

Influences néotectoniques sur la géomorphologie de la région de Huy : le méandre de Leumont et la butte d'Ombret

Thomas DEWEZ

Résumé

La géomorphologie de la région de Huy est profondément marquée par l'activité néotectonique de failles normales d'orientation NNO-SSE. Deux d'entre elles, l'une située à Ombret et l'autre à Statte ont engendré deux morphologies très curieuses : le méandre en baïonnette d'Ombret et le double méandre de Leumont et de Statte — Ahin. Le rétrécissement soudain et de plus en plus marqué au fil du temps de la vallée de la Meuse à Ombret vient du soulèvement d'un bloc de l'écorce terrestre situé à l'est du méandre. Le début de l'activité de cette faille est contemporain de la terrasse de la Meuse qui couvre le sommet de la butte d'Ombret.

Entre Wanze et Antheit, la Meuse décrivait précédemment un méandre très resserré et aujourd'hui abandonné, le méandre de Leumont. La formation de ce méandre est contemporaine de la terrasse mosane du mont Falhisse entre Antheit et Huy culminant à 90 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle de la Meuse. L'abandon du méandre date très probablement de la dernière phase d'encaissement de la Meuse. A Statte, cette dernière phase d'encaissement serait antérieure ou contemporaine de la dernière période glaciaire.

Mots-clés

néotectonique, nivellement de précision, Huy, méandre d'Ombret, méandre de Leumont

Summary

The geomorphology of the region of Huy is profoundly marked by the neotectonic activity of NNW-SSE striking normal faults. Two of them, one situated at Ombret, and the other at Statte, yield two curious morphologies : the bayonet-shaped meander of Ombret and the double meander of Leumont and Statte—Ahin. The sudden and progressive narrowing of the valley at Ombret results from the uplift of a tectonic bloc situated to the east of the meander. The Quaternary activity of this fault started when the Meuse was flowing on the top of Ombret hill.

Between Wanze and Antheit, the Meuse drew a short meander, the abandoned meander of Leumont. The formation of that meander was contemporaneous with the terrace covering the so-called "mont Falhisse", a hill culminating at 90 m above the Meuse's alluvial plain level, between Antheit and Huy. The abandonment of the meander dates back to the last erosion phase of the Meuse. In Statte, that last erosion phase could probably be older than or contemporaneous with the last glacial period.

Keywords

neotectonics, precision levelling, Huy, meander of Ombret, meandre of Leumont

I. LE MEANDRE D'OMBRET

La Meuse décrit, à hauteur d'Ombret (Fig. 1), un méandre en baïonnette qui n'a, a priori, guère de raison d'être. Pourtant, après analyse, il apparaît que cette morphologie est étroitement associée à l'activité tectonique quaternaire de la région de Huy.

Ce qui frappe, dans la morphologie de ce méandre, c'est d'y observer une butte qui barre largement la vallée (Fig. 2) et ne laisse à la Meuse qu'un étroit goulot pour poursuivre son chemin vers le NE. Cette butte a été isolée du versant sud par l'érosion convergente de la Meuse et du petit ruisseau du Fond d'Ohe (Fig. 2) qui descend du Condroz (Stainier, 1926).

Fig. 1 - Carte de la région de Huy.

l.A. Bxl. : Bruxelles, Lg. : Liège, N. : Namur. 1. B. Charb. Mals. : Charbonnage de Malsemaine, Mt Falh : Mont Falhisse, Acc. Niv. : Accident de nivellement relevé par Demoulin et al. (1992) et Dewez (1997), B.O. : Butte d'Ombret, Pb-Zn. : gisement plombo-zincifère de Flône. Le trait pointillé autour de Leumont indique le tracé du méandre abandonné de la Meuse. Le cadre indique la position de la figure 2.

