 à 32 mm (tamisage) dans les trois gradins du cailloutis de la figure 5 : BdB1, BdB2 et BdB3. Explications : A= quartz purs ; B= quartzites avec veine de quartz et/ou empreinte de cube de pyrite ; C= quartzites supposés (sans veine de quartz, ni empreinte de pyrite) ; D= cailloux plats (quartzo-phyllades et phyllades ?) ; E= silex émoussés ; F= phtanite ; G= lydite ; H= grès paléozoïques ; I= grès tertiaires (friables) ; J= conglomérats émoussés ; K= silex anguleux ; L= grès et schistes anguleux ; P= débris de croûtes Fe-Mn ; n= nombre de cailloux déterminés.

Le quartz pur est dominant dans tous les échantillons (33 à 64%). La diminution générale de la fréquence des quartz en fonction du temps est bien connue dans les terrasses de la Meuse (Van Staaten, 1946 ; Juvigné et Renard, 1992), mais elle l'est moins dans celles de l'Ourthe et en tous cas tout à fait inconnue dans les très hautes terrasses de l'Ourthe, lesquelles sont par ailleurs inexistantes dans l'Ourthe inférieure (Ek, 1957 ; Cornet, 1980). Dans les lbxt de Bois de Breux, la diminution ne correspond pas à celle de l'altitude des trois niveaux puisque c'est en BdB2 que la fréquence des quartz est la plus faible.

On remarquera que l'ensemble des galets issus du massif cambrien représente environ 80% du spectre. Les galets restants (15 à 20%) sont dans l'ordre de fréquence : (1) des grès provenant des roches du Dévonien et du Houiller ; on les trouve à l'état émoussé ou anguleux selon qu'ils proviennent d'affleurements lointains ou du socle houiller local ; (2) des grès peu consolidés issus du sable tongrien ; (3) des silex très émoussés ou bruts suivant qu'ils proviennent d'anciennes plages marines ou de terrains crétacés locaux. Les autres éléments n'existent qu'à l'état de traces. Quant aux éclats de croûtes de fer-manganèse, ils peuvent provenir de croûtes formées *in situ*. Dans un bain d'eau + HCl, aucun galet n'a réagi, mais il est bien connu que les

galets calcaires disparaissent par dissolution dans les 7 km qui suivent l’affleurement dont ils sont issus (Pissart *et al.*, 1998) et les affleurements de calcaire les plus proches de Bois de Breux sont à une distance supérieure. De la même façon les schistes dévoniens et houillers disparaissent rapidement en raison de leur fragilité.

Les *minéraux denses* de la fraction sableuse comprise entre 75 et 425 μm ont été extraits par centrifugation dans le bromoforme ; la limite de 75 μm a été choisie de façon à éviter les minéraux d’origine loessique éventuelle (Tab. 2).

	Mdt%	Autres%	Zir	TiO ₂	Tour	Stau	Dis	Anda	Reste	'n=
BdB1	24	76	39.8	6.8	36.2	8.5	4.1	0.8	3.8	367
BdB2	17	83	38.7	6.5	28.6	12.1	7.5	1.0	5.6	199
BdB3	18	82	19.4	8.0	49.6	8.4	11.0	0	3.6	335

Tableau 2. Associations de minéraux denses transparents de la matrice sableuse (75-425 μm) de lentilles caillouteuses des lbxt BdB1/2/3. Explications : Mdt= minéraux denses transparents ; Autres=opaques et débris rocheux divers. Minéraux denses transparents (détails de la colonne 'Mdt%' : Zir= zircon ; TiO₂= rutile+ anatase+ brookite ; Tour= tourmaline ; Stau= staurotide ; Dis= disthène ; Anda= andalousite ; Reste= minéraux indéterminés et minéraux en traces ; n= nombre de minéraux déterminés

Les associations des lbxt de Bois de Breux ont pour propriété commune de ne contenir que des minéraux dits résistants *sensu* Bustamante (1973) à savoir : les ubiquistes (zircon, polymorphes du TiO₂ [rutile, brookite, anatase] et tourmaline) et un groupe de minéraux dits communément paramétamorphiques (ici : staurotide, disthène, andalousite). Les ubiquistes dominent le spectre avec des rapports internes variables, et la part des paramétamorphiques est élevée (13 à 21%) avec elle-même des rapports internes variables.

La forme des galets de quartz

Des analyses d’images ont été réalisées suivant la méthode de Roussillon *et al.* (2009) sur les quartz purs de 8 à 16 mm de façon à pouvoir comparer les résultats avec d’autres obtenus de la même façon dans les terrasses mosanes de Namur jusqu’à Huy (Juvigné *et al.*, 2020). De tous les indices proposés par les auteurs précités, l’indice d’arrondi de Wadell est apparu le plus discriminant pour la distinction entre *Onx* et *q2m*. Il est bien connu que l’émoussé et le polissage des éléments évoluent beaucoup plus rapidement sur les plages lorsqu’ils sont déplacés en permanence par la houle. Par contre, dans les cours d’eau l’usure ne s’exerce que si les cailloux se déplacent ou s’ils sont en affleurement sur le lit mineur où ils sont soumis au sablage par les charges en suspension (dont l’émoussé est dit ici « sommaire »). Dans le cas présent, cet indice *Iw* permet de faire la distinction entre les deux populations de quartz précitées. On notera également la variabilité pour 2 échantillons d’un même site. Les résultats sont représentés à la figure 12 ; on y constate que : (1) les indices des trois lbxt de Bois de Breux sont respectivement 0,720 (BdB1), 0,694 (BdB2) et 0,707 (BdB3) ; (2) dans les trois cas, les valeurs sont inférieures à celles des cailloutis *Onx* du plateau et des replats de Hesbaye ; (3) une nouvelle fois l’ordre des valeurs ne correspond pas à celles de l’altitude ; (4) si BdB1 a bien les valeurs les plus élevées, c’est BdB2 qui a les valeurs les plus basses et il s’agit ainsi d’une déviation identique à celle constatée dans la fréquence cailloux de quartz de 16 à 32 mm. La figure 12B montre des quartz purs de 16 à 32 mm des trois lbxt de Bois de Breux.

