

Les Graviers liégeois revisités à la lumière de la capture de l'Ourthe à Noisieux

The Graviers liégeois revisited in light of the capture of the Ourthe at Noisieux

Etienne Juvigné : ejuvigne@skynet.be

Information

Ce rapport rassemble des données utiles pour revisiter la provenance des éléments des Graviers liégeois dans la perspective de déboucher sur une publication. J'ai déjà sollicité des collègues compétents dans l'espoir qu'ils contribuent à ce projet. Tout autre chercheur qui estimerait pouvoir contribuer de façon significative est invité à se manifester.

Résumé

C'est la première fois que les données morpho-sédimentaires relatives aux Graviers liégeois sont examinées en relation avec la capture de l'Ourthe du Condroz central à Noisieux. Le rapport comprend : (1) une succession de données publiées pour éviter aux co-auteurs sollicités des retours décourageants à la littérature; (2) un modèle provocateur; (3) une discussion dans laquelle des objections sont faites au modèle proposé; (4) un appel à des Collègues intéressés par un cheminement commun vers un article scientifique.

Abstract

This is the first time that morpho-sedimentary data relating to the Liège Gravels have been examined in connection with the capture of the Ourthe River from the central Condroz region to Noisieux. The report includes: (1) a series of published data to spare the solicited co-authors from discouraging returns to the literature; (2) a provocative model; (3) a discussion in which objections are raised to the proposed model; and (4) a call for colleagues interested in a collaborative approach to a scientific article.

Abréviations : Gvl = Graviers liégeois; ltf = lambeau de terrasse fluviale (pluriel : lxtf^o); SPO = surface d'érosion pré-Oligocène; Ma = million d'années

Echelle stratigraphique utile. Pour la bonne compréhension du texte qui suit, nous présentons dans le tableau 1 un extrait de la Charte Stratigraphique Internationale, réduite aux termes utilisés dans le présent fichier. On notera que le terme Tertiaire n'en fait pas partie ; dans l'esprit des nombreux auteurs qui l'ont utilisé et de ceux qui l'utilisent encore, il regroupe les Périodes depuis le Paléocène jusqu'au Pliocène inclus.

Système	Série	Étage	Début en année	Utile (Belgique)
Période	Epoque	Âge		
Quaternaire	Holocène		11.700	
Quaternaire	Pléistocène		2.580.000	
Néogène	Pliocène		5.330.000	
Néogène	Miocène		23.040.000	
Paléogène	Oligocène	Chattien	28.100.000	
Paléogène	Oligocène	Rupelien		
Paléogène	Oligocène	Rupelien	33.900.000	Tongrien (~33-34 Ma)
Paléogène	Eocène		56.000.000	

Tableau 1. Nomenclature stratigraphique utile pour la compréhension du texte qui suit (extrait de la Charte Stratigraphique Internationale, version 2024/12). Plus bas, nous invoquerons à

plusieurs reprises le Tongrien, terme ancien de la stratigraphie du Tertiaire belge, dont la position stratigraphique est à la base du Rupélien. La transgression marine correspondante n'aurait duré que ~1 000 000 d'années de ~-34 à -33 Ma.

Données publiées utiles pour les co-auteurs

N.B. Pour vous éviter des recherches longues et pénibles à travers la littérature.

À propos de 'l'appellation contrôlée': Gravier liégeois (Gvl)

Les cailloutis des plateaux entourant Liège ont été considérés comme des terrains continentaux de l'Oligocène supérieur dans la légende de la Carte géologique de Belgique de (Seraing-Chênée n°134, planchettes 5 et 6 ; Forir, 1897). Ils y sont définis, sous le label Onx comme des « Amas et traînées de cailloux blancs à allures ravinantes et fluviales ».

Lorié (1919) a introduit le nom *Gravier liégeois* (Gvl) pour distinguer des cailloutis Onx à émoussé fluvial de ceux à émoussé marin (dits par lui *Jolis galets*) qui, tapissent notamment le plateau de Hesbaye depuis Champion lez Namur jusqu'à l'aéroport de Liège (Fig. 1).

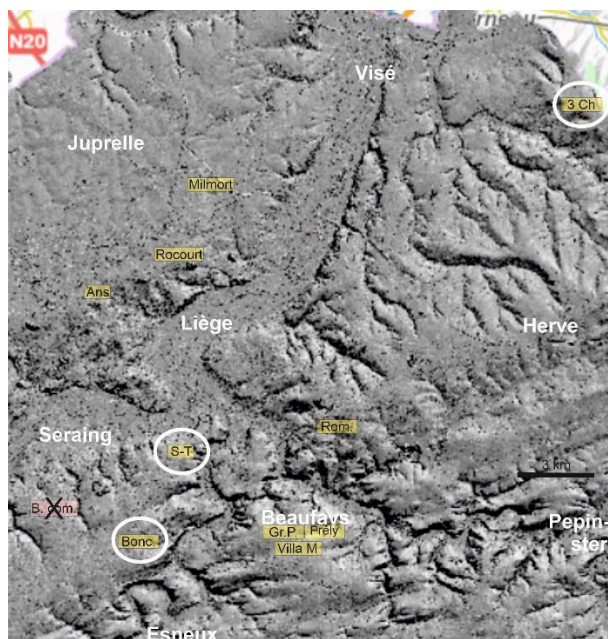


Figure 1. Lambeaux de Gvl selon Lorié (1919) (à l'endroit des rectangles jaunes).

Explications : Ans, grande sablière, Gvl (0 à 1.5 m) sous (190-0.6 m; Lohest & Fraipont, 1912 ; Ans, sablière Joli, Gvl dispersés dans 4 m sable sous (190-3)m; Lohest & Fraipont, 1912 ; plateau de Rocourt-Ste Walburge, Gvl à 190 m ; Milmort, SO du village, Gvl (1m), sous 175 m, (couverture de loess 3m) ; Boncelles et Sart Tilman: sablières, Gvl de 271 à 260 m, (Juvigné *et al.*, 2021a) ; Sart Tilman, sablières, Gvl sous 238 m, Juvigné *et al.* (2021a) ; Beaufays, Villa Montchamp, Gvl à 280 m; excavation occasionnelle ; Beaufays, Grosses Pierres Villa La Walthine, Gvl à 255m surface ; Romsée, Gvl à 235 m; surface ; Trois Cheminées/Warsage, sablière, Gvl à 241m ; Rocourt, sablière Gritten, échantillon U2A sur sable oligocène, cailloutis associé au Gvl par Juvigné *et al.* (2021a). Seraing, Biens communaux, cailloutis mosan mis en relation avec les Gvl de Sart Tilman par Pissart (1964). N.B. Les Gvl ne restent accessibles que dans les sites encadrés en blanc : Boncelles (Bonc.), Sart Tilman (S.T.) et Trois Cheminées/ Warsage lez Visé (3 Ch).

Commentaires. Trois sites où les Gvl sont encore accessibles ont été revisités par Pissart (1964 : Boncelles et Sart Tilman), puis Juvigné *et al.* (2021a, 2021b : Boncelles, Sart Tilman et Trois Cheminées).

A propos des sites de Beaufays (Grosses Pierres à 255 m et Villa Monchamp à 280 m). D'après le commentaire de Lorie (1919 ; *cf. supra*), les cailloux reconnus dans ces sites pourraient appartenir à une très haute terrasse de la Vesdre. Nys (1929) entérine cette hypothèse en signalant « de 0 à 1 m, cailloux roulés de quartz blanc ». Toutefois, Forir (1897) y a vu « quelques cailloux provenant de la décomposition du Burnotien ». Fourmarier (1913) décrit dans un forage carotté « 1,8 à 15 m d'argile avec cailloux », la nature (argile) et l'épaisseur (jusqu'à 15 m) de cette unité lithologique qui sont peu compatibles avec un ltf. Dans ce site, lors de constructions récentes, des *grosses pierres* ont été extraites et sont exposées (Fig. 2) ; il s'agit du conglomérat burnotien. C'est peut-être lui qui a livré les cailloux décrits dans les carrières et forages autour du hameau de Grosses Pierres. Pour notre part, nous avons vu une lentille de gravillon de quartz anguleux dans du sable marin dans une excavation temporaire de 2 m de profondeur (rue du Prély, n°1 à Beaufays). On retiendra de ces observations que le poudingue burnotien a pu fournir notamment des cailloux de quartz aux cours d'eau qui l'ont traversé et de ce fait alimenter les Gvl. Le site de Romsée (à 235 m) n'a pas été retrouvé.



Figure 2. Bloc de conglomérat burnotien dans le hameau de Grosses Pierres. Les cailloux de quartz sont anguleux.

En Hesbaye liégeoise, une nappe de cailloutis de galets ardennais mal roulés (Fig. 2B) a été trouvée sur le sable marin (et sous le loess) dans la sablière Gritten à Rocourt à 183 m d'altitude (Pirson *et al.*, 2019 ; Juvigné *et al.*, 2021a). Son épaisseur décimétrique indique qu'il devrait être remanié au départ d'un lambeau du plateau proche (Fig. 2b).

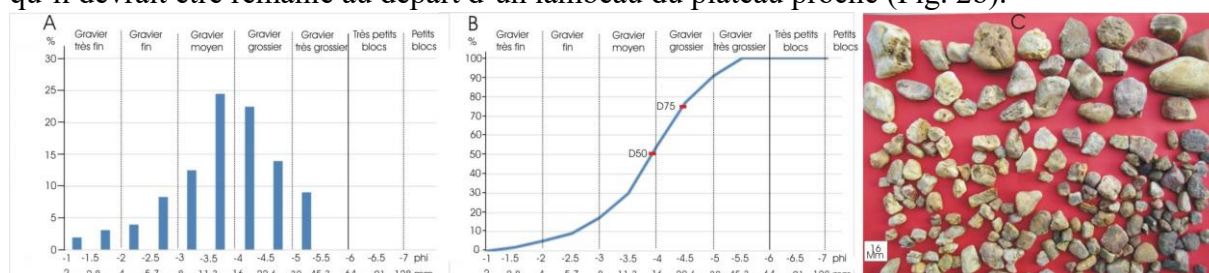


Figure 2B. Cailloutis dit U2A de la sablière Gritten (Pirson *et al.*, 2019) séparant les sables marins oligocènes et le loess (d'après Juvigné *et al.*, 2021a, annexes).

Commentaire. On notera qu'il ne peut s'agir de galets à émoussé marin ;

À propos de la capture de l'Ourthe à Noiseux

- Cornet (1904) tente de reconstituer des réseaux hydrographiques anciens en se basant sur la direction actuelle des cours d'eau et il écrit : « *L'Ourthe supérieure, du confluent des deux bras jusque vers Noiseux, se trouve dans le prolongement de la vallée du Hoyoux. De cette remarque à l'hypothèse de l'identité primitive des deux cours d'eau, il n'y a pas loin. Cette hypothèse mènerait à une autre, celle de la capture de la haute Ourthe, à Noiseux, par la rivière de Barvaux ...* »... « *Le Hoyoux (de Modave) a dû aussi couler vers la Hesbaye, et la Mehaighe inférieure marque probablement une partie devenue obséquente de son trajet [comprendre : à contre-sens de la pente actuelle].* » (Cornet, 1904, p. 343-344).

- de Heinzelin (1963) propose des cartes du réseau hydrographique de la Belgique et des régions voisines à la fin du Miocène et à la fin du Pliocène. Il y reprend l'idée qu'à la fin du Miocène, le Hoyoux et la basse Mehaighe formaient un cours d'eau unique à écoulement vers le NNO, mais il n'y adjoint pas le cours de l'Ourthe ardennaise qui, selon lui, virait déjà au NE à Noiseux à l'époque (Fig. 1A). Par ailleurs, l'auteur est d'avis que l'Ourthe ardennaise se serait développée pendant le Pliocène par érosion régressive depuis Hotton jusque dans le bassin des deux Ourthes.

