

L'Odyssée de l'Ourthe : deuxième voyage, à la recherche du plus lointain ancêtre de l'Ourthe

Alain Demoulin, Etienne Juvigné

1. Introduction

Dans un numéro antérieur de la présente revue (Juvigné *et al.*, 2024), nous avons annoncé l'ouverture d'une série d'articles destinés à tenter de retracer les grandes étapes de l'évolution du bassin-versant de l'Ourthe, et plus particulièrement de l'Ourthe ardennaise, à l'amont de Hotton. Le lecteur y trouvera la description du bassin actuel, destinée à servir de décor aux différents voyages de ce que nous avons intitulé l'odyssée de l'Ourthe. Le présent article constitue un deuxième voyage, au cours duquel, parcourant l'histoire géologique de l'Ardenne, nous allons rechercher les traces les plus anciennes de l'existence d'un cours d'eau qui puisse être reconnu comme l'Ourthe primitive.

2. Echelle stratigraphique utile

Pour la bonne compréhension du texte qui suit, nous présentons

Période	Epoque	Âge	Début en année
Quaternaire	Holocène		11.700
	Pléistocène		2.580.000
Néogène	Pliocène		5.330.000
	Miocène		23.030.000
Paléogène	Oligocène	Chattien	27.820.000
		Rupélien	33.900.000
	Eocène		56.000.000
	Paléocène		66.000.000
Crétacé			145.000.000
Jurassique			201.400.000
Trias			251.900.000

Tableau 1. Nomenclature stratigraphique utile pour la compréhension du texte qui suit (Extrait de la Charte Stratigraphique Internationale, version 2023/06). Le Tongrien, appellation qui apparaîtra également dans cet article, est un terme ancien de la stratigraphie du Tertiaire belge, dont la position est à la base du Rupélien. La transgression marine correspondante n'aurait duré que ~1 million d'années de ~34 à 33 Ma (Millions d'années).

dans le tableau 1 un extrait de la Charte Stratigraphique Internationale, version 2023/06, réduite aux principaux termes utilisés dans le présent voyage. On notera que le terme Tertiaire n'en fait pas partie; abandonné dans la terminologie stratigraphique officielle, il regroupe antérieurement les systèmes/périodes actuels du Paléogène et du Néogène.

3. Les hypothèses dans la littérature

Rappelons que l'Ourthe que nous appellerons ardennaise est la section de la rivière à l'amont de Hotton, y compris les deux Ourthes. La Mehaigne inférieure correspond pour sa part au tronçon qui coule du nord vers le sud à l'aval du coude de Braives.

3.1. L'hypothèse de J. Cornet

Cornet (1904) tente de recons-

tituer 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 Noisoux, 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 Noisoux, par la rivière de Barvaux... »... « Le Hoyoux (de Modave) a dû aussi couler vers la Hesbaye, et la Mehaigne inférieure marque probablement une partie devenue obséquente de son trajet [comprendre: à contre-sens de la pente actuelle]. » (Cornet, 1904, p. 343-344). A l'appui de son hypothèse d'un axe ancien Ourthe-Hoyoux-basse Mehaigne, Cornet (1904) invoque un travail de Lohest (1900) qui avait identifié des galets d'origine ardennaise dans les dépôts d'une grotte s'ouvrant dans le versant droit de la Mehaigne inférieure entre Moha et Huccorgne, la Grotte du Docteur. Toutefois, Lohest (1900) avait écrit : « ... les cailloux que l'on y rencontre proviennent d'anciennes alluvions du plateau, qui ont été déposées par un courant d'une direction différente... ». L'auteur désignait ainsi la nappe de cailloutis Onx (Oligocène supérieur continental?) qui tapisse le plateau de Hesbaye depuis Namur jusqu'à Liège, et non une Ourthe primitive venant du sud. La façon dont Cornet a utilisé l'information est donc inadéquate.*