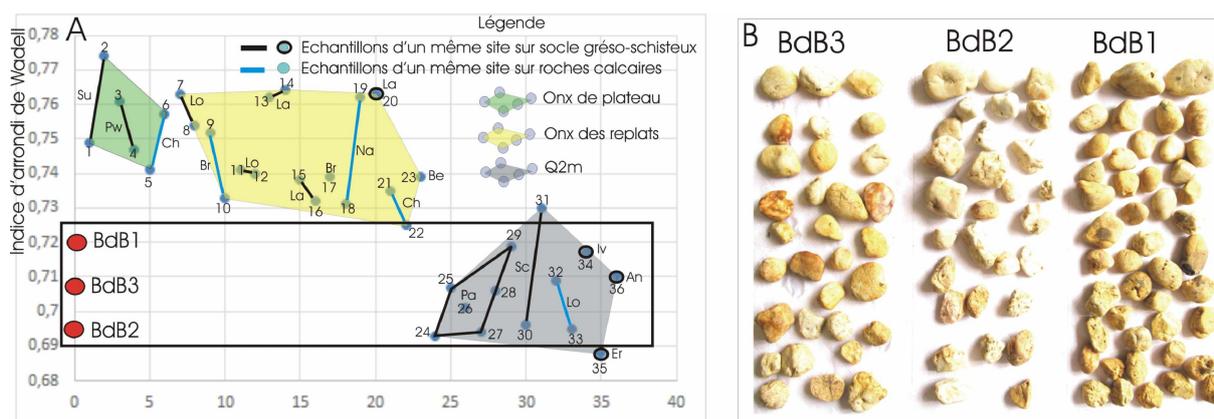


Figure 12. (A) Indice d'arrondi de Wadell pour les quartz purs (entiers et cassés). Explications : pour la construction du graphique de référence sur la base des terrasses de la région de Namur jusqu'à Huy, voir Juvigné *et al.* (2020) : les points rouges représentent les valeurs de Iw obtenues sur les échantillons des trois lbxt de Bois de Breux. (B) Quartz purs de la classe granulométrique de 16 à 32 mm des lbxt de Bois de Breux.

Conclusion

En rassemblant les données géométriques, granulométriques et pétrographiques, on retiendra surtout : (1) la disposition de trois lbxt conservés en position primaire dans une dénivelée de moins de 20 m, ce qui n'est connu à aucun autre niveau ni dans la vallée de la Meuse ni dans celle de l'Ourthe ; (2) la rupture pétrographique entre le cailloutis de BdB1 d'une part et ceux de BdB2 et BdB3 d'autre part ; (3) une 'irrégularité' vs l'altitude dans la distribution de la fréquence des quartz de 16 à 32 mm ; (4) une 'irrégularité' vs l'altitude dans la distribution l'indice d'émoissé de Wadell. La double 'irrégularité' précitée pourrait indiquer que le cailloutis de BdB2 est plus récent que celui de BdB3, si bien que dans ce cas, l'incision de la Meuse se serait faite depuis le toit de BdB1 jusqu'à la base de BdB3, puis elle aurait été suivie par une phase d'aggradation qui aurait construit dans l'ordre les cailloutis de BdB3 puis de BdB2. Encore faudrait-il ensuite décapiter BdB3 de sa partie supérieure.

7. Les dépôts de pente

Pour l'essentiel, il s'agit des dépôts de la couverture dans laquelle les structures sédimentaires fluviales n'apparaissent plus. Leur extension est généralisée sur les cailloutis en position primaire. La question se pose de savoir si les matériaux qui la composent sont identiques aux cailloutis sous-jacents respectifs ou s'il s'agit de dépôts de pente. Un paléosol de type pseudogley y est enregistré (Fig. 13A et revoir la figure 8) ; l'horizon humifère holocène, y est surimposé.