- Laurant (1976) reprend l'hypothèse précitée de Cornet qu'il matérialise sur la carte de Heinzelin légèrement remaniée (Laurant, 1976, fig. 1C). Plaçant sa reconstruction en fin de Miocène comme Heinzelin (1963), il suggère que l'Ourthe-Hoyoux-Mehaigne inférieure aurait existé jusqu'à cette époque, une capture à Noiseux ayant eu lieu seulement au Pliocène (Laurant, 1976, fig. 1D).

- Demoulin et Juvigné (2024) produisent une étude critique des hypothèses précitées, puis Demoulin (2025) argumente en faveur d'une Ourthe primitive qui à partir de Noiseux, traversait le Condroz central sur la surface d'érosion pré-Oligocène (SPO) en direction de Namèche. Juvigné *et al.* (2025) puis Juvigné (2025) ajouteront la possibilité que l'Aisne et la Lembrée se soient également écoulées sur la SPO en direction du bassin du Hoyoux. Juvigné (2025) propose un essai de datation de la capture basée sur la longue durée à allouer à l'érosion régressive de la Rivière de Barvaux pour atteindre Noiseux ; la seconde moitié du Miocène est proposée.

Commentaires. Jusqu'à de Heinzelin, l'hypothèse de la capture était basée uniquement sur le coude que fait l'Ourthe à Noiseux et la présence du bassin du Hoyoux dans le prolongement rectiligne du tronçon Nisramont-Hotton-Noiseux. Dans les travaux suivants des arguments morpho-sédimentaires sont proposés à l'appui de l'écoulement dans le Condroz central de l'Ourthe primitive et de cours d'eau débouchant de la retombée nord-ouest de l'Ardenne.

À propos de la provenance des Gravieres liégeois

- Briquet (1907) intègre les cailloutis Onx de Bonnelles et de Trois Cheminées dans le premier modèle de terrasses de la Meuse, basé sur le principe d'une dénivelée pratiquement constante par rapport à la plaine inondable. Ces cailloutis font ainsi partie de la T. de Huls (180-190 m/p.i.). Dans ce modèle, au niveau de la T. de Huls, la Meuse liégeoise vient déjà de l'ouest.

- Rutot (1907), Fraipont (1908) puis Fourmarier (1919) se sont limités à citer l'origine ardennaise des galets dominants dans les cailloutis Onx.

- Lorie (1919) les a attribués à un « cône de déjections de l'Ourthe avec la Vesdre. ».

- Pissart (1964) écrit « nos mesures d'orientation indiquent un écoulement du S. vers le N. sur le plateau de Bonnelles... », mais l'auteur ne cite le nom d'aucun cours d'eau.

- Juvigné *et al.* (2021a, 2021b) attribuent les Gvl à l'Ourthe (et ses affluents), mais ils proposent que la Vesdre primitive coulait de façon indépendante vers le Limbourg néerlandais sur la retombée du plateau de Herve via Bois-de-Breux. De la sorte, les auteurs font de la Vesdre le cours d'eau responsable de la mise place des Gvl de Trois Cheminées (Warsage lez Visé).

Commentaires. Seulement deux travaux ont proposé le nom de cours d'eau supposés responsables de l'apport de matériaux ardennais dans les Gvl : (1) Lorie (1919), la Vesdre et l'Ourthe (et de façon implicite son affluent l'Amblève) ; (2) Juvigné *et al.* (2021b), l'Ourthe pour l'interfluve Meuse-Ourthe (Bonnelles et Sart Tilman) et la Vesdre pour Trois Cheminées. Dans le travail de Briquet, la question de l'origine des matériaux ne se pose pas puisque le tracé actuel de la Meuse supérieure est considéré comme acquis au niveau de la T. de Huls.

À propos de l'âge des Gravier liégeois

L'âge des Gvl n'a jamais été déterminé en soi ; les propositions qui ont été formulées sont simplement dépendantes de l'âge des sables marins sur lesquels ils reposent. Depuis leur intégration dans la légende de la Carte géologique de Belgique, l'âge oligocène de ces sables n'a jamais été contesté. De Forir (1897) à Demoulin (1989), ils ont pu être considérés comme uniquement Tongrien, mais depuis Rutot (1907) à Bonnelles, et Fourmarier (1934) à Rondpéry (aéroport de Liège), ils ont fait l'objet d'un débat dans lequel les auteurs ont été partagés entre le Tongrien et le Chattien sur la base de la fiabilité de fossiles reconnus dans la partie moyenne des séquences respectives. C'est la bipartition de ces sables proposée par Sierakowski (1970) qui a été actée par la Commission Nationale de Stratigraphie (Dusar *et al.*, 2022).

L'état ravinant de l'ensemble des cailloutis Onx sur les sables oligocènes sous-jacents a laissé aux différents auteurs la liberté d'estimer arbitrairement la durée correspondant à la discordance. Toutefois, lors d'une des révisions de la légende de la carte géologique (Annales des Mines des Belgique, 1929, T.XXX, 1^{er} livre), les «...cailloutis à petits cailloux de quartz blanc... » ont été placés dans l'Amstelien (Pliocène supérieur). Cette décision ne fait pas la différence entre les galets à émoussé marin du plateau de Hesbaye et les Gvl à émoussé fluvial.

Commentaires. En conséquence de la décision précitée relative à l'âge des « cailloutis à petits cailloux de quartz blanc », l'âge pliocène a été accepté par Pissart (1964) pour les Gravier liégeois, et par Macar (1945) pour la Traînée mosane (ici le site de Rondpéry). Par ailleurs, en conséquence de la décision de la Commission de Stratigraphie concernant la bipartition des sables marins oligocènes (Dusar *et al.*, 2022), les Gvl de Bonnelles et le lambeau de la Traînée mosane de Rondpéry ne pouvaient pas exister avant le retrait de la mer chattienne de la région liégeoise. Récemment, Juvigné *et al.* (2021b) ont argumenté leur proposition de considérer comme des dépôts corrélatifs les Gvl de Bonnelles et le lambeau de la Traînée mosane à Rondpéry, et ils les ont attribués au début de la régression chattienne.

La Surface d'érosion Pré-Oligocène (SPO)

Ce concept est dû à Demoulin (1986, 1995). La figure originale est disponible dans Demoulin (1995: p.579, figure 5) (Fig. 3°). A l'état de maturité, à la fin de l'Éocène, cette surface de très faible énergie de relief correspondait essentiellement au Plateau de Herve et au Condroz, son pendage général était de ~1,5 m/km. Selon Demoulin (2025, p. 28), la mer tongrienne

« fossilisa la topographie de la SPO, et en particulier les vallées éocènes larges et peu incisées qui la parcouraient. »... « après le retrait de la mer vers 33 Ma, la mince couverture sableuse de la SPO condruzienne n'a pu empêcher que le réseau hydrographique pré-transgression soit rapidement exhumé et réutilisé. ». Par la suite, cette surface a basculé et s'est gauchie pour finir par présenter aujourd'hui un pendage de 6 m/km dans le Condroz et jusqu'à 10 m/km dans la Basse-Meuse liégeoise.

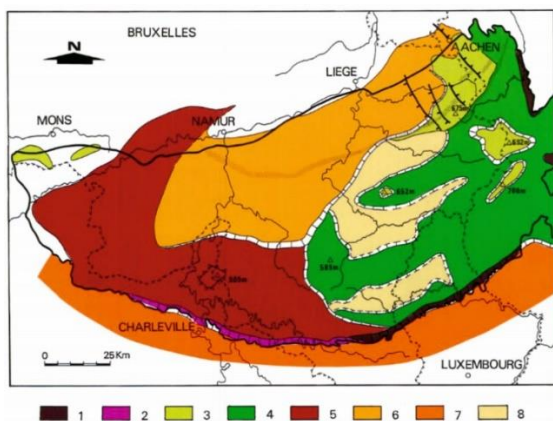


Figure 3. Carte des surfaces d'érosion en Ardenne-Eifel (d'après Demoulin, 1995). Légende : 1 = surface pré-triasique ; 2 = surface post-hercynienne ; 3 = surface pré-sénonienne ; 4 = surface danienne ; 5 = surface éocène (ou sélandienne) ; 6 = surface pré-oligocène (ou pré-tongrienne) ; 7 = surface oligo-miocène du bassin de Paris ; 8 = bassins d'aplanissement locaux miocènes. Une zone de flexure O-E à travers le Condroz est figurée en brun plus foncé.

L'Ourthe primitive et les transgressions cénozoïques

L'orientation des rivages des mers cénozoïques en transgression a été revisitée par Demoulin (2025, figure 1) en relation avec les changements du cours de l'Ourthe primitive (Fig. 4).

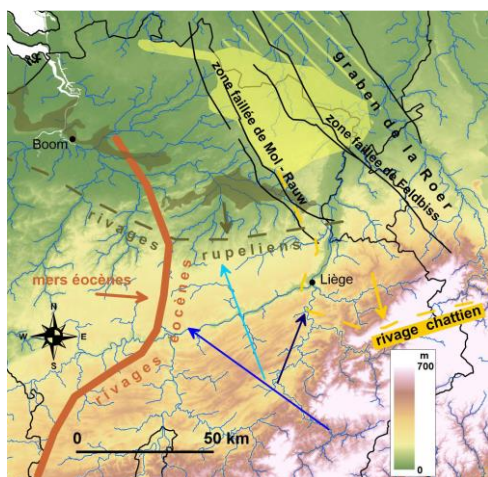


Figure 4. Texte original de la figure selon Demoulin (2025, p. 27, fig. 1) : « Contexte régional de l'histoire cénozoïque du cours de l'Ourthe. Les tracés successifs de celui-ci (en tons de bleu, dans l'ordre bleu roi, bleu ciel et bleu marine) se sont à chaque fois dirigés vers le rivage marin (niveau de base) le plus proche, d'abord au NO à l'Eocène puis au NNO au Rupélien et enfin au NNE à partir du Chattien, lorsque la subsidence active du graben de la Roer a fait de ce dernier le nouveau niveau de base pour la plus grande partie de l'Ardenne.

En vert olive, zones d'affleurement des argiles marines rupéliennes de Boom (qui se poursuivent au nord en s'enfonçant de plus en plus sous la surface du sol); en jaune-vert clair, zone de présence des dépôts marins chattiens en profondeur dans le NE de la Belgique, se poursuivant sur le territoire hollandais dans le graben de la Roer (hachures de même couleur). Le rivage chattien à hauteur des Hautes Fagnes (en jaune profond) correspond au bref épisode d'extension maximale de la mer chattienne vers le sud. Par rapport aux rivages respectifs, les flèches de couleur correspondante se trouvent du côté de la mer qui avance. »

La mer tongrienne est venue du nord ; elle a laissé des dépôts sableux au moins jusqu'au pied de la retombée nord-ouest de la Vecquée (Demoulin, 1989, 2025).

La mer chattienne est venue du nord-est. Elle a fait l'objet d'un travail de synthèse récent par Dusar et Vandenberghe (2020). La Commission de Stratigraphie a entériné la bipartition des sables de Boncelles et de Rondpéry (Dusar *et al.*, 2022), et placé la partie surmontant l'horizon fossilifère dans le Chattien. Demoulin (2025) a étendu la zone d'extension de ces sables chattiens jusqu'au pied de la retombée nord-ouest de la crête de la Vecquée (de Desnié à Cokaifagne) (Fig. 5A).