3.2. Le modèle de J. de Heinzelin

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 Mehaigne formaient un

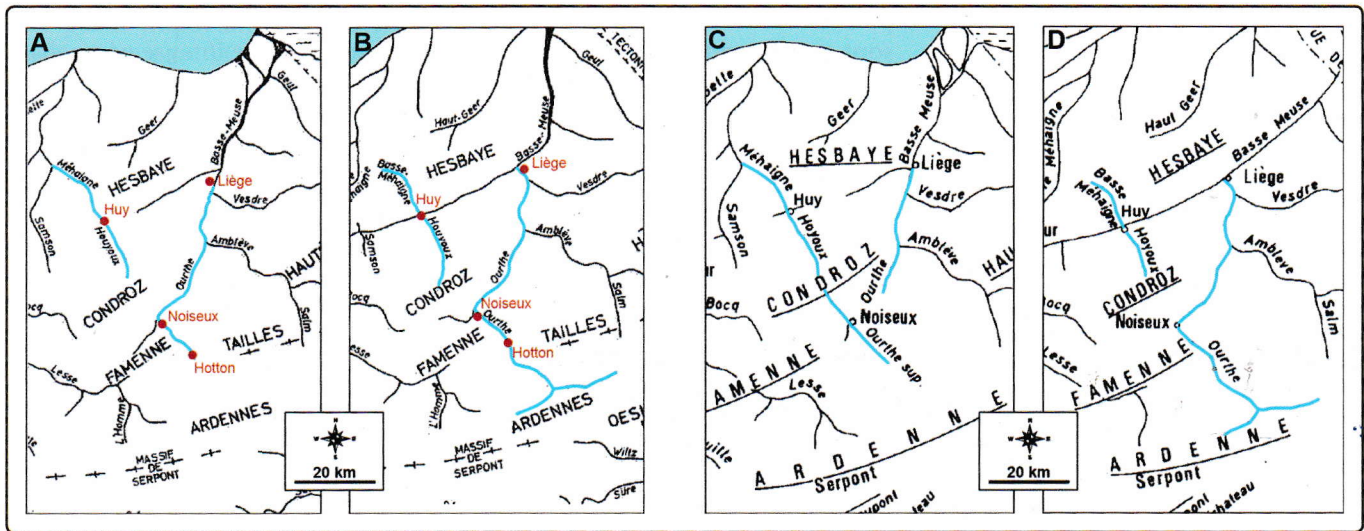


Figure 1. Extraits des cartes des bassins hydrographiques anciens de la Belgique et des régions voisines, selon Heinzelin (1963, avec ajouts) (A-B) et Laurant (1976) (C-D) à la fin du Miocène (A-C) et à la fin du Pliocène (B-D). Les traits bleus mettent en évidence les cours d'eau évoqués dans le présent travail.

cours d'eau unique à écoulement vers le NNO, mais n'y adjoint pas le cours de l'Ourthe ardennaise qui, selon lui, virait déjà au NE à Noisieux à l'époque (Fig. 1A). Par ailleurs, Heinzelin (1963) 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 (Fig. 1B). Pour lui, c'est donc depuis le début du Quaternaire que l'Ourthe présente son tracé actuel dans sa totalité. Toutefois, l'auteur ne donne aucune explication de ses choix.

3.3. Le modèle de Laurant (1976)

Quoiqu'avec certaines réserves eu égard au manque de témoins sédimentaires, Laurant (1976) reprend l'hypothèse précitée de Cornet qu'il matérialise sur la carte de Heinzelin légèrement remaniée (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 Noisieux ayant eu lieu seulement au Pliocène (Fig. 1D).

4. À la recherche de l'Ourthe primitive dans la paléogéographie ardennaise

Dans cette section, une brève présentation de l'évolution géologique et paléogéographique - parfois mal connue - de l'Ardenne

durant les époques successives des temps post-varisques (de 300 à 0 Ma) sert de cadre pour évaluer la possibilité d'y retrouver une éventuelle Ourthe ancestrale.

4.1. De 300 à ~247 Ma (Permien, Trias inférieur)

L'espace qui allait un jour accueillir une possible Ourthe-Mehaigne primitive a émergé de la mer au cours de l'orogénèse varisque (dite anciennement hercynienne),

qui a plissé et faillé le substrat ardennais et a élevé celui-ci en relief montagneux il y a ~300 Ma. La reconstitution des mouvements des plaques tectoniques au cours des temps indique qu'à ce moment, l'Ardenne se situait à une latitude équatoriale et dérivait vers les régions tropicales de l'hémisphère nord. C'est sous les conditions environnementales arides de cette zone traversée par l'Ardenne durant le Permien (300-252 Ma) que s'effectua une première réduction du