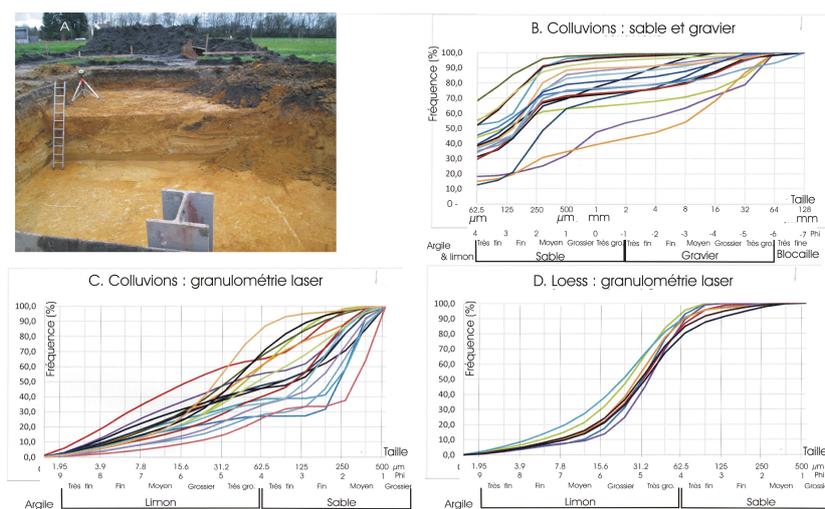


Figure 13. Le paléosol et le manteau de dépôts de pente dans le lot 99 correspondant au point 47 de la figure 5A. (A) Le manteau de dépôts de pente graveleux correspond au gradin supérieur de l'excavation et à la partie supérieure du talus inférieur ; le paléosol reconnaissable par le réseau gris polygonal, est développé non seulement dans les dépôts de pente, mais aussi dans les formations fluviatiles sous-jacentes ; (B), distribution granulométrique totale ; (C) distribution par granulomètre-laser de la fraction fine ; (D) distribution par granulomètre-laser d'horizons typiques du stratotype loessique du Pléistocène supérieur de la carrière du Romont (CBR) à Emael/Bassenge.

Granulométrie

Les distributions granulométriques de la figure 12B montrent qu'en général 30 à 50% de la masse consiste en particules de moins de 62,5 μm (limon + argile), mais il y a quelques exceptions atteignant d'une part 10% et d'autre part 70% de 'limon+ argile'. Le sable fin constitue la fraction modale. Le gravier intervient en général pour 35% de la masse, et les déterminations de la nature des galets à l'aplomb de chaque lbt ont fait apparaître une grande dispersion des fréquences sans aucune tendance générale. En comparant les distributions granulométriques de la fraction fine des dépôts de pente et du loess, on peut déduire que la part essentielle du limon des dépôts de pente n'est pas du loess (Fig. 13C et 13D) ; ici il faut tenir compte du fait que les échantillons soumis à l'analyse n'ont subi aucun pré-traitement avant d'être introduit dans le granulomètre laser, ce qui explique l'absence d'enregistrement d'argile, sans nuire pour autant à la comparaison des données respectives.

Des matériaux constitutifs peuvent évidemment provenir de la partie supérieure des alluvions sous-jacentes ainsi qu'en attestent localement des galets allongés en position verticale soulevés par les cycles de gel-dégel. Toutefois, si des silex peuvent avoir été incorporés dans les alluvions mosanes notamment sur le plateau de Hesbaye et entraînés jusqu'à Bois-de-Breux, le Crétacé Cp3 et la silexite qui affleuraient sur le versant qui descend de Beyne en périodes périglaciaires constituent des sources proches qui ont pu livrer des éléments avant la mise en inversion de relief par l'érosion régressive du ruisseau des Houilleux. De la même façon, les terrains du Crétacé Cp2 ont pu fournir de l'argile, du limon et du sable pour assurer la variété granulométrique de la matrice des dépôts de pente. L'origine partiellement allochtone des dépôts de pente implique que partout le toit des cailloutis en position primaire soit inférieur d'environ 1 m à l'altitude de la surface topographique.

8. Discussion

Avertissement. La discussion qui suit est limitée à une tentative d'intégration des résultats uniquement dans l'ensemble des cailloutis fluviatiles d'altitude identique, connus dans la région

liégeoise. Les raisons de ce choix de limitation géographique et stratigraphique sont justifiées *in fine*.

8.1..La paléo-vallée dans l'agglomération liégeoise

Pour discuter l'intégration des cailloutis de Bois de Breux dans le contexte des dépôts fluviaux de même altitude dans la région liégeoise, il est rationnel d'envisager séparément l'évolution sur les flancs droit et gauche de la vallée (Fig. 14).