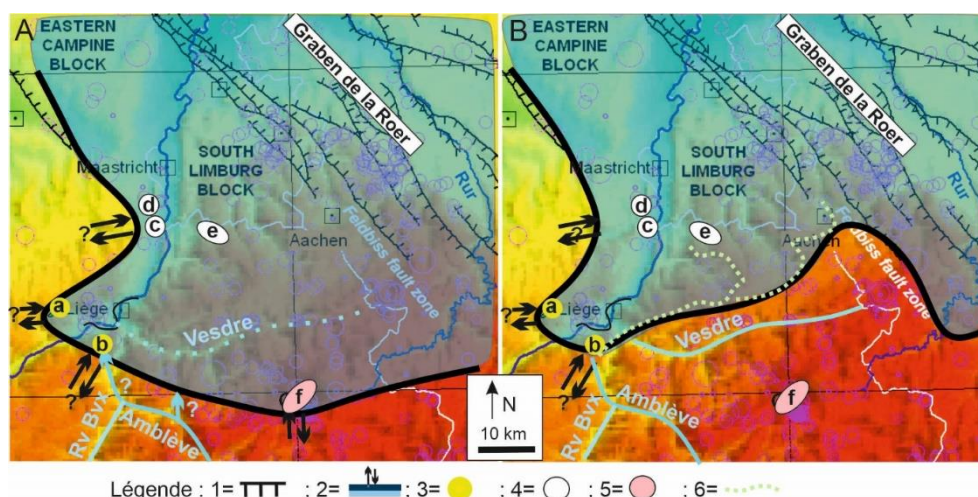


Figure 5. L'extension de la mer chattienne : (A) selon l'avis de Demoulin (2025) ; (B) selon le commentaire du présent texte. Légende : 1 = principales failles du graben de la Roer ; 2 = limite minimale de l'extension de la mer chattienne ; 3 = sablières avec sables chattiens avérés à Rondpéry (a) et Boncelles (b) ; 4 = sablières sans fossiles chattiens reconnus, mais sur la route du graben de la Roer : Froidmont (c), Romont (d), Trois Cheminées-Hagelstein entre Voer et Berwinne (e) ; 5 = sablières du pied de la crête de la Vecquée (f) ; 6 = ligne de crête du Plateau de Herve. Fond de carte IRM.

Commentaires. En acceptant d'étendre les sables marins chattiens jusqu'à Boncelles et Rondpéry (Commission de Stratigraphie), il est logique de considérer que les sables présents dans la Basse-Meuse liégeoise en font partie, même si les fossiles caractéristiques du Chattien n'y ont jamais été trouvés (pour n'y avoir jamais été recherchés !). On peut en effet accepter aisément à l'image de la *Niederrheinische Bucht*, le développement d'une *Baie de la Meuse inférieure* ouverte sur le graben de la Roer en voie d'affaissement. Dès lors, les cailloutis recouvrant ces sables sont plus récents que le retrait de la mer chattienne à leur endroit. Par contre, l'intégration de sables marins de la retombée de la crête de la Vecquée (isolés et également sans fossiles reconnus) est moins évidente (Fig. 5B), mais ces sables ne portent de toute façon pas de cailloutis fluviatile et ils échappent ainsi à notre sujet.

À propos de tectonique oligo-miocène

Bless et Narvaiza (1996) décrivent avec force illustrations l'évolution de l'environnement de l'Euregio dans les conditions chaudes et humides du Tertiaire. Ils écrivent notamment :

(1) « Le sol au nord-est de l'Euregio a recommencé à s'abaisser au cours de l'Oligocène. C'est dans cette région limitée par la Mer du Nord qu'est apparu un marais côtier... » ;
 (2) pendant le Miocène moyen (15 Ma), « Le drainage de la région... a commencé avec le soulèvement du plateau ardennais et des plateaux du Condroz et de Herve. Ceci a donné l'impulsion initiale pour la formation des cours d'eau actuels. »

Commentaires. On comprend que des phases d'affaissement ont attiré successivement la mer tongrienne puis la mer chattienne, tandis que le soulèvement miocène moyen de l'Ardenne a repoussé la mer chattienne, et contribué à l'incision des cours d'eau.

À propos de l'érosion régressive de la Rivière de Barvaux

Telle que rapportée par Cornet (1904), la *Rivière de Barvaux* est un cours d'eau qui devait prendre sa source aux environs de Barvaux et s'écouler vers Liège (c'est-à-dire l'Ourthe actuelle à l'aval de Barvaux). C'est à l'érosion régressive de ce cours d'eau que Cornet a attribué la capture de l'Ourthe supérieure à Noisieux. Toutefois, l'auteur n'évoque pas la façon dont se serait développée cette rivière de Barvaux.

Le tracé apparemment aberrant d'un tel cours d'eau par rapport au pendage de la SPO (Fig. 4) a conduit Demoulin (2025) à l'attribuer au changement de lignes de rivages marins qui ont eu lieu de l'Éocène au Chattien, puis à la vague d'érosion régressive qui a dû être engendrée par l'affaissement du graben de la Roer, initié au Chattien.

Commentaires. Si l'on fait naître la Rivière de Barvaux en qualité d'affluent du graben de la Roer en cours d'affaissement, la distance à parcourir par la vague d'érosion régressive a dû remonter une centaine de kilomètres pour atteindre Noisieux; la durée du processus reste à déterminer.

Une capture de l'Ourthe primitive à l'amont de Bonnelles ?

En revisitant les Gvl, Juvigné *et al.* (2021b) attribuent à une capture la façon dont l'Ourthe a pu passer de la T. des Gvl de Bonnelles (épaisseur <3 m ; pente 4 m/km ; base absolue 260 m ; sommet absolu 271 m) à celle de Sart Tilman (b234 ; s238 m) (Fig. 6). Etant donné l'absence de cailloutis fluvial sur l'interfluve Meuse-Ourthe entre les deux sites, l'hypothèse d'un glissement latéral de l'Ourthe a été écartée parce qu'elle impliquerait que tous les cailloutis que la rivière aurait abandonnés sur son passage, auraient été emportés, sans même se retrouver dans les colluvions des retombées marginales du replat concerné (plusieurs forages disponibles).

Par ailleurs, il existe un cailloutis protégé dans les caves du bâtiment B52 de l'Uliège dans une position géographique intermédiaire entre les Gvl de Bonnelles et de Sart Tilman. Il ne peut pas être apparenté aux Gravier liégeois, car il ne contient que des galets issus de roches locales et les quartz y sont rares. Il est en contact ravinant avec le socle paléozoïque à ~238-239 m, c'est-à-dire au niveau altimétrique des Gvl de Sart Tilman ; il devrait donc s'agir d'un cours d'eau essentiellement local qui par son altitude, faisait partie du réseau hydrographique des Gvl de Sart Tilman.

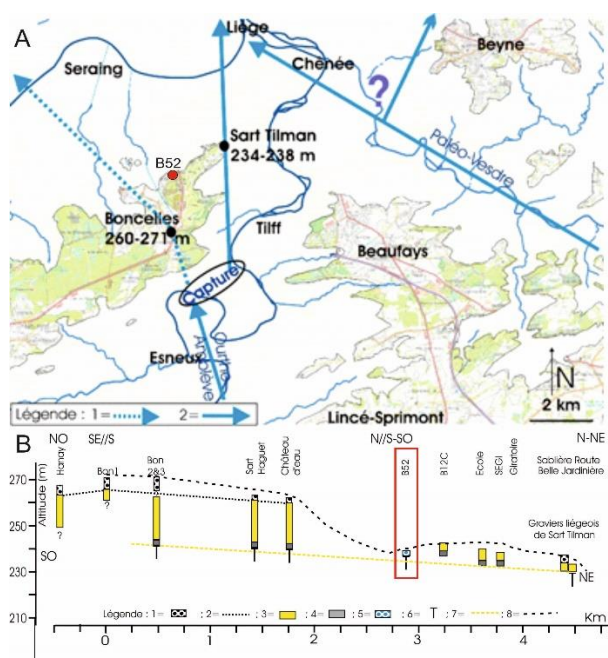


Figure 6. (A) Reconstitution schématique de la modification du réseau hydrographique en relation avec la capture de l'Ourthe primitive entre Esneux et Tilff selon Juvigné *et al.* (2021b ; ajout du site B52). Explications : le relief est ennoyé à 240 m, altitude de peu supérieure au Gvl de Sart Tilman ; le réseau hydrographique actuel est conservé comme repère géographique. Légende A : 1 = vallée abandonnée de l'Ourthe primitive ; 2 = itinéraire de l'Ourthe après la capture et situation indéterminée de la Vesdre inférieure. (B) Coupe à travers les terrains de couverture de l'interfluve Meuse-Ourthe. Légende B : 1 = Graviers liégeois ; 2 = base des Gvl ; 3 = sables marins oligocènes ; 4 = galets de silex ; 5 = cailloutis du B52 (ULiège) ; 6 = socle ; 7 = profil oblique de la surface de transgression pré-oligocène ; 8 = profil topographique passant par des points de forages carottés.

Commentaires. Le dépôt fluviatile local du B52 devrait appartenir à un affluent local du cours d'eau principal responsable des Gvl de Sart Tilman. On peut évidemment invoquer le glissement latéral de la rivière responsable des Gvl malgré l'argument précité faisant appel à l'absence de cailloutis fluviatiles dans le site intermédiaire.

Altitude de la capture de l'Ourthe du Condroz central à Noiseux

Un profil de la SPO peut être reconstitué sur la base du contact de sables marins oligocène/socle à Surlemez/Couthuin à 200 m d'altitude et de la présence de dépôts marins de sur la crête de Maffe-Méan à ~340 m d'altitude. Le prolongement de ce profil permet de placer la capture de l'Ourthe à Noiseux à ~370 m (Fig. 7) (Juvigné *et al.* (2025).

Commentaire. C'est une proposition qui ne tient pas compte de la flexure rapportée dans la SPO originale (voir plus haut).

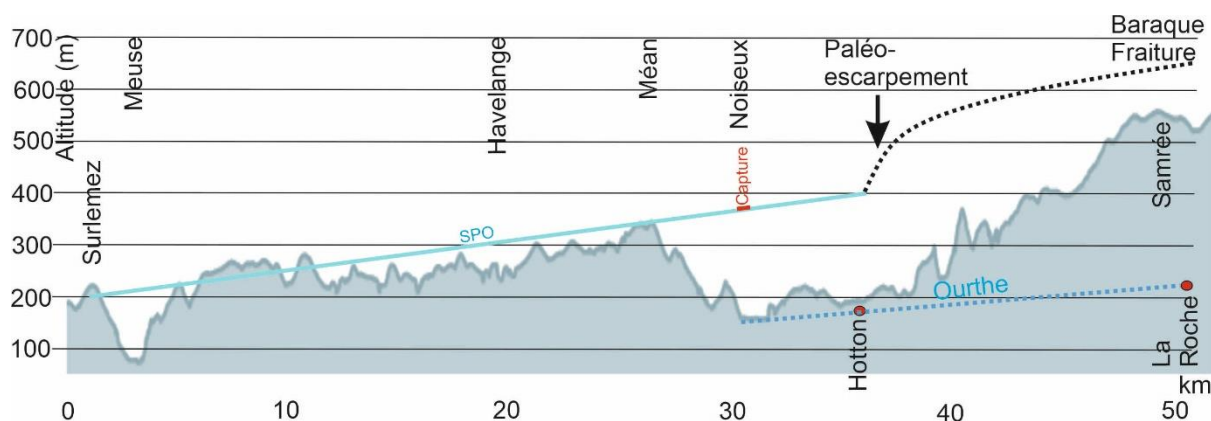


Figure 7. Profil de la SPO depuis Surlomez/Couthuin jusqu'à Hotton. L'altitude du point de capture de l'Ourthe à Noisieux (extrait de Juvigné *et al.*, 2025 : Hautes-Fagnes n°339, figure 4A, avec modifications).