Figure 2. Limites communément admises des transgressions marines sur l'Ardenne durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. L'incertitude subsiste sur l'extension au SE vers l'Eifel de la transgression crétacée (en vert) et de la transgression oligocène (en olive), de même que sur le fait que cette dernière ait couvert la totalité du Condroz et de la Famenne. Les hachures oranges figurent la zone d'extension des sables continentaux du Thanétien supérieur (~58-56 Ma). Le trait d'axe rose localise l'axe de la dépression eifélienne N-S. Pour chaque ligne de littoral, l'indication d'époque est placée du côté d'où s'avancéait la mer.

relief varisque ardennais, accélérée en fin de cette période et au début du Trias. Puis, pendant les quelques millions d'années que dura le Trias inférieur (252-247 Ma), le sol s'affaissa au long de la dépression eifelienne N-S localisée juste à l'est de la frontière germano-belge et prolongée au SSO par le golfe de Luxembourg, laquelle dépression accueillit dans ce qui finit par devenir un bras de mer peu profond les matériaux de l'érosion du massif ardennais qui se poursuivait (Ribbert, 2010) (Fig. 2). Le réseau hydrographique qui drainait alors l'Ardenne centrale encore exondée et déjà largement aplanie – même si un relief de faible ampleur y subsistait localement (Junge, 1987) – se dirigeait probablement à l'est et au sud-est vers le niveau de base régional que constituait ce bras de mer.

4.2. De 247 à ~160 Ma (Trias moyen et supérieur, Jurassique inférieur et moyen)

A partir du Trias moyen (~247 Ma), et même si les témoins sédimentaires y sont très peu nombreux (Alexandre, 1976), la mer s'avança progressivement sur l'Ardenne d'est en ouest à partir de la dépression eifelienne puis, peu à peu, aussi à partir du sud-est puis du sud, l'inondation du massif atteignant un premier maximum à la fin du Trias (vers 210-200 Ma) (carte de M. Lucius, in Maubeuge, 1954; Ziegler, 1990). Quant au Jurassique inférieur et moyen (~200-~165 Ma), il a longtemps passé pour une période d'émersion de l'Ardenne. En effet, aucun dépôt jurassique n'y a jamais été observé. Toutefois, on avait remarqué que paradoxalement, les auréoles de dépôts marins jurassiques de Lorraine et jusqu'en Thiérache ne diminuaient pas d'épaisseur vers la bordure du massif, à hauteur de laquelle elles pouvaient encore être épaisses d'un total de plusieurs centaines de mètres, qu'elles correspondaient en outre à une sédimentation d'eau profonde et ne montraient aucune trace des sédiments terrigènes qu'aurait dû fournir l'érosion d'une Ardenne émergée. Des études récentes de dénudation ont confirmé ces doutes. Etudiant les traces de fission affectant des minéraux spécifiques, le

plus souvent l'apatite, ces études sont capables de modéliser l'histoire thermochronologique du massif – soit les variations de température que les roches ont connues en fonction de leur profondeur dans la croûte – et d'identifier les épisodes d'érosion et de sédimentation qui furent responsables des variations décroissantes ou croissantes de profondeur crustale des échantillons. Barbarand et al. (2018) sont ainsi arrivés à la conclusion que l'Ardenne, située entre les bassins de Paris et des Pays-Bas, avait effectivement été elle aussi couverte par les mers du Jurassique inférieur et moyen, lesquelles y avaient accumulé une couverture sédimentaire de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Pour ce qui concerne l'objet du présent article, il est ainsi à peine utile de préciser que cette couverture effaça complètement toute trace de ce qu'avait été le réseau hydrographique ardennais au cours du Permien et du Trias inférieur.

4.3. De ~160 à ~66 Ma (Jurassique supérieur, Crétacé)

Les aléas des mouvements des plaques à la surface du globe et des phases tectoniques de soulèvement ou d'affaissement qui en résultèrent pour l'Ardenne y changèrent le tableau à partir du Jurassique supérieur (~160 Ma). A ce moment, la phase tectonique dite cimmérienne provoqua un soulèvement en bombement du massif qui se trouva dorénavant et pour une durée de l'ordre de 60 à 70 Ma (à peu près jusqu'à la fin du Crétacé inférieur) en position continentale. L'Ardenne approchait alors des latitudes méditerranéennes et, en dépit de possibles brefs épisodes de refroidissement relatif, le climat se réchauffait considérablement tout au long de cette période, dépassant probablement 30°C de température globale moyenne à la fin du Crétacé inférieur vers 100 Ma (à comparer avec la valeur actuelle de ~17°C) (Mills et al., 2019; Landwehrs et al., 2021).