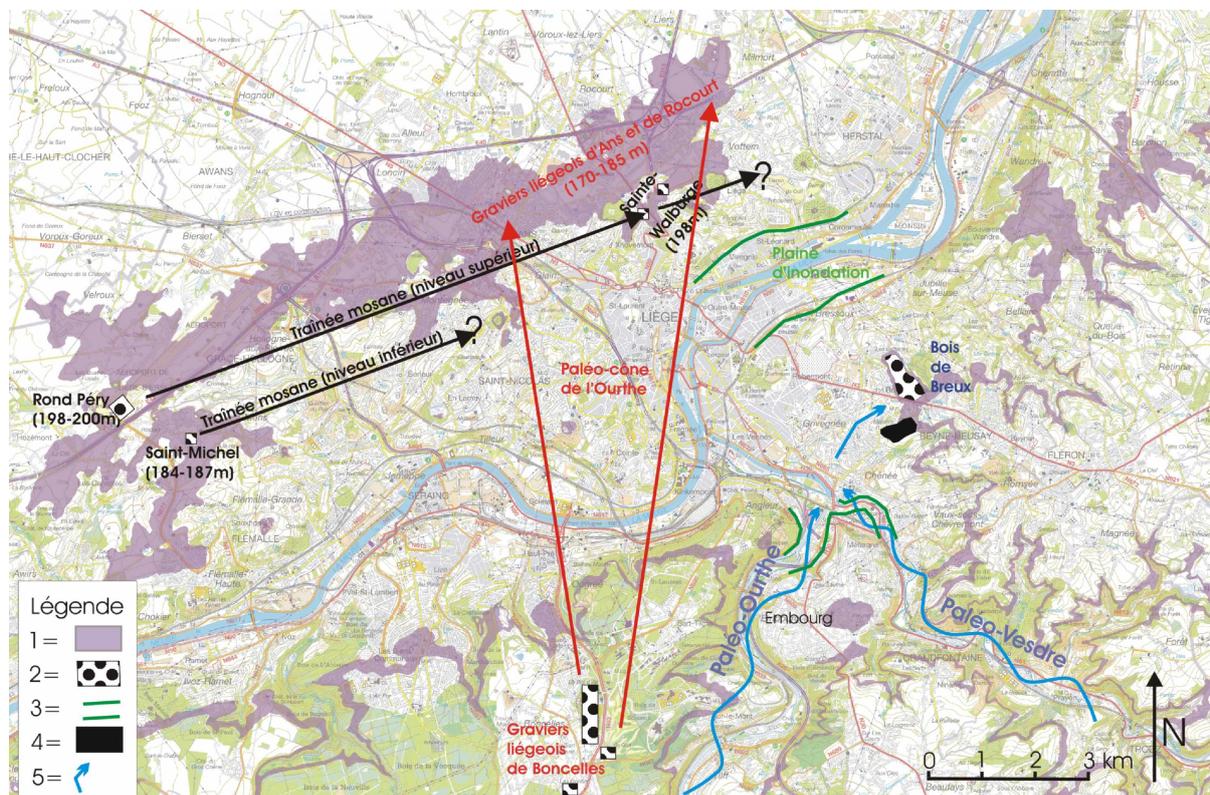


Figure 14. Le paléo-réseau fluvial dans l'agglomération liégeoise. Légende : 1= relief actuel de 175 à 200 m ; 2= site de référence pour les cailloutis fluviaux impliqués ; 3= exemple de largeur de plaines d'inondation actuelles pour la Meuse, l'Ourthe et la Vesdre ; 4= lambeau d'aplanissement de Clinique des bruyères-Gaillarmont ; 5= contournement nécessaire de l'Ourthe pour atteindre les lbxt de Bois de Breux. Explications : (1) paléo-cône de déjection des 'Graviers liégeois' d'après Lorie (1919) ; (2) deux niveaux de Trainée mosane d'après Macar (1974).

8.1.1..Sur le flanc droit

La confluence de l'Ourthe et/ou de la Vesdre n'était pas à Bois de Breux. Dans la mesure où le vaste replat de Bruyères-Gaillarmont est à la même altitude que les lbxt du Verger de Fayenbois, on pouvait attendre que la confluence de la Meuse avec la Vesdre et/ou l'Ourthe se trouve à cet endroit pendant la période de la formation des lbxt BdB1, BdB2 et BdB3 (Fig. 14 et 15). Toutefois, des affleurements dans le domaine de la Clinique des Bruyères et des forages à la carrière dans la zone d'altitude identique à celles des trois lbxt ont montré que cette espace ne porte qu'un mince manteau d'altération de terrains houillers, et en tous cas aucun cailloutis fluvial. Il s'agit donc d'un lambeau d'aplanissement qui a dû être contourné par la rivière et reporte nécessairement la vallée de l'Ourthe-Vesdre vers l'ouest dans un endroit indéterminé de l'espace de liberté de 4,5 km séparant Bois de Breux du Sart Tilman (revoir la Fig. 14).