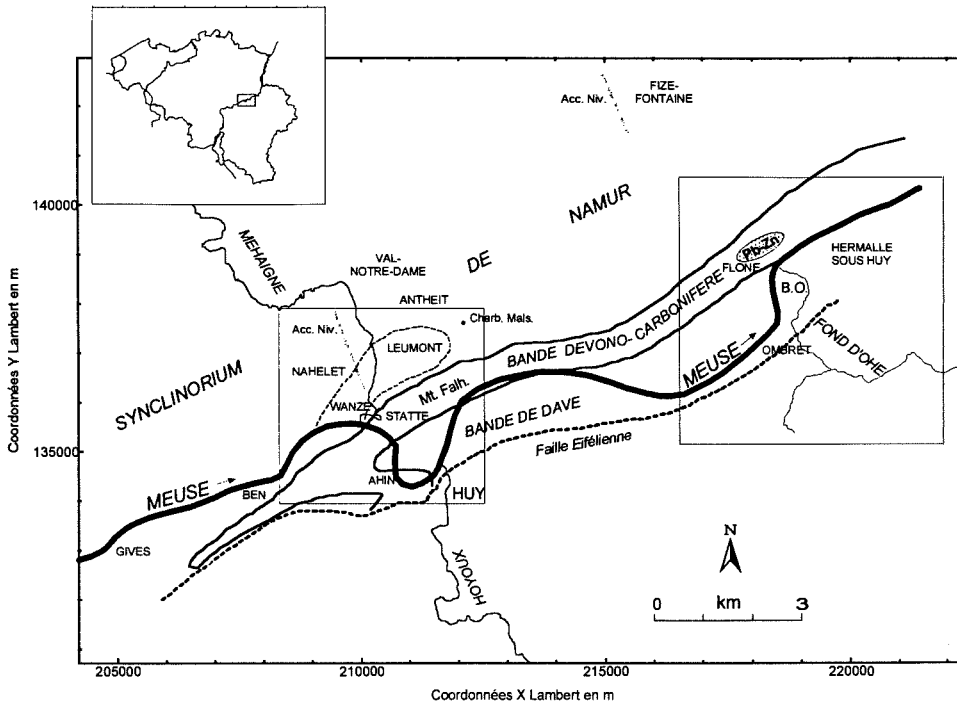
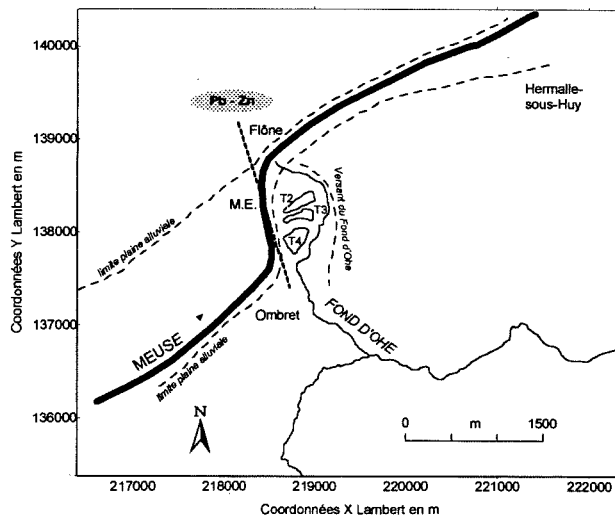


Fig. 2 - Carte détaillée du méandre d'Ombret.

T2, T3 et T4 indiquent la position des terrasses du niveau correspondant relevé par Clairbois (1958) sur la butte d'Ombret. M.E. : Maison des éclusiers de Flône. Pb-Zn. : gisement plombo-zincifère de Flône. Le trait pointillé entre Flône et Ombret indique la position probable de la faille active.



La colline d'Ombret (Fig. 2), parfois qualifiée de colline 118 (Michot, 1969) en raison de l'altitude de son sommet, est recouverte d'un dépôt de cailloutis de terrasse de la Meuse. Clairbois (1958) rangeait ce dépôt de terrasse dans le niveau alluvial T4, niveau dit de la "terrasse principale" (Macar, 1938). Nous ne nous étendrons pas sur la validité de ce raccord (Dewez, 1997), mais pour simplifier le discours nous utiliserons cette dénomination. La butte voit également deux autres niveaux de terrasses, attribués par Clairbois (1958) respectivement aux niveaux alluviaux T3 et T2, s'élever sur son flanc nord (Fig. 2).

Géologiquement, la vallée de la Meuse se développe, entre Huy et Engis dans la bande de Dave (Fig. 1), entre la faille eifélienne d'orientation NE-SO située au Sud, et le flanc sud