Ce climat très chaud fut aussi suffisamment humide dans nos régions pour y créer un paysage spécifique, la «surface d'érosion» (Demoulin et al., 2018). Température et humidité conjointement éle-

vées permettaient en effet une altération chimique intense généralisée du bedrock, dégradant les roches ardennaises à partir de la surface en un épais manteau meuble d'argile et sable kaoliniques. Les dépôts de matière – et donc l'érosion de l'Ardenne – se faisaient alors en solution (parfois jusqu'à concurrence de 70%) et par des processus d'érosion, de type ruissellement diffus à la surface du sol. Dit simplement, l'érosion n'était alors pas guidée par l'incision des rivières menant à un paysage plus ou moins accidenté ou vallonné comme celui de l'Ardenne actuelle mais par un abaissement de l'ensemble de la topographie régionale qui s'égalisait progressivement au fil des millions d'années à la surface du manteau d'altération, dont l'épaisseur pouvait dépasser 100 m. Le résultat en était – à l'image de ce qu'on observe dans les régions intertropicales actuelles du globe – une surface d'érosion, vaste surface topographique souvent remarquablement plane et (sub)horizontale (pentes ≤ 2 m/km). Un tel régime morphogénique perdurant pendant 70 Ma n'eut aucune peine à éliminer la couverture jurassique et à aplanir complètement le socle paléozoïque du massif. Le réseau hydrographique qui se développa sur celui-ci au Crétacé inférieur fut probablement essentiellement radial depuis le cœur du massif vers ses marges.

Mais, avec le Crétacé supérieur et l'élévation du niveau marin global, la mer envahit à nouveau l'Ardenne (plane et de faible altitude) depuis le nord, mais seulement partiellement cette fois, se limitant à l'Ardenne du NE et au Condroz oriental (Fig. 2). De 85 à 65 Ma, elle y accumula une couverture principalement crayeuse dont l'épaisseur, de l'ordre de 250 m au nord du Pays de Herve, n'aurait plus été que d'une bonne cinquantaine de mètres dans les Hautes Fagnes, qui restaient alors un des rares reliefs dominant de quelques dizaines de mètres la surface d'érosion (Albers & Felder, 1979; Bless et al. 1990). Encore une fois, le réseau hydrographique du Crétacé inférieur fut désormais perdu dans les régions inondées mais on notera que quel qu'il fût, il fut épargné en Ardenne centrale et sur

une partie importante de la région parcourue par l'Ourthe actuelle. Cependant, la proximité des rivages marins au NNE du massif orientait probablement les rivières dans cette direction et était donc peu favorable à un écoulement au NO tel que celui de l'actuelle Ourthe ardennaise.

4.4. De ~66 à 33 Ma (Paléocène, Eocène)

Après le retrait de la mer crétacée de l'Ardenne, une nouvelle période de ~30 Ma s'ouvrit pendant laquelle l'Ardenne centrale et la région occupée par l'actuel bassin de l'Ourthe restèrent à nouveau continûment en position continentale sous un climat toujours chaud et humide propice à la reprise d'une profonde altération chimique du socle ardennais et l'établissement de nouvelles surfaces d'érosion. En fonction des déformations tectoniques subies par l'Ardenne entre les époques d'altération/planation, les surfaces d'érosion qui se formèrent successivement prirent des inclinaisons variables, se recoupant ou se remplaçant localement. Leur différenciation se fait donc, outre sur des critères géométriques, sur la base des dépôts d'âges différents qui les recouvrent respectivement. Ainsi, la surface façonnée au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur fut recouverte par les dépôts de la mer du Crétacé supérieur et porte donc le nom de surface pré-sénoniennne, du nom du groupe de formations crétacées ayant recouvert le nord du massif (Fig. 3). De même, la surface se formant durant l'Eocène (~56-34 Ma) et nivelant le Condroz, le flanc nord de l'Ardenne NE ainsi que leur avant-pays hesbignon et hervien, est qualifiée de pré-oligocène (anciennement aussi pré-tongrienne) parce qu'elle sera ultérieurement enfouie sous les dépôts de la transgression marine de l'Oligocène inférieur (Demoulin, 1995).