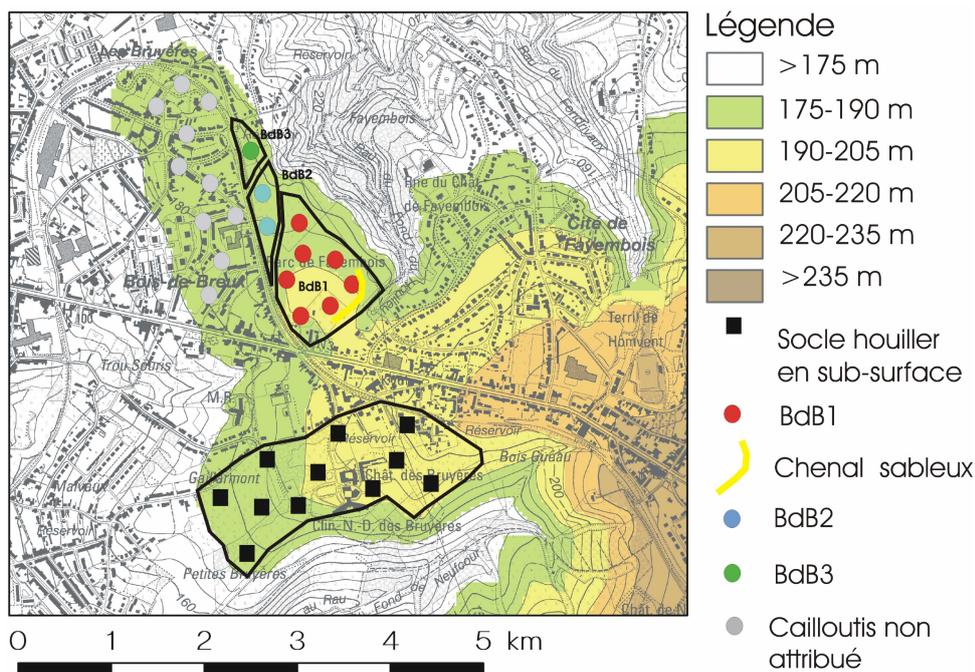


Figure 15. Lbxt de Bois de Breux et lambeau d'aplanissement de la Clinique de Bruyères et Gaillarmont.

Par ailleurs, dans l'angle de confluence Vesdre-Ourthe, on notera la présence à Embourg d'un vaste plateau à 175-180 m susceptible d'être une terrasse de paléo-confluence plus récente de la Vesdre et de l'Ourthe (Fig. 14). Toutefois, les archives du Service géologique et nos observations personnelles (Fig. 16) montrent que ce vaste plateau ne porte qu'un manteau d'altération des roches du socle, mais aucune trace de gravier fluviatile. Il semble donc qu'à l'altitude précitée la confluence Vesdre-Ourthe se trouvait déjà à l'aplomb de Chênée (revoir Fig. 14).



Figure 16. Dépôts de pente et manteau d'altération caractéristiques du replat d'Embourg sous une couverture de déblais de construction dans une excavation de l'Avenue des Bouleaux, n°13, alt. 171 m.

8.1.2..Sur le flanc gauche

D'après la carte géologique, les cailloutis *Onx* sont présents au toit des sables marins oligocènes sur la crête de Hesbaya liégeoise et la retombée septentrionale du plateau d'Ans-Rocourt (Fig. 17). Néanmoins, il y a lieu de rappeler la distinction faite par Lorié (1919) en Hesbaya liégeoise entre les « Amas de quartz blancs » et les « Gravier liégeois » ; elle est prise en considération ci-dessous.

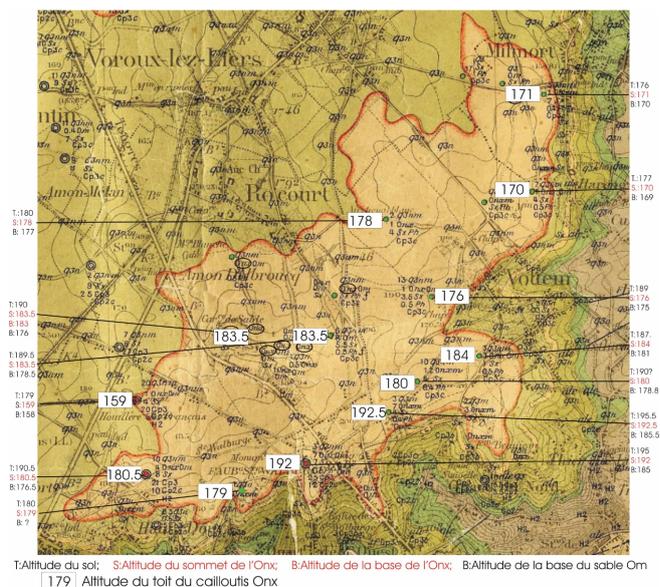


Figure 17. Altitude du cailloutis *Onx* et du sable marin *Om* sur le plateau de Rocourt-Milmort. Légende : 1= replat du CHR ; 2= cailloutis *Onx*+ sable oligocène *Om* ; 3= Crétacé Supérieur ; 4= Crétacé inférieur ; 5= Houiller ; 6= altitude du sol ; 7= altitude du toit du cailloutis *Onx* ; 8= altitude de la base du sable *Om* ; 9= épaisseur en mètre du complexe *Onx/Om* ; 10= altitude du toit du cailloutis *Onx*.

A propos des « Amas de cailloux blancs »

Les nappes de cailloutis qui tapissent les replats élevés, voire les plateaux hesbignons, de la vallée de la Meuse, sont représentés sur la carte géologique ancienne sur le label *Onx*, défini comme des « *Amas et traînées de cailloux blancs à allures ravinantes et fluviales* » ; ils sont placés dans l'Oligocène supérieur continental.

Macar (1945) attribue aux amas précités le nom de *Trainée mosane*.

Meunier (1953) puis Macar et Meunier (1955) décrivent les cailloutis de la *Trainée mosane* de Wépion/ Namur jusqu'à Mons-Crotteux, tout en précisant la granularité (moins de 32 mm) et la composition faite essentiellement de cailloux de quartz qui de plus, présentent un émoussé de plage marine (Fig. 18). Les lbxt les plus à l'aval de la *Trainée mosane* sont à Mons-Crotteux (Sablières de Fontaine, Rond Péry et Arbre Saint Michel) (revoir la Fig.14).