Données sédimentologiques utiles

Les données sédimentologiques qui suivent sont extraites de Juvigné *et al.* (2021a, 2022a, 2022b). Elles concernent les trois niveaux de Gvl et les plus hautes terrasses de la Basse-Meuse (Tabl. 2). Tout d'abord, l'indice d'arrondi de Wadell est identique pour les trois Gvl, ce qui confirme l'estimation visuelle de Lorie. Cependant, les données du tableau montrent que la granulométrie des Gvl de Sart Tilman est plus grossière et contient moins de quartz que ceux de Bonnelles. Par ailleurs le gravier des Gvl de Bonnelles contient une part très importante de galets friables (sable tertiaire induré et grès dévoniens blancs : ~18 %), alors que le gravier de Sart Tilman en contient nettement moins (<3 %). On peut donc accepter qu'une modification importante soit intervenue dans le bassin hydrographique entre la T. de Bonnelles (270 m) et celle de Sart Tilman (235 m).

Site	Granulométrie		Nature des galets						Arrondi
	D90	Nb éch	Qp	Quit	SiAr	Fria %+	Sx	Nb galets	Iw
Bonnelles	39.1	6	61	11.7	9.7	+17.6	0	2369	0.681
3 Cheminées	23	10	66.9	15.1	18	+1	+15	1079	0.685
Sart Tilman	46.2	6	49.3	25.7	25	+2.9	+1.6	2105	0.675

Tableau 2. Extrait de Juvigné *et al.* (2021a et 2022a). Granulométrie du gravier (>2 mm) : D90 = 90° percentile de la distribution ; Nb éch = nombre d'échantillons de ~3kg chacun ; Nature des galets de 8 à 16 mm : Qp = quartz purs ; Quit = quartzites avérés ; SiAr = grès et schistes ; Fria = galets friables ; Sx = silex ; Iw = indice d'arrondi de Wadell par analyse d'images selon la méthode de Roussillon *et al.* (2012).

Quant au site de Trois Cheminées (Warsage), il appartient à la Basse-Meuse, et de ce fait les indices sédimentologiques de son gravier sont affectés par des apports de trois affluents descendus du Plateau de Herve entre Liège et Visé : ruisseaux du Moulin, Julienne et Berwinne (Fig. 8). Indépendamment de ces apports, le gravier des Gvl de Trois Cheminées est beaucoup mieux classé que ceux des plus hautes terrasses de la Basse-Meuse et se rapproche plutôt des Gvl de Bonnelles que de ceux de Sart Tilman. Par ailleurs, le lambeau de Trois Cheminées est plus élevé d'une soixantaine de mètres par rapport aux plus hautes terrasses de la Basse-Meuse (Beyne et Bois-de-Breux 1 2 3). Les indices granulométriques respectifs attestent également un changement sédimentologique survenu à l'amont dans le bassin hydrographique, y compris dans celui de la Meuse, car l'érosion régressive initiée par

l'affaissement du graben de la Roer a dû affecter la Meuse de Liège vers Namur en même temps que la Rivière de Barvaux vers Noiseux.

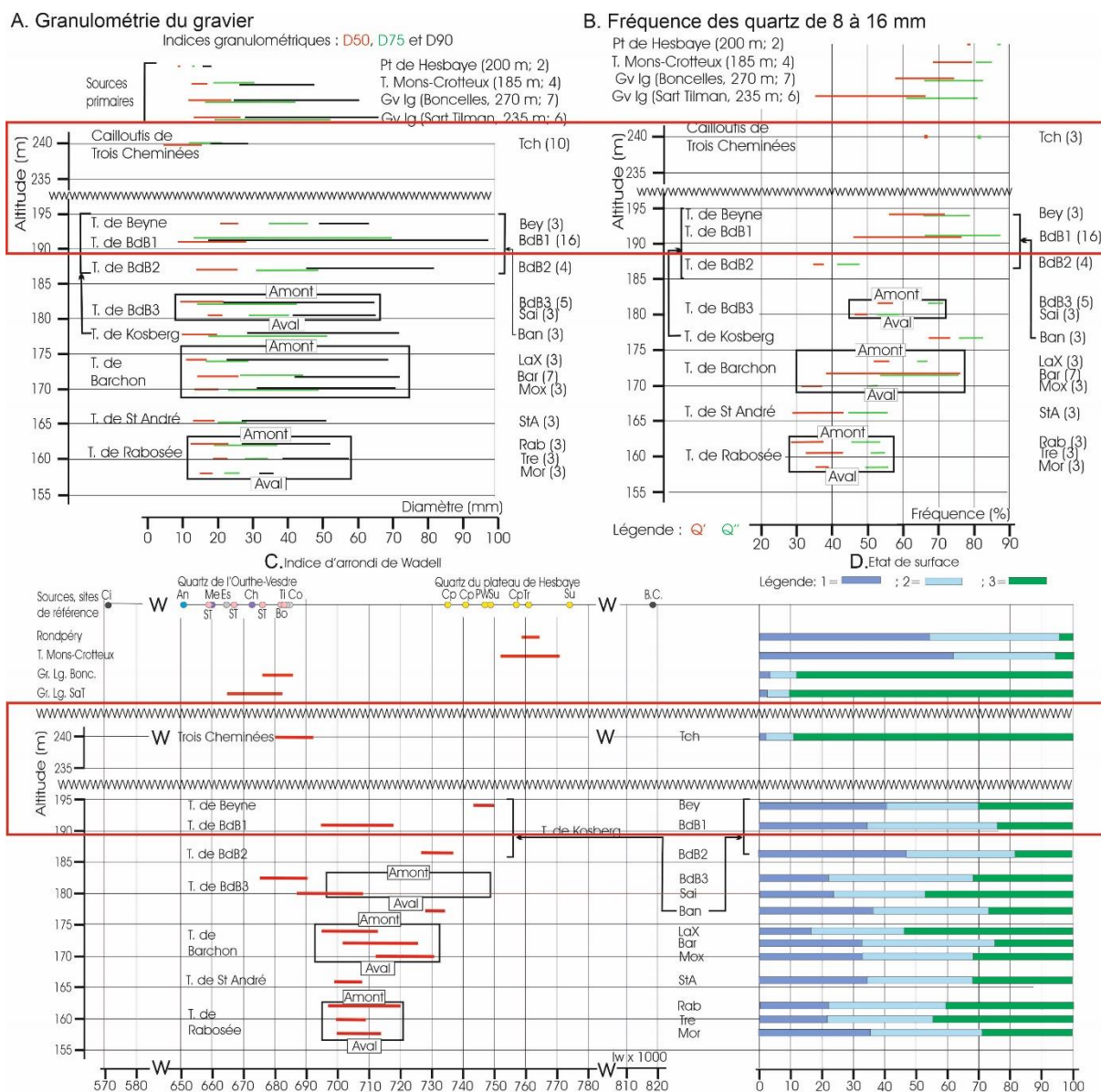


Figure 8. Le contraste sédimentologique entre les Gvl de Trois Cheminées et la plus haute terrasse de la Basse-Meuse. (A) Granulométrie du gravier (2 à 64 mm) ; (B) Fréquence des galets de quartz dans la fraction de 8 à 16 mm ; (C) Indice d'arrondi de Wadell ; (D) Etat de la surface des galets (émoussé). Explication : les cadres rouges mettent en exergue les Gvl de Trois Cheminées et les plus hautes terrasses de la Basse-Meuse liégeoise. Extraits de Juvigné et al. (2022a, 2022b).

Les plus hauts lambeaux de terrasses utiles à la présente recherche

Sont concernées par la recherche, les terrasses correspondant aux 3 niveaux de Gvl et la plus haute terrasse de l'Ourthe... qui n'est connue que dans la vallée de l'Ourthe actuelle (Fig. 9).

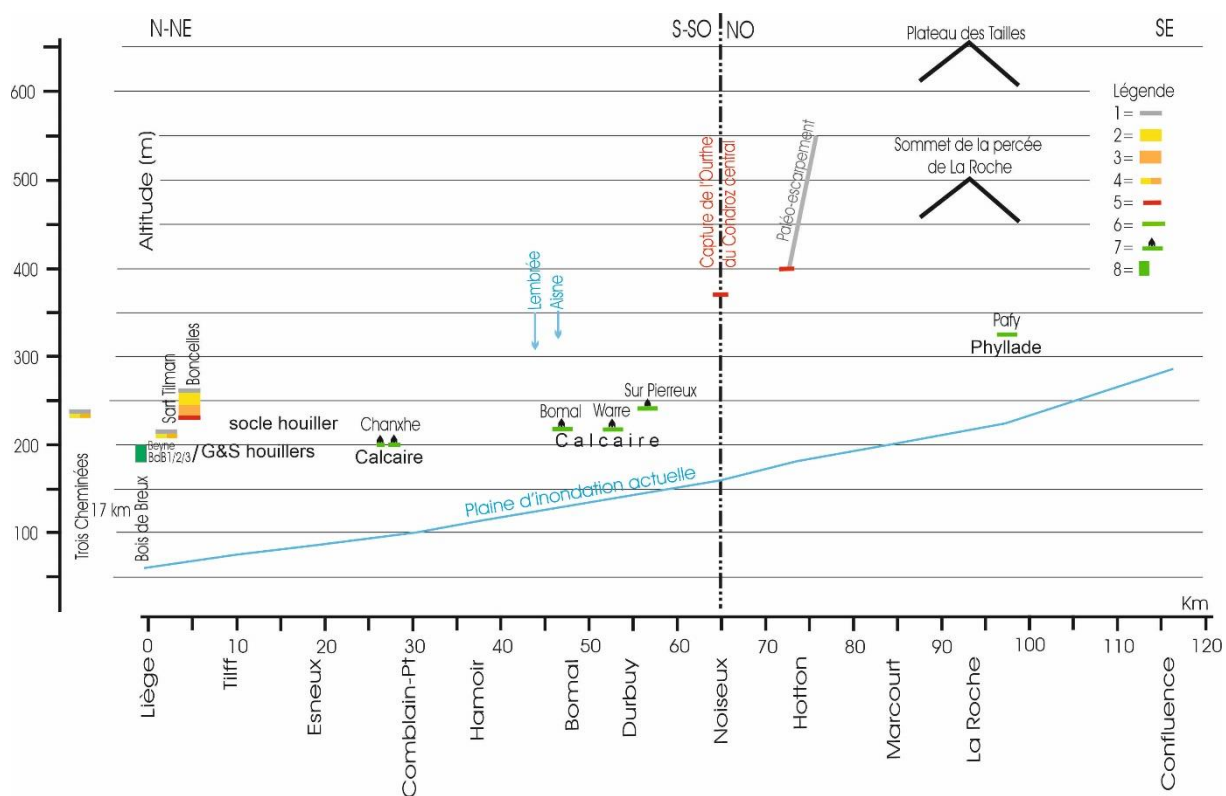


Figure 9. Position altimétrique des lambeaux de terrasses fluviales utiles à la construction du modèle. Légende : 1 = Gravier liégeois de Bonnelles et de Sart Tilman ; 2 = sable marin chattien de Bonnelles ; 3 = sable marin tongrien de Bonnelles ; 4 = sable oligocène de Sart Tilman et de Trois Cheminées ; 5 = altitude connue de la SPO ; 6 = ltf du Pafy ; 7 = cailloutis les plus élevés de l’Ourthe, effondrés dans des fissures karstiques : sur les hauteurs de Durbuy à 241 m, au lieu-dit Sur-Pierreux (Sorée, 1954) ; à Warre, observation personnelle ; à partir de Bomal d’après Ek (1957) et Cornet (1987) ; Pafy (Juvigné *et al.*, 2024) ; 8 = les lambeaux de terrasses mosanes les plus élevés de la Basse-Meuse liégeoise selon Juvigné *et al.* (2022b).

Combinaison de fréquence de galets quartzitiques : Liège vs Famenne

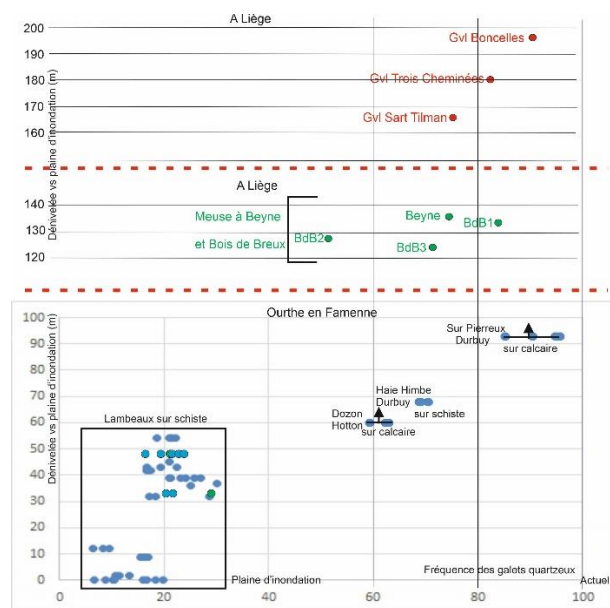


Figure 9B. Fréquence de galets quartzitiques (quartz purs et galets avec traces de veines de quartz) dans la classe de 8 à 16 mm : partie inférieure pour les lxtf de l'Ourthe en Famenne (Juvigné *et al.*, 2025 avec 2 ajouts) ; partie moyenne pour les plus hautes terrasses mosanes sur les hauteurs de Liège (T. de Beyne et de Bois-de-Breux) ; partie supérieure pour les Gvl. Explications : les parties ont été séparées pour tenir compte de la variation de l'ampleur des dénivelées inhérentes à la convergence des terrasses vers l'amont.

Une nouvelle approche de la provenance et de l'âge des Graviers liégeois

À propos du relief de la SPO

Les prémisses du cours de l'Ourthe à l'aval de l'Ardenne ont été perçues sur la SPO à travers le Condroz central par Demoulin (2025) qui a argumenté en faveur d'une *route de Namèche* alignée sur la pente générale de la SPO, ainsi que sur le prolongement de la direction N50°O de l'Ourthe de Nisramont jusqu'à Noisieux. L'auteur n'a pas pour autant rejeté la *route Hoyoux-Mehaigne* proposée par Cornet (1904). La direction de la *Rivière de Barvaux* (Cornet, 1904) qui est invoquée pour aller capturer l'Ourthe à Noisieux, est nettement différente du pendage de la SPO, ce qui a imposé de justifier sa formation par l'érosion régressive initiée au Chattien par l'affaissement du graben de la Roer (Demoulin, 2025). Juvigné *et al.* (2025) ont utilisé cette piste pour commenter l'incision de la Rivière de Barvaux en relation avec les lxtf les plus anciens de l'Ourthe. De ce fait, ils ont proposé la seconde moitié du Miocène pour laisser une durée aussi longue que possible à la disposition de l'érosion régressive pour migrer de la Roer jusqu'à Noisieux. Cette hypothèse est revisitée ci-dessous.

À la figure 10, deux tentatives différentes de reconstitution par isohypses de la SPO à son stade de maturité sont proposées, en respectant dans chaque cas une pente moyenne de $\sim 1,5$ m/km et la position de son paléo-escarpement d'après la figure originale de Demoulin (1995).

-. Sur la figure 10A, les isohypses sont tracées de façon rectiligne. Cette figure montre notamment : (1) l'adéquation de la direction de l'Ourthe de Namèche (Demoulin, 2025) avec le pendage de la SPO ; (2) le changement de direction que devait subir l'Ourthe à Noisieux pour rejoindre le Hoyoux, dans le cas de l'hypothèse de Cornet (1904) ; (3) la direction paradoxale de la Rivière de Barvaux par rapport au pendage de la SPO.

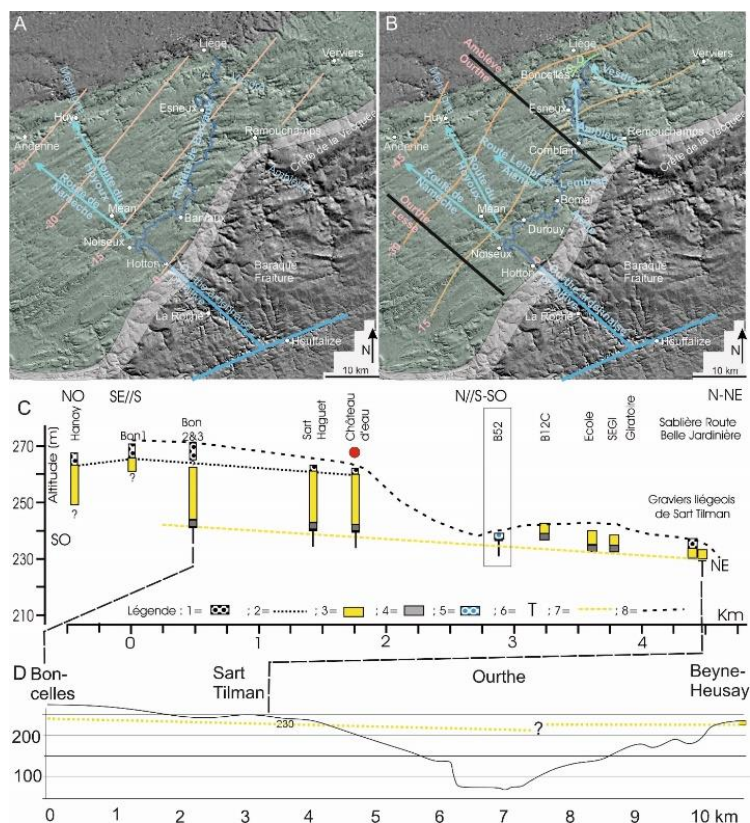


Figure 10. La SPO à son stade de maturité juste après la transgression tongrienne, il y a 34 Ma, en respectant une pente de 1,5 m/km N50°O : (A) avec des isohypses rectilignes et perpendiculaires à la direction N50°O ; (B) en attribuant aux isohypses la forme du paléo-escarpement. Explications: dans les deux cas l'altitude 0 est placée à Hotton; les altitudes négatives peuvent donc être assimilées à la profondeur de la mer tongrienne lorsque son rivage était à Hotton, ce qui implique que l'épaisseur des sédiments marins n'ait pas dépassé l'ordre du décimètre comme le propose Laga *et al.* (2001) ; sur la figure B, le trait vert localise les coupes ; (C) coupe des terrains de couverture de l'interfluve Meuse-Ourthe ; (D) profil de la base des terrains Om à travers la vallée de l'Ourthe à Angleur.

Sur la figure 10B, des isohypses reproduisant la forme du paléo-escarpement de la SPO, montrent la coexistence de trois bassins versants :

- le bassin de l'Ourthe du Condroz central, dont on constate qu'il devait comprendre notamment l'Aisne et la Lembrée primitives qui pouvaient poursuivre leurs cours de façon indépendante de l'Ourthe, voire en un seul confluent, via le plateau de Strée dans le bassin actuel du Hoyoux (Juvigné *et al.*, 2025).
- le bassin de l'Amblève qui devait avoir un affluent descendant de Comblain. Celui-ci pouvait être l'ébauche de la Rivière de Barvaux ; nous dirons donc plutôt la *Rivière de Comblain*. La présente approche facilite non seulement la compréhension du tracé de l'Amblève inférieure, et met en exergue une distance réduite à une vingtaine de kilomètres pour que la Rivière de Comblain aille capturer l'Ourthe du Condroz central à Noiseux.
- le bassin de la Lesse, qui n'est pas concerné ici.

Dans l'un et l'autre modèles, au début de l'Oligocène, l'Ourthe coulait dans le Condroz central, tandis que l'Amblève et la Vesdre passaient à Liège. De plus, une coupe transversale à travers la vallée de l'Ourthe dans la région d'Angleur (Fig. 10C&D) montre que la SPO devait épouser un évasement discret, mais suffisant pour avoir été une zone d'accueil privilégiée pour les eaux de l'Amblève et de la Vesdre, même indépendantes l'une de l'autre. Cette façon de voir implique que le profil transversal évasé ne soit pas le résultat de déformations du sol qui allaient suivre en relation avec notamment le basculement de la SPO et le soulèvement de l'Ardenne.

Synthèse. Concernant l'état des bassins fluviaux du Condroz *s.l.* à l'aube de l'Oligocène, il est proposé ici d'accorder la prévalence à l'approche rapportée à la figure 10B pour la forme de la SPO. Elle montre que : (1) la Lembrée et l'Aisne primitives (ayant peut-être conflué) pouvaient s'écouler à travers le Condroz central) vers le Hoyoux, sans se jeter nécessairement dans l'Ourthe de Namèche ; (2) que l'Amblève-Vesdre se partageaient un vaste bassin qui se réduisait à Angleur/Liège à une vallée peu incisée et très évasée d'une dizaine de kilomètres de largeur. L'Amblève avait un affluent, dit ici *Rivière de Comblain*, dont l'érosion régressive allait se limiter à une vingtaine de kilomètres pour aller capturer la Lembrée, puis l'Aisne, puis l'Ourthe.

La préservation des bassins hydrographiques du Tongrien au Chattien

Pendant le Rupélien : (1) la mer tongrienne « fossilisa la topographie de la SPO, et en particulier les vallées éocènes larges et peu incisées qui la parcouraient. » ... « après le retrait de la mer vers 33 Ma, la mince couverture sableuse de la SPO condruzienne n'a pu empêcher que le réseau hydrographique pré-transgression soit rapidement exhumé et réutilisé. » (Demoulin, 2025) ; (2) après la régression tongrienne, la mer chattienne est

revenue au moins jusqu'à Bonnelles (Rutot, 1907 ; Dusar *et al.*, 2020). Dans l'ensemble, on peut attendre que, pendant le Rupélien, le relief condruzien en général n'ait subi aucune modification suffisamment importante pour justifier la capture de l'Ourthe à Noisieux, puisqu'aucune déformation tectonique majeure n'y est connue, et que la subsidence du graben de la Roer n'avait pas débuté. Dans ces conditions, on peut considérer qu'au début du Chattien, d'une part l'Ourthe, l'Aisne et la Lembre coulaient toujours dans le Condroz central, et que d'autre part l'Amblève et la Vesdre étaient toujours les seuls cours d'eau transitant séparément par Angleur/Liège.

Entrée en scène des Graviers liégeois

Préliminaires. (1) Rappelons tout d'abord qu'actuellement, il n'y a plus que trois lambeaux de Graviers liégeois accessibles : Bonnelles, Sart Tilman et Trois Cheminées. (2) Les Gvl de Trois Cheminées/Visé sont à 240 m d'altitude. Dans la mesure où ils sont comme ceux de Bonnelles et de Sart Tilman, proches de l'isohypse -30 m de la SPO (Fig. 10AB), on peut négliger l'effet du basculement post-tongrien, pour venir intercaler la terrasse des Gvl de Trois Cheminées à ~250 m sur l'interfluve Meuse-Ourthe (actuel). L'ordre stratigraphique des trois nappes de Gvl impliquées dans le présent travail devient donc du plus ancien au plus récent : Gvl de Bonnelles (270 m), Gvl de Trois Cheminées (250 m), Gvl de Sart Tilman (235 m). (3) La phase d'affaissement du graben de la Roer a permis d'accueillir la mer chattienne, et a préparé un fond sous-marin en pente supérieure à celle des rivières pré-existantes englouties. Le soulèvement miocène de l'Ardenne (Bless et Narvaiza, 1996) a repoussé la mer chattienne et exondé le relief favorable à la reprise d'érosion des rivières correspondantes.

Les Gvl de Bonnelles. Dès que la mer chattienne a commencé à se retirer de Bonnelles et de Rondpéry, le modèle invoqué par Juvigné *et al.* (2021b) peut être appliqué (Fig. 11). L'Amblève a déposé des Gvl à Bonnelles, et à l'aval sur l'estran chattien à Rondpéry/Aéroport de Liège, où les galets ont acquis l'éroulé marin. C'est ainsi que Juvigné *et al.* (2021b) ont fait des Gvl de Bonnelles et du cailloutis de la dite Traînée mosane à Rondpéry deux dépôts corrélatifs du début du retrait chattien, revenant ainsi à la position stratigraphique proposée dans la première légende de la carte géologique de Belgique. N.B. Pour la suite du modèle, la Vesdre doit à ce stade conserver une embouchure indépendante dans la baie chattienne.

Remarque. Un cailloutis fluvial a pu se mettre en place à Bonnelles de la même façon en relation avec le retrait de la mer tongrienne, mais les terrains marins oligocènes (sable supérieur et cailloutis) ont du être amputés par l'érosion continentale entre le retrait de la mer tongrienne et l'arrivée de la mer chattienne.

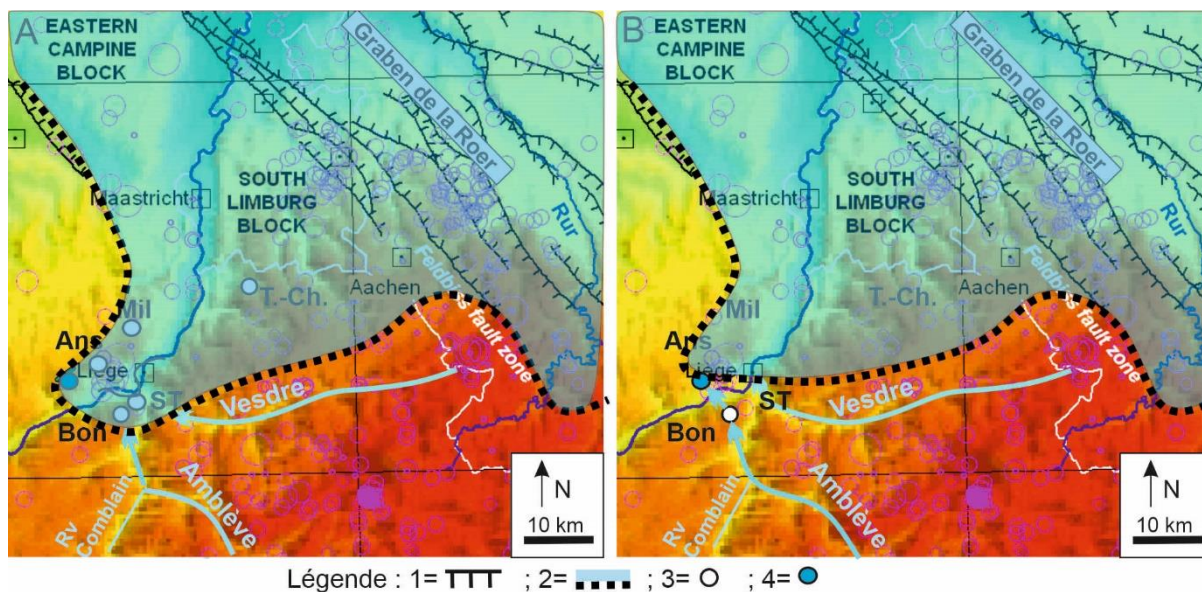


Figure 11. L'extension minimale de la mer chattienne dans la région liégeoise. (A) La mer chattienne dépose ses sables fossilifères notamment à Boncelles et Rondpéry/Aéroport de Liège. Légende : 1 = principales failles du graben de la Roer ; 2 = limite minimale de l'extension de la mer chattienne ; 3 = sites des futurs Graviers liégeois ; 4 = site des futurs « Jolis galets » de la dite *Trainée mosane* (Macar, 1945). Explications : l'Amblève et la Vesdre ont des embouchures indépendantes dans la baie chatienne ; les sites des cailloutis fluviaux n'existent pas encore ; (B) L'état du réseau hydrographique lorsque la mer chattienne libère Boncelles et Rondpéry. Explications : l'Amblève dépose les Gvl de Boncelles, et aussi 10 km plus loin sur l'estran de la mer chattienne où les galets acquièrent l'éroulé marin. N.B. Les autres sites de Gvl à venir ne sont plus représentés sur la figure.

Le cône de déjections de Sart Tilman-Ans. Lorié (1919) qui a visité toutes les sablières-gravières de la région reconstitue un vaste cône de déjections de la Vesdre et de l'Ourthe à partir de la grande sablière de Sart Tilman. L'auteur écrit : « ... la ressemblance des coupes, notamment entre celles d'Ans et de Sart Tilman, est tellement grande, qu'il faut les tenir ensemble. »... « Qu'est-ce que la Meuse a fait pendant l'édification de ce cône ? Nulle trace, dans la topographie actuelle, de ce qu'elle aurait été poussée vers le Nord. ».

Le modèle de Lorié est soutenu par la découverte récente d'un cailloutis fluvial fait de roches ardennaises mal roulées dans la sablière Gritten à Rocourt entre le sable Om et la couverture loessique (Pirson *et al.*, 2019 : unité U2A ; Juvigné *et al.*, 2021a, annexes ; *cf. supra*). En conséquence, Juvigné *et al.* (2021b) ont adopté l'hypothèse de Lorié, tout en maintenant l'indépendance de la Vesdre (Fig. 12B).

N.B. Nous verrons plus loin que l'on pourrait attribuer ce cailloutis U2A à la mer tongrienne.

Les Gvl de Trois Cheminées. La mise en place des Gvl de Trois cheminées implique que le rivage chatien se soit retiré vers le Limbourg néerlandais en entraînant l'embouchure de la Vesdre, ici seule responsable de leur apport, car il faut conserver à l'esprit que le cône de déjections de Lorié était (probablement) fonctionnel au niveau des Gvl de Sart Tilman. Au niveau de la terrasse de Trois Cheminées, l'incision des cours d'eau de la région liégeoise atteignait devait atteindre une vingtaine de mètres (~270-250 m) (Fig. 12A).

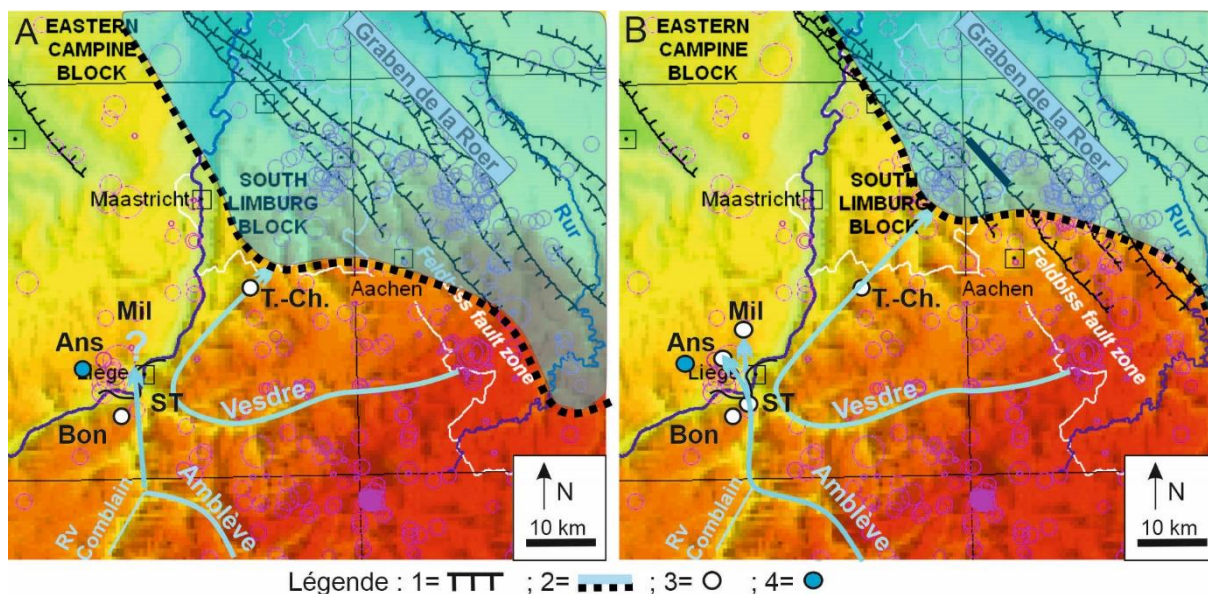


Figure 12. La suite du retrait de la mer chattienne : (A) vers le Limbourg néerlandais au point de laisser le site de Trois Cheminées à la disposition de la Vesdre pour y déposer ses Gvl. Explications : à ce stade, les dépôts de Boncelles et de Rondpéry sont en position de terrasse. (B) le cône de déjections de Sart Tilman-Ans (Milmort), selon Lorié (1919) et la co-existence de la Vesdre inférieure. Légende : voir figure 11.

Sédimentologie et capture de l'Ourthe

Les Gvl de Sart Tilman sont nettement plus grossiers que ceux de Boncelles et de Trois Cheminées, ce qui atteste qu'un changement majeur est intervenu entretemps dans le bassin hydrographique de l'Amblève après l'abandon des Gvl de Trois Cheminées, et avant ou pendant la mise place des Gvl de Sart Tilman. Comme nous le montrons dans le chapitre suivant, ce ne peut être l'épuisement de la saprolite tertiaire de l'Ardenne. Ceci laisse penser qu'au moins les captures de la Lembrée et de l'Aisne ont eu lieu entretemps. Toutefois, en l'absence d'autres changements pétrographiques ultérieurs identifiés, on accepte ici qu'au niveau de la T. de Sart Tilman, l'érosion régressive de la Rivière de Comblain avait atteint Noisieux, et que l'Ourthe pouvait donc avoir été capturée. Dans ce cas, l'impact sédimentologique des captures de la Lembrée et de l'Aisne sur les Gvl a dû se trouver dans des terrasses disparues qui ont dû exister avant celle de Sart Tilman. Nous acceptons donc ici que la capture de l'Ourthe à Noisieux a eu lieu après l'abandon de la T. de Trois Cheminées, et pendant ou avant la mise place des Gvl de Sart Tilman.

Evolution de la fréquence des galets quartzeux

La figure 13 montre que dans la région liégeoise depuis les Gvl de Boncelles jusqu'aux plus anciennes terrasses de la Meuse (Beyne et BdB 1 2 3), la fréquence des galets quartzeux reste supérieure à 50 %. Cette fréquence très élevée se maintient dans les terrasses de l'Ourthe en Famenne jusqu'à 40% de l'incision plio-pléistocène de la rivière (dénivelée vs p.i., 60 m). C'est donc ce dernier niveau qui atteste un état d'épuisement très avancé de la saprolite ardennaise, ce qui conforte l'hypothèse de la capture de l'Ourthe du Condroz central au niveau des Gvl de Sart Tilman ou peu avant.

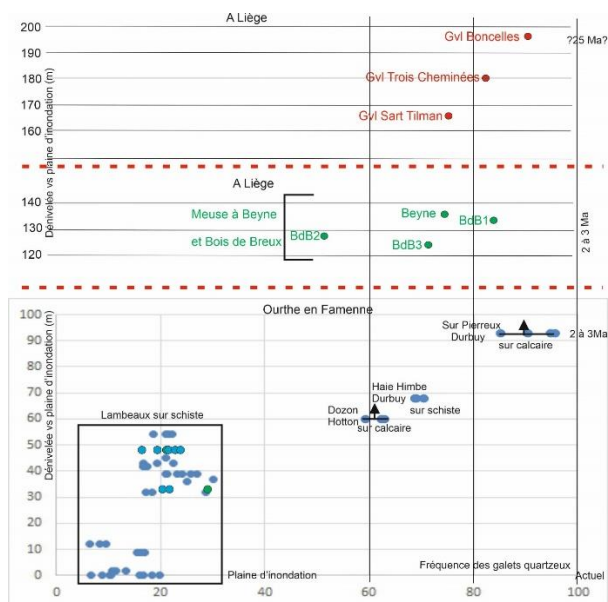


Figure 13. Fréquence de galets quartzeux dans la classe de 8 à 16 mm : partie inférieure pour les lxtf de l'Ourthe en Famenne (Juvigné *et al.*, 2025 avec 2 ajouts) ; partie supérieure dans des terrasses des hauteurs de Liège : Gvl ; terrasses mosanes de Beyne et de Bois-de-Breux. Explications : la convergence des terrasses vers l'amont peut expliquer la différence de dénivelée entre les terrasses de l'Ourthe en Famenne et de celles de la Meuse à Liège.

Discussion

Je rappelle tout d'abord, un appel est lancé à des **modèles alternatifs....**

Exemple : en cas de mise en doute du cône de Lorié

- On peut attribuer à l'Amblève et la Vesdre, la mise en place conjointe des Gvl de Bonnelles et (ou pas) leur prolongement jusqu'au rivage chattien de Rondpéry.
- Lors du retrait de ce rivage vers le Limbourg néerlandais, et après une incision d'une vingtaine de mètres, l'Amblève-Vesdre a pu déposer les Gvl de Trois Cheminées (identiques au Gvl de Bonnelles).
- Le retrait du rivage vers le graben de la Roer et l'incision des rivières se poursuivant, les Gvl de Sart Tilman se sont trouvés enrichis de l'apport de l'Ourthe.

Pour la position stratigraphique de la capture de l'Ourthe, ce modèle ne changerait rien, mais ici il faudrait attribuer le cailloutis fluviatile et ardennais de Rocourt (U2a) et ceux d'Ans et de Milmort (Lorié) à un cours de l'Amblève (+Vesdre ?) plus ancien que le Chattien... et pourquoi pas au retrait de la mer tongrienne.

À propos de la dénivelée entre les terrasses de Gravier liégeois

Dans le modèle proposé, l'incision des cours d'eau dans les sables Om présents sous les Gvl est estimée en dénivelée basée sur les altitudes actuelles des différents Gvl : Bonnelles, 270 m ; Sart Tilman, 235 m. Sur une plate-forme marine libérée par la mer tongrienne, on est en droit d'attendre des lignes de rivage horizontales, et dans ce cas à Sart Tilman, une épaisseur de sable de ~35 m (cf. Bonnelles : ~20 m). Si une telle épaisseur n'a pas existé, on peut justifier l'état actuel en attribuant à une déformation du sol post-tongrienne l'évasement discret de la SPO à travers la vallée de l'Ourthe de Bonnelles à Beyne.

À propos de la confluence Amblève-Vesdre

Les cours indépendants de l'Amblève et de la Vesdre primitives relèvent d'une hypothèse qui permet d'accepter le cône de déjections de Lorié et d'expliquer la ressemblance sédimentologique entre les Gvl de Bonnelles et de Trois Cheminées. Par ailleurs, nous avons proposé que la capture de l'Ourthe ait eu lieu pendant ou peu avant le dépôt des Gvl de Sart Tilman en conséquence de différences sédimentologiques notoires. À ce niveau, si le cône de Lorié s'épanchait encore sur la Hesbaye liégeoise, la Vesdre devait continuer à être seule, l'ancêtre de la vallée de l'Oostmaas dans le Limbourg néerlandais. Enfin, la fin du fonctionnement du cône devrait être le résultat du déversement de sa rivière (Amblève et ?Ourthe ?) dans la Vesdre qui aurait été favorisé par une incision plus rapide de la Vesdre dans la baie chattienne que de l'Amblève en Hesbaye liégeoise.

À propos de l'âge des Gravier liégeois

Il existe trois propositions en matière d'âge des Gvl.

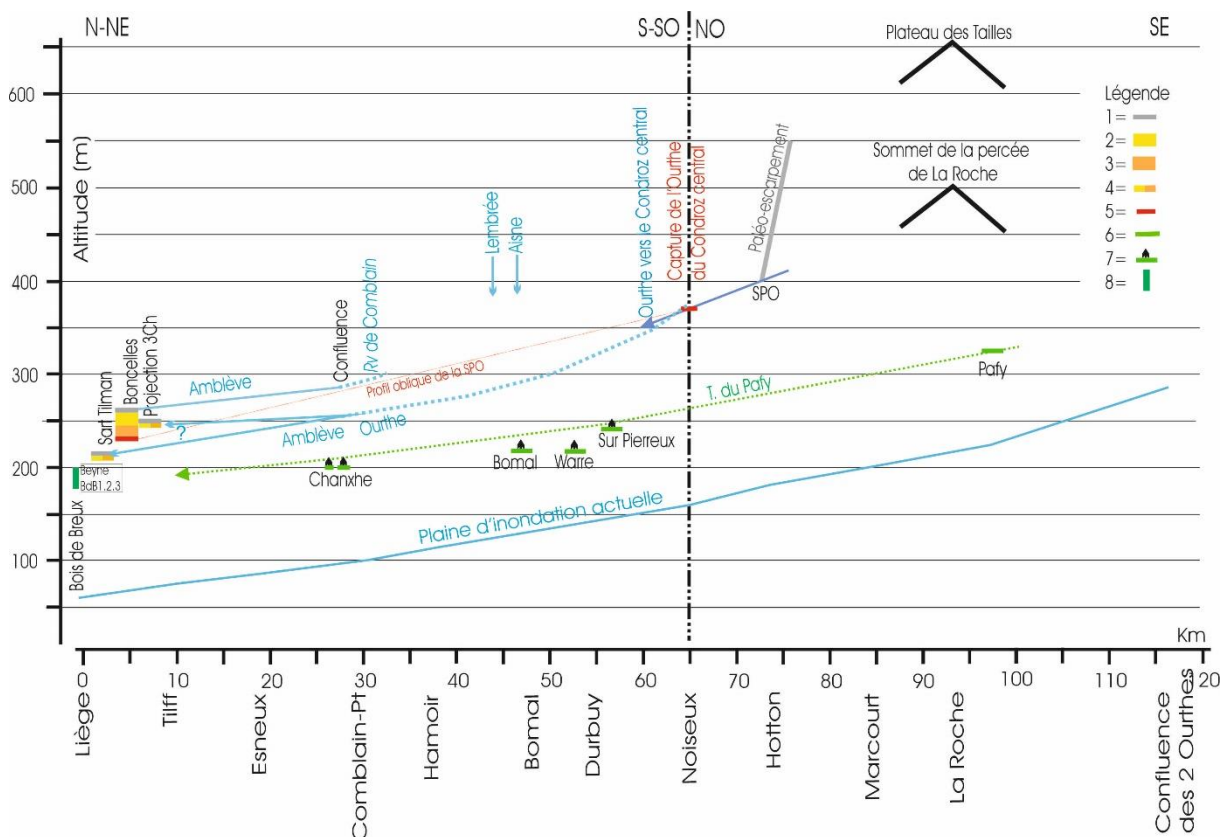
- La première légende de la Carte géologique de Belgique place l'ensemble des Gvl sans distinction d'étagement, dans l'Oligocène final continental (comprendre le Chattien).
- Juvigné *et al.* (2021b) place les seuls Gvl de Bonnelles au début du retrait de la mer chattienne.

Dans les deux premiers cas, les Gvl de Bonnelles se voient allouer un âge proche de ~25 Ma.

- Lors de la révision de la légende de la carte géologique (Annales des Mines des Belgique, 1929, T.XXX, 1^{er} livre), les «...cailloutis à petits cailloux de quartz blanc... » ont été déplacés dans l'Amstélien (Pliocène supérieur, ~3 Ma). En conséquence, de cette décision,

l'âge pliocène a été accepté par Pissart (1964) pour les Graviers liégeois, et par Macar (1945) pour la Trainée mosane (ici le site de Rondpéry).

Un modèle des plus hautes terrasses de l'Ourthe et des Gvl permet de commenter la divergence précitée (Fig. 13). Les lxtf les plus élevés de l'Ourthe actuelle sont conservés une centaine de mètres plus haut que la plaine d'inondation à Pafy/La Roche, Sur Pierreux/Durbuy, Warre, Bomal et Chanxhe. Dans ces trois dernières localités, les cailloutis sont conservés à l'état effondré dans des fissures karstiques, donc plus bas que la terrasse dont ils proviennent. En respectant la convergence vers l'amont des terrasses et de la plaine d'inondation, le raccord avec l'une des terrasses mosanes les plus élevées de la Basse-Meuse (Beyne ou Bois-de-Breux 1/2/3 ; Juvigné *et al.*, 2022b) est la plus adéquate : Beyne (base à 189 m et sommet à 195 m) ; BdB1 (b187,5 ; s194 m) ; BdB2 (b185 ; s188) ; BdB3 (b178 ; s185). Le prolongement de ces quatre terrasses dans le modèle du Limbourg néerlandais selon Juvigné *et al.* (2022b) leur confère un âge qui va de 3 à 2 Ma d'après les modèles de Felder (1989) et de Van den Berg (1996). (N.B. Gullentops (1954) n'était vraiment pas loin de cet âge puisqu'il a placé la T. du Pafy dans le Quaternaire ancien *de son époque.*)



Réflexions

-. Sur l'interfluve Meuse-Ourthe, au départ des Gvl de Boncelles (270 m), l'incision fluviale a dû traverser ≤ 35 m (*cf. supra*) de sables marins oligocènes, puis une épaisseur pratiquement identique de grès et schistes du Dévonien inférieur avant que l'on y retrouve l'Ourthe de Pafy-Chanxhe à ~ 200 m d'altitude. Il en résulte qu'il est difficile d'allouer un âge pliocène (supérieur *cf.* 1929) à la fois aux Gvl de Boncelles et à la T. de Pafy-Chanxhe.

-. Si le changement pétrographique dans les Gvl de Sart Tilman représente bien la capture de l'Ourthe à Noisieux, il faut aussi accorder à cet endroit une durée qui s'accommode d'une incision d'une centaine de mètres dans des roches métamorphiques particulièrement résistantes. Ici aussi, le seul Pliocène supérieur (~ 1 Ma) semble ne pas suffire, mais à la suite de la capture de la Warche à Bévercé, une incision de cette ampleur est acceptée en moins de 70 000 ans (Juvigné, 1985 ; Demoulin, 2024).

Dans ces conditions, il semble raisonnable de placer la capture de l'Ourthe à un moment plus proche du Chattien que du Pliocène... Cette hypothèse s'écarte de celle de Juvigné (2025) qui tient cette même longue durée à la disposition de l'érosion régressive de la Rivière de Barvaux.

Corollaires

À propos de l'érosion régressive invoquée pour former la Meuse Namur-Liège

On admet depuis de Heinzelin (1963) que la Meuse Namur-Liège a été acquise par une vague d'érosion régressive remontant à partir de Liège en provoquant des captures successives, et notamment celles du Hoyoux-Mehaigne inférieure, du Samson puis de la Meuse de Dinant... tout cela au niveau du plateau de Hesbaye, et pendant le rejeu miocène du synclinal de l'axe Sambre et Meuse (Demoulin, 1993). On peut associer cette vague d'érosion régressive à celle qui a affecté l'Amblève inférieure, puis la Rivière de Comblain jusqu'à Noisieux. Le cailloutis Onx des Biens Communaux à Seraing (~ 235 m) serait ainsi la plus ancienne trace sédimentologique du capturant. Il est également riche en galets d'origine ardennaise (Pissart, 1964 ; Juvigné *et al.*, 2021a). Pissart (1964) en a fait « un ancien cours de la Meuse venant de l'ouest » et l'a mis en relation altimétrique avec la terrasse des Gvl de Sart Tilman.

Ce cailloutis pose un problème dans la mesure où il n'a jamais été identifié en position primaire sous la couverture loessique généralisée du versant des Biens Communaux de Seraing où il se trouve. Il est signalé entre 250 et 227 m ; un affleurement reste accessible rue des Aisemences entre 227 et 229 m (Juvigné *et al.*, 2021a). Il repose au moins localement sur des restes de terrains Om. Il est géographiquement à l'abri du cône de Lorié, par sa position plus occidentale. Il peut donc relever, comme l'écrit Pissart, d'un ancêtre de la Meuse. Nous dirons une sorte de *Rivière d'Amay* qui allait remonter jusqu'à Namur.

Les galets ardennais de ce cailloutis pourraient évidemment provenir de roches locales du Silurien inférieur et du poudingue de Burnot. Toutefois, si l'Aisne-Lembrée poursuivaient leur cours sur la SPO vers le bassin du Hoyoux, la *Rivière d'Amay* a pu les remobiliser.

Retour au problème du basculement du sol post-tongrien dans la région liégeoise

Reprenons d'abord la figure de Juvigné *et al.* (2021b).

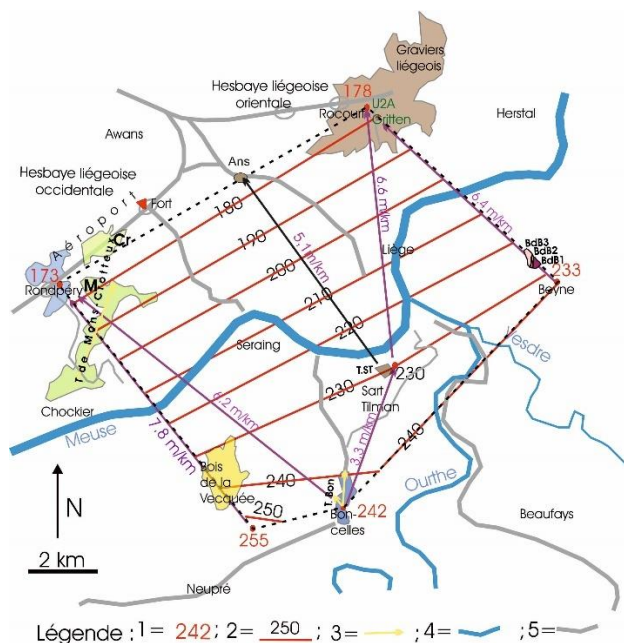


Figure 15 (Juvigné *et al.*, 2021b, Fig. 2, avec ajout de la pente Sart Tilman-Ans : 5,1 m/km) Reconstitution de la SPO et localisation des cailloutis étudiés dans l'article précité. Légende : 1 = altitude des sites de référence pour reconstituer la forme de la SPO ; 2 = isohypse (avec altitude) de la même surface ; 3 = sens du basculement identifié de lxtf ; 4 = cours d'eau actuel ; 5 = réseau routier, pour aider à la localisation. Abréviations : M = Mons ; Cr = Crotteux ; Fort = Fort de Hollogne ; T.Bon = T. de Boncelles ; T.ST = T. de Sart Tilman ; BdB 1 2 3 = terrasses de Bois de Breux.

- La pente de la SPO vers le NO est comprise entre 6,4 et 7,8 m/km.
- La pente longitudinale du seul long ltf de Boncelles (4 m/km) est orientée $\sim S \rightarrow N$ (obliquement vs SPO) ; elle est ainsi très nettement supérieure non seulement à celle de l'Ourthe inférieure actuelle (~ 1 m/km), mais bien davantage à celle des cours d'eau en milieu sub-littoral de très basse énergie (ordre du décimètre/km). Le lambeau est donc basculé.
- Le raccord des cailloutis corrélatifs de Boncelles et de Rondpéry répond à une pente de 6,2 m/km (dénivelée 270-200 m/distance 11,3 km) dans un sens proche du pendage de la SPO.

Lorié (1919) (qui n'a pas connaissance du basculement post tongrien) raccorde les Gvl de Sart Tilman (235 m) avec les Gvl d'Ans (187 m) ($d=9,4$ km ; pente =5,1 m/km) dans un sens identique à celui du pendage de la SPO. Le ltf de Sart Tilman est mal cerné, et n'est pas assez étendu pour en vérifier la pente. Les sables marins du plateau de Rocourt sont également basculés. Si les graviers Onx qui y sont signalés sont des Gvl (*tongriens* ?), ils sont aussi basculés.

Le long ltf de la Traînée mosane de Bois des Moines/Flémalle [$b \sim 195$ m ; $s \sim 198$ m] à Mons-Crotteux [$b183$; $s187$] (d'une dizaine de mètres inférieur au cailloutis de Rondpéry) est en pente de 2,75 m/km vers le NE (\sim orthogonal vs SPO). Il est à Mons-Crotteux à une altitude proche de celle des Gvl d'Ans (187 m). On pourrait donc accepter ici la coexistence en quasi mitoyenneté de la Traînée mosane et des Gvl inférieurs poursuivant leur cours (perdu) vers le nord (relire Lorié).

De ces données, il semble que l'on puisse accepter que le basculement du sol vers le NO a existé entre la mise en place des Gvl de Boncelles et ceux de Sart Tilman.

Références

- Bless M. & Fernandez-Narvaiza M.C. (1996). A la recherche du paysage perdu de l'Euregio Meuse-Rhin. Op zoek naar het verloren landschap van de Euregio Maas-Rijn. *Haute Ardenne*, Centre Nature Botrange & Afdeling Limburg der Nederlandse Geologische Vereniging, 27 p.
- 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.
- Clairbois A.-M. (1957). *L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire*. Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique. Mémoire de licence, 175 p.
- Cornet, J. (1904). Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Annales de la Société géologique de Belgique*, XXXI : M 261-500.
- Cornet Y. (1987). *Les terrasses de l'Ourthe inférieure, leur raccord avec celles de la Meuse et problèmes méthodologiques de l'étude des terrasses fluviales*. Mémoire inédit, Université de Liège : 191 p.
- Demoulin A. (1986). Les surfaces d'érosion crétaciques et paléogènes du nord de l'Ardenne-Eifel. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 53-69.
- 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. (1993). L'origine de l'axe Sambre-Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 116 - (fascicule 1) : 29-41.
- Demoulin A. (1995). Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 573-585.
- Demoulin A. et Juvigné E. (2024). L'Odyssée de l'Ourthe : deuxième voyage, à la recherche du plus lointain ancêtre de l'Ourthe. *Hautes Fagnes*, 336 : 26-30.
- Demoulin A. (2025). L'Odyssée de l'Ourthe : troisième voyage, de l'Ourthe éocène du NO vers Namèche à l'Ourthe actuelle. *Hautes Fagnes*, 338 : 27-30.
- De Heinzelin J. (1963). Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essais de reconstitution. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 72 : 137-148.
- Dusar M. & Vandenberghe (2020). Upper Oligocene lithostratigraphic units and the transition to the Miocene in North Belgium. *Geologica Belgica*, 23/3-4 : 113-125
- Dusar, M. Vandenberghe, N. et Demoulin, A. (2022). Lithostratigraphical identification sheet Boncelles Formation. In : De Nil K. & Verhaegen J. (eds.) *National Commission for Stratigraphy. Discussion document. Revision of the Neogene stratigraphy of Belgium*. Version

1.0 01/05/2022, 21-30.

Ek C. (1957). Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80 : B333-353.

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 Belgique ; planchette de Seraing-Chênée*. Institut géographique militaire, Bruxelles.

Fourmarier P. (1913). Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège *Annales de la Société géologique de Belgique*, XXXIX : 587-682.

Fourmarier P. (1919). Observations sur les dépôts supérieurs des sablières du Sart Tilman. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 31 : B133-140.

Fourmarier P. (1934). Observations nouvelles sur les dépôts tertiaires des environs de Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 57 : B178-189.

Fraipont Ch. (1908). Les sablières du Sart Tilman lez Liège. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 35 : 226-230.

Gullentops F. (1954). Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 18 : 125-152.

Juvigné E. (1985). Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 21 : 3-11.

Juvigné E. (2025). L'Odyssée de l'Ourthe : cinquième voyage : cap sur La Roche-en-Ardenne. *Hautes Fagnes*, 340 : 13-15.

Juvigné E., Houbrechts G. & Van Campenhout J. (2021a). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive en Basse-Meuse liégeoise: généralités et données. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, partie 1, Volume 90, Articles, 249 – 287. <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10584>

Juvigné E., Houbrechts G. & Van Campenhout J. (2021b). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive en Basse-Meuse liégeoise : modèle et discussion. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, partie 2, Volume 90, Articles, 288 - 316. <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10603>

Juvigné, E., Houbrechts, G. et Van Campenhout, J. (2022a). Les terrasses de la Basse-Meuse liégeoise primitive jusqu'à l'abandon de la vallée de la Meuse orientale. Première partie, généralités et résultats. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*. 91(1) : 199-230 (avec 4 annexes).

<https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=11089&file=1>

Juvigné E., Houbrechts G. et Van Campenhout J. (2022b). Les terrasses de la Basse-Meuse liégeoise primitive jusqu'à l'abandon de la vallée de la Meuse orientale, seconde partie, Modèle et discussion. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* [En ligne], 91(1) : 231-269.

<https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=11095&file=1>

- Juvigné E., Dejonghe L. et Marion J.-M. (2024). L'ancienne argilière du Pafy (La Roche-en-Ardenne) : une revue critique de la littérature scientifique. *Rapport de travail. Site institutionnel de l'Université de Liège (Orbi)*, 13 p.
- Juvigné E., Houbrechts G., Marion J.-M. et Van Campenhout J. (2025). L'Odyssée de l'Ourthe : quatrième voyage : une croisière sur l'Ourthe tertiaire. *Hautes Fagnes*, 339 : 25-29.
- Laga P., Louwie S., Geets S. (2001). The Sint-Huibrechts-Hern Formation, 01/01/2001. National Commission for Stratigraphy Belgium.
<http://ncs.naturalsciences.be/lithostratigraphy/Sint-Huibrechts-Hern-Formation>
- Laurant A. (1976). La formation du réseau hydrographique de la Belgique. In, *Géomorphologie de la Belgique, Hommage au Professeur P. Macar*, Université de Liège, Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, p. 29-50.
- Lohest M., Fraipont C. et Fourmarier P. (1919). Le diluvium ancien de la Belgique et du nord de la France. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 59 : B411-417.
- 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. (1945). La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiée et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes-Fagnes. *Bulletin de la Société belge de géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, LIV : 214-253.
- Nys L. (1929). Sur un gisement nouveau d'argile plastique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, LIII : 77-78.
- Pirson St., Spagna P., Delvoie S., Bosquet D., Di Modica K., Haesaerts P., Juvigné É. & van der Sloot P. (2019). Nouvelles recherches à l'ancienne sablière Gritten à Rocourt (comm. de Liège, BE). *Notae Praehistoricae*, 38/2018 : 99-137.
- Pissart A. (1964). Contribution à la connaissance des Graviers liégeois. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 87 : 307-322.
- Pissart A. (1974). *La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements*. In : P. Macar, F. Gullentops, A. Pissart, R. Tavernier, J.
- Rutot A. (1907). Un grave problème. *Mémoire de la Société belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrographie*. XXI : 439-482.
- Sierakowsky C. (1970). Etude sédimentologique des sables tertiaires de la région de Bonnelles (Liège). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93 : 491-508.
- Sorée J. (1954). *Les niveaux d'aplanissement et les terrasses de la Famenne orientale*. Mémoire de licence inédit, Laboratoire de Géographie physique, Université de Liège, 95 p.
- Van den Berg, M. (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.