Ayant disposé de plus de 25 millions d'années pour parfaire sa morphologie, la surface pré-oligocène s'est considérablement étendue, adoptant une faible pente (1 à 2 m/km) dirigée vers les littoraux situés à l'ouest et au nord-ouest au temps de sa formation. Comme à ce moment un premier épisode de surrection avait affecté l'Ardenne,

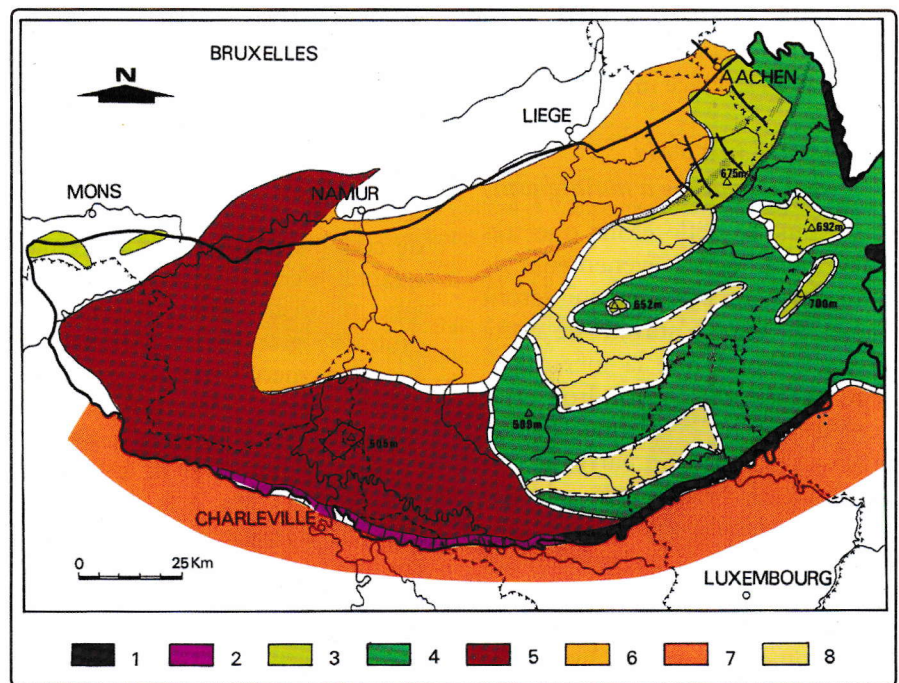


Figure 3. Carte des surfaces d'érosion en Ardenne-Eifel (d'après Demoulin, 1995). 1 = surface pré-triasique; 2 = surface post-hercynienne; 3 = surface pré-sénoniennne; 4 = surface daniennne; 5 = surface éocène (ou sélandienne); 6 = surface pré-oligocène (ou pré-tongrienne); 7 = surface oligo-miocène du bassin de Paris; 8 = bassins d'aplanissement locaux miocènes. Une zone de flexure est figurée en pointillé.

l'érosion, après avoir évacué la couverture essentiellement crayeuse abandonnée par la régression de la mer crétacée, attaqua ensuite la marge nord du socle paléozoïque de l'Ardenne, la nouvelle surface rongant progressivement le cœur du massif, et elle développa ainsi un escarpement séparant cette surface des surfaces anciennes plus élevées d'Ardenne centrale, et en particulier de la surface daniennne formée au tout début du Cénozoïque (Fig. 3). Lorsque la surface pré-oligocène était en cours d'élaboration, donc **dès avant** la transgression oligocène, les rivières parcourant l'Ardenne centrale surélevée dans la région de La Roche (correspondant à la surface daniennne) trouvaient un niveau de base local au pied de cet escarpement bordier; on peut donc parfaitement admettre que le tronçon Nadrin-Hotton de l'Ourthe ardennaise actuelle, dirigé N50°O, exista dès cette époque, voire également l'axe OSO-ENE des deux Ourthes. Au-delà de Hotton toutefois, si la rivière poursuivait son cours en gardant le même cap qui la menait directement aux rivages éocènes brabançons, elle s'éloignait rapidement à l'ouest sans emprunter le cours éventuel d'un ancien Hoyoux-Mehaigne orienté

pour sa part N25°O (Fig. 4). Redisons pour terminer que si nous faisons ici l'hypothèse que le cours ardennais de l'Ourthe serait hérité de l'Eocène plutôt que du Crétacé inférieur (éventualité également a priori plausible puisque l'Ardenne centrale ne fut plus jamais inondée depuis le Jurassique moyen), c'est essentiellement en raison de la localisation différente des niveaux de base vers lesquels la rivière tendit aux deux époques. Cette localisation (orientation et proximité) était