Figure 18. Le cailloutis de la *Trainée mosane* à Mons-Crotteux (A et B) et le gravier s.s. (C)

La carte géologique fait état de cailloutis *Onx* à 192,5 m à l'endroit du cimetière de Sainte Walburge. Sur le plateau de Rocourt, dans l'ancienne sablière de la rue Jean Dewilde (Fig. 17, point '192'), la découverte d'artéfacts a conduit De Puydt *et al.* (1912) à signaler la présence d'un cailloutis atteignant une cinquantaine de centimètres d'épaisseur à 190 m d'altitude, entre la couverture loessique et le sable marin. La photo publiée montre qu'il doit s'agir essentiellement de petits galets blancs. Il devrait donc s'agir d'une occurrence supplémentaire de la *Trainée mosane* qui doit être la dernière sur le flanc gauche de la vallée. Dans la

Basse-Meuse ce type de cailloutis ne se retrouve que sur le flanc droit à l'aval de Blégny sur des replats appartenant à la retombée du plateau de Herve.

A propos des « Gravier liégeois »

Lorié (1919) signale dans diverses sablières des plateaux de Bonnelles, Ans et Rocourt (revoir le Fig. 14) un cailloutis dont le gravier est très altéré et plus grossier que celui des « *Amas de quartz blancs* ». Il les groupe dans un vaste paléo-cône de déjection de l'Ourthe primitive qui a précédé la mise en place de la Meuse dans la région liégeoise (revoir la Fig. 14).

Dans la sablière Gritten à Rocourt, Pirson *et al.* (dont E.J.) (2019) ont remis au jour ce cailloutis, identifié par Lorié. Son épaisseur est de 8 cm aux environs de 183 m d'altitude. Les éléments grossiers consistent en galets millimétriques à centimétriques (1 mm à 7 cm) de quartz, quartzite et grès). L'altération très évoluée des cailloux, même des quartz répond parfaitement à l'originalité des *Gravier liégeois* décrits par Lorié. La seule forme des cailloux (Fig. 19) atteste qu'il ne peut s'agir d'éléments remaniés de la *Traînée mosane* (Fig. 19).



Figure 19. Gravier d'un échantillon du cailloutis intercalé entre le loess et le sable marin oligocène dans la sablière Gritten à Rocourt à 183 m d'altitude ; son label est U2A (Pirson *et al.*, 2019). N.B. Les éléments noirs sont des débris de croûtes de fer-manganèse.

A propos du gravier de BdB1

Des trois lbxt de Bois de Breux, BdB1 est celui qui est au même niveau que le lbt de la *Traînée mosane* à Sainte-Walburge. Il a été montré plus haut qu'il n'appartient pas aux cailloutis *Onx*, bien qu'il contienne davantage de quartz à émoussé marin que les autres lbxt de Bois de Breux. Concernant la possibilité que ces galets à faciès marin proviennent du bassin de l'Ourthe, on notera qu'aucune très haute terrasse de l'Ourthe-Vesdre n'est connue à moins de 10 km de Liège, mais qu'un lbt riche en petits galets de quartz est signalé à Palenge/Durbuy, 67 m plus haut que la plaine d'inondation de l'Ourthe (Juvigné, 1963, 1981) ; il s'agit ici de la plus haute terrasse de l'Ourthe dans ce tronçon.

Le gravier de BdB1 est présenté à la figure 20 de façon à constater les différences par rapport à ceux de la *Traînée mosane* et du gravier *U2a* (rappel : *Gravier liégeois*, sensu Lorié).



Figure 20. Gravier de plus de 8 mm du lambeau BdB1 (chambre de visite CV44, profondeur 150 cm).

Interprétation

Il existe donc bien dans la région de Rocourt deux cailloutis *Onx* différents l'un de l'autre et dans la même tranche d'altitude que les lbxt de Bois de Breux dont les cailloutis sont eux-mêmes très différents des deux autres.

Aucune corrélation classique n'est possible entre ces trois unités lithologiques. Par ailleurs, si l'on se réfère à la largeur des plaines d'inondation actuelle, il n'est pas raisonnable d'admettre la présence d'une seule plaine d'inondation de 6 km de largeur entre Bois de Breux et Rocourt à environ 190 m d'altitude (revoir la figure 14).

Nous acceptons donc la mise en place du vaste cône de déjection de l'Ourthe primitive *sensu* Lorié (1919), soit bien avant la mise en place de la *Traînée mosane*. On notera ici que Juvigné *et al.* (2020) sont d'avis qu'au niveau des cailloutis *Onx* de plateau entre Namur et Andenne, la Meuse de Dinant se jetait probablement dans une mer encore proche et que ce n'est qu'en-dessous de l'altitude du cailloutis *Onx* de plateau de Vinalmont-Villers le Bouillet (toit du cailloutis 203 m) que la Meuse en extension vers l'Est devait nécessairement atteindre Liège.

Quant à la position géographique de la confluence Ourthe-Meuse au niveau des lbxt de Bois de Breux, les constations rapportées plus haut ne font qu'ouvrir le débat. On peut imaginer : (1) un coude de la *Traînée mosane* de Rocourt vers Bois de Breux avec un changement pétrographique dû à la confluence de l'Ourthe ; (2) une paléo-confluence Ourthe-Meuse plus à l'aval dans la Basse-Meuse.

8.1.3. Une coupe de Beyne jusqu'à Rocourt, via Bois de Breux

Sur la coupe de la figure 21, on constate que : (1) le lbt de *Traînée mosane* de Sainte-Walburge repose sur du sable oligocène ; (2) le lbt le plus élevé de Bois de Breux (BdB1) se situe une quarantaine de mètres plus bas que la surface de transgression oligocène ; (3) la pente de la couche de sable *Om* est d'environ 5,5 m/km, alors que la pente des plates-formes continentales actuelles est de 1 à 2 m/km. Un basculement post-oligocène de la région vers le NO ne peut donc être exclu, d'autant plus que la surface de transgression du Crétacé est en pente d'environ 10 m/km dans le même sens et sur le même tronçon. On sait effectivement que le soulèvement de l'Ardenne assorti d'un basculement initié à la fin du Tongrien s'est poursuivi jusqu'à nos jours pour atteindre une vitesse maximale pendant le Pléistocène moyen (Demoulin *in* Juvigné *et al.*, 1995 ; Demoulin et Hallot, 2009). On ne peut donc exclure un basculement transversal notamment des très hautes terrasses fluviales de la région liégeoise pendant le Quaternaire.

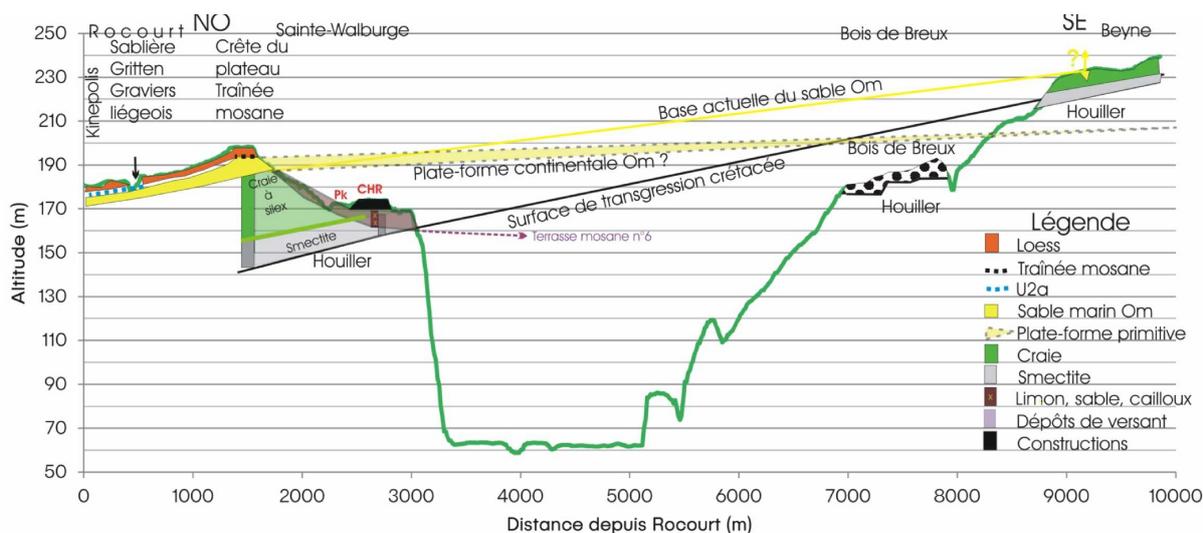


Figure 21. Coupe à travers la vallée de la Meuse depuis Beyne jusqu'à Rocourt. Explications : les détails lithologiques du replat du Centre Hospitalier Régional de Liège (CHR) renvoient à Calembert (1969, 1972) ; le label U2a a été attribué par Pirson *et al.* (2019) à l'affleurement de

Graviers liégeois dans la coupe de la sablière Gritten à Rocourt.

8.2..A propos de l'intégration des résultats dans les modèles de terrasse de la Meuse

Nous avons annoncé plus haut notre intention de ne pas tenter, à ce stade, l'intégration des lbxt de Bois de Breux dans les modèles de terrasse notamment de la Basse-Meuse, car aucun de ceux-ci ne tient compte de deux hypothèses qui mettent leur fiabilité en doute :

- La possibilité d'un basculement transversal au moins de la Basse-Meuse liégeoise ;
- La position de la paléo-confluence Ourthe-Meuse qui doit être localisée de façon à répartir les spectres pétrographiques (nature des cailloux, minéraux des sables,...) entre les terrasses de la Meuse et celle de l'Ourthe.

Les modèles de terrasse de la Basse-Meuse tels qu'ils se présentent actuellement ne conduisent pas nécessairement à des corrélations pertinentes avec les modèles de référence du Limbourg néerlandais (Felder et Bosch, 1989 ; Van den Berg, 1996).

L'exemple des modèles de terrasses mosanes revisités récemment entre Namur et Andenne (Juvigné *et al.* (2020) vient à l'appui de cette précaution.

9..Conclusion

Il existe à Bois de Breux trois lbxt entre 178 et 195 m, à partir du plus élevé BdB1[b186 ;s194 ;d126], BdB2[b184 ;s188 ;d124] et BdB3[b178 ;s184 ;d118]. L'évolution de la fréquence des galets de quartz et de l'indice d'éroulé de Wadell dans cette série sont en contradiction avec l'étagement des trois nappes.

Sur le flanc gauche de la vallée, la *Traînée mosane* et les *Graviers liégeois* présentent des différences pétrographiques qui excluent de les intégrer dans un même complexe de terrasses. L'hypothèse de la *Traînée mosane* qui se serait mise en place à travers le paléo-cône de déjection des *Graviers liégeois* est adoptée.

Pour ce qui est de l'incompatibilité sédimentologique entre la *Traînée mosane* et les terrasses de Bois de Breux trois hypothèses sont proposées : (1) l'une suppose que la confluence Meuse-Ourthe avec la Meuse doit être recherchée dans la Basse-Meuse liégeoise ; (2) l'autre implique une correction du basculement transversal de la vallée qui placerait la *Traînée mosane* plus haut que les lbxt de Bois de Breux et ménagerait ainsi une période d'incision latérale tant à la Meuse qu'à l'Ourthe pour modifier la position de leur confluence. Ces questions sont en cours d'examen par Paulissen et Juvigné (en préparation) qui ont revisité tous les lbxt de la Basse-Meuse par la sédimentologie.

10.. Bibliographie

Bourguignon P., 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78 : 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.

Bustamante-Santa Cruz L., 1973. *Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse*. Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit te Leuven, Faculteit der Wetenschappen, 355 p., Leuven.

Bustamante-Santa Cruz L., 1974. Les minéraux lourds des alluvions du bassin de la Meuse. *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Série D*, 278 : 561-564.

Cornet Y., 1987. Les terrasses de l'Ourthe inférieure, leurs raccords avec celles de la Meuse et problèmes méthodologiques de l'étude des terrasses fluviales. Mémoire inédit, Université de Liège, Département de Géographie, 191 p.

De Puydt M., Hamal-Nandrin J. & Servais J., 1912. Liège paléolithique. Le gisement de Sainte-Walburge dans le limon hesbayan. Bulletin de l'Institut archéologique liégeois, t. XLII, p. 139-215.

Demoulin A. & Hallot E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (Western Europe). *Tectonophysics*, 474, 696-708.

Ek C., 1957. Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80 : 333-353.

Felder W.M., Bosch P.W. (1989). *Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Afzettingen van de Maas*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, NL.

Forir H., 1897. *Carte géologique de Seraing-Chênée*. Institut géographique militaire.

Juvigné E., 1963. *La région du coude de l'Ourthe à Noiseux ; étude de géomorphologie. Contribution à l'élaboration de la carte géomorphologique de la Belgique*. Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique, 94 p, 1 carte.

Juvigné E., 1981. *Carte géomorphologique de la Belgique, planchette de Maffe/Grand Han au 1/25000*. Institut géographique national et 'Texte explicatif de la carte géomorphologique de Maffe/Grand Han'. Centre national de Recherches géomorphologiques, 33 p., Louvain-la-Neuve.

Juvigné E., Cordy J.-M., Demoulin A., Geeraerts R., Hus J. & Renson 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. & Renard F., 1992. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115 : 167-186.

Juvigné E., Houbrechts G. et Van Campenhout J. (2020). A propos d'un changement pétrographique majeur dans les terrasses de la Meuse entre Namur et Huy (Belgique) : de la Meuse de Dinant à la capture de la Semois. Rapport d'activité. <http://hdl.handle.net/2268/244521>

Lefèvre M., 1934. La Basse-Meuse. Etude de morphologie fluviale. *Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques*, T4, n°2 : 163-273.

Legrand R., 1968. *Le Massif du Brabant*. Imprimerie Hayer, 148 p., Bruxelles

Lorié, J., 1919. Le Diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 62 : M 221-409.

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 : B 395-412.

Macar P., 1974. La Traînée mosane aux environs de Liège. Excursion du mercredi 11 septembre 1974. Centenaire de la Société géologique de Belgique, L'Evolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, 291-318.

Macar P. & Meunier J., 1954. La composition lithologique de la « Traînée mosane » et ses variations. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78 : B.63-87.

Mouchamps L., 1933. Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82 : B213-233.

Pirson S., Spagna P., Delvoie S., Bosquet D., Di Modica K., Haesaerts P., Juvigné E. et Van der Sloot P. (2019). Nouvelles recherches à l'ancienne sablière Gritten à Rocourt (commune de Liège, BE). *Notae Praeristoricae*, 38 : 99-137.

Pissart A., 1974. *La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements*. In, L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société géologique de Belgique, 1974 : 105-131.

Pissart A., Duchesne F. et Vanbrabant C. (1998). La détermination des intervalles de confiance des comptages de cailloux et des mesures d'éroulé. Comparaison des mesures d'éroulé de Caileux et de Krumbein. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 : 195-214.

Pissart A., Harmand D. & Leendert K., 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.

Stainier X., 1894. Le cours de la Meuse depuis l'ère tertiaire. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, VIII : M 83-101.

Van den Broeck, E. et Rutot, A., 1887. Les travaux de reconnaissance géologique et hydrologique à l'emplacement des forts de la Meuse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, I : 166-170.

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.

Van Straaten, L. M. J. U., 1946. Grindonderzoek in Zuid-Limburg. *Medel. Geol. Stichting*, ser. C, VI, n° 2, 146 p.

Remerciements. Nous remercions vivement le Bureau d'étude Bolland-Tailleur et les Entreprises de Tarvaux Publics et Privés Baguette qui nous ont accordés toutes les facilités souhaitées pour examiner les coupes et prélever les échantillons pendant route la durée de l'installation des canalisations d'égoutage.