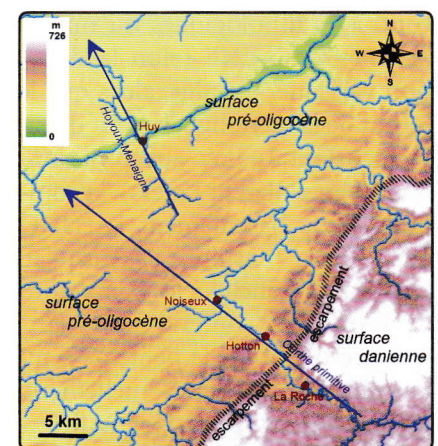


Figure 4. La surface d'érosion pré-oligocène d'après Demoulin (1995) et la disposition probable avant la transgression oligocène de l'Ourthe primitive (notre hypothèse) et d'un possible Hoyoux-Mehaigne *sensu* de Heinzelin (1963).

compatible à l'Eocène avec la direction N50°O de l'Ourthe ardennaise, mais pas au Crétacé inférieur.

4.5. De 33 à 0 Ma (de l'Oligocène à maintenant)

Nous ne déflorerons que très brièvement ici les événements de cette dernière période, qui feront l'objet du voyage suivant de notre Odyssée. Après que la mer oligocène eut envahi le Condroz et la bordure NE de l'Ardenne (Fig. 2) puis s'en fut retirée, à partir de ~33 Ma donc, la couverture sableuse qu'elle y avait abandonnée fut rapidement déblayée et la région connut dorénavant un régime continental qui dure encore à ce jour. Même si, à ce moment, le réseau hydrographique condruzien pré-oligocène aurait éventuellement pu être remis au jour et réactivé, trois facteurs concoururent à l'effacer, correspondant aux conditions nouvelles suivantes: (i) désormais les littoraux oligo-miocènes les plus proches de l'Ardenne étaient situés au NNO du massif; (ii) la subsidence de la Baie de Cologne, et en particulier du graben de la Roer appuyé au NE sur l'Ardenne s'accélérait et créait un nouveau niveau de base susceptible d'aspirer au NE une partie du réseau hydrographique du massif; (iii) l'Ardenne commençait à se soulever d'une façon géologiquement sensible, causant l'incision progressive des vallées dont un certain remaniement du plan allait résulter de la mise au jour des contrastes lithologiques du massif, orientés OSO-ENE selon la direction varisque. De plus, alors que le retrait de la mer oligocène fut d'origine eustatique (liée aux variations du niveau global des mers), la composante de basculement au NNO qui affecta ensuite, et jusqu'au Quaternaire inclus, le flanc nord de l'Ardenne, conférant à la surface pré-oligocène la pente de 6 m/km qu'elle y montre actuellement, put également participer à déterminer l'orientation alors adoptée par les axes initiaux de drainage du Condroz. Nous découvrirons ce qui résulta pour l'Ourthe de ces nouvelles conditions dans un prochain article.

5. Conclusion

En l'absence de tout témoin sédimentaire connu, si on souhaite retrouver d'éventuelles traces d'un ancêtre de l'Ourthe, seules les observations relatives au plan du réseau hydrographique actuel et de certains de ses éléments remarquables peuvent être confrontées aux reconstitutions paléogéographiques régionales où l'Ardenne fut successivement émergée ou inondée au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Commencé à 300 Ma, l'itinéraire temporel de cet article s'arrête à 33 Ma, à la veille de la dernière transgression marine qu'a connue le massif. A ce moment, le cours ardennais de l'Ourthe, de ses sources à Hotton, était déjà en place, installé dès l'Eocène, il y a de 40 à 50 Ma, sur la surface danienne du cœur du massif que la rivière drainait vers les rivages brabançons de l'époque, vraisemblablement sans emprunter l'axe du Hoyoux. Cette nouvelle hypothèse vieillit ainsi l'âge de ce qu'on peut appeler l'Ourthe primitive, propose d'y inclure l'axe des deux Ourthes et, par ailleurs, n'apporte aucune démonstration convaincante en faveur de l'hypothèse de Cornet et Laurant d'une Ourthe-Mehaigne ancienne, en tout cas avant 33 Ma. Le prochain voyage de notre odyssée considérera notamment si cela fut éventuellement possible par la suite et comment le cours de la rivière s'orienta un jour au NE à partir de Noiseux.

Bibliographie

- Albers H., Felder W., 1979. Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton-Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). In: Wiedmann, J. (Ed) *Aspekte der Kreide Europas*, International Union of Geological Sciences, A (6): 47-84.
- Alexandre J., 1976. Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement. In Pissart A. (Ed.) *Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar*, Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège, Liège, pp. 75-92.
- Barbarand J., Bour I., Pagel M., Quenel F., Delcambre B., Dupuis C. & Yans J., 2018. Post-Paleozoic evolution of the northern Ardenne Massif constrained by apatite fission-track thermochronology and geological data. *BSGF – Earth Sciences Bulletin*, 189, 16, doi: 10.1051/bsgf/2018015
- Bless M., Demoulin A., Felder P., Jagt J. & Reyniers J., 1990. The Hautes Fagnes area (NE Bel-

gium) as a monadnock during the Late Cretaceous. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113, 75-101.

Cornet, J., 1904. Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Annales de la Société géologique de Belgique*, XXXI : M 261-500.

Demoulin A., 1995. Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 573-585.

Demoulin A., Barbier F., Dekoninck A., Verhaert M., Ruffet G., Dupuis C. & Yans J., 2018. Erosion Surfaces in the Ardenne-Oesling and Their Associated Kaolinic Weathering Mantle. In Demoulin A. (Ed.) *Landscapes and landforms of Belgium and Luxembourg*, Springer Int.: Publ., Cham, pp. 63-84.

Heinzelin de 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.

Junge H., 1987. Der Einfluss von Tektonik und eustatischen Meeresspiegelschwankungen auf die Ausbildung der Reliefgenerationen im Norden der Eifeler Nord-Süd-Zone. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 65, 35-84.

Juvigné E., Houbrechts G., Marion J.-M. et Van Campenhout J., 2024. L'Odyssée de l'Ourthe : premier voyage, le décor. *Hautes Fagnes*, 334 : 11-15.

Landwehrs J., Feulner G., Petri S., Sames B. & Waigreich M., 2021. Investigating Mesozoic climate trends and sensitivities with a large ensemble of climate model simulations. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36/6, e2020PA004134.

Laurant A., 1976. La formation du réseau hydrographique de la Belgique. In Pissart A. (Ed.), *Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar*, Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège, Liège, pp. 29-50.

Lohest M., 1900. De l'origine de la vallée de la Meuse entre Namur et Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 27 : 114.

Maubeuge P., 1954. Le Trias et le Jurassique du sud-est de la Belgique. In Fourmarier P. (Ed.), *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Société géologique de Belgique, Liège, pp. 385-416.

Mills B., Krause A., Scotese C., Hill D., Shields G. & Lenton T., 2019. Modelling the long-term carbon cycle, atmospheric CO₂, and Earth surface temperature from late Neoproterozoic to present day. *Gondwana Research*, 67, 172-186.

Ribbert K.H., 2010. Geologie im Rheinischen Schiefergebirge. Teil 1: Nordeifel. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 185 p.

SPW (2021). *Carte topographique, Relief de la Wallonie*. Service Public de Wallonie. Géoportail de la Wallonie.

Ziegler P., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Edition, Shell Internationale Petroleum Mij. B.V. & Geological Society, London, 239 p.

<https://geoportail.wallonie.be/walonmap#BBOX=225220.1572110043,228448.28650856545,106490.14519836754,107997.90073237754>

Carte géologique de la Belgique : carte Champlon-La Roche, 187 : 1 et 2, Stainier (1896). Carte géologique de la Belgique : carte Huy-Nandrin, 146, planchettes 3-4

Carte géologique de Wallonie : carte Huy-Nandrin, 48/3-4, Mottequin B. & Marion J.M. (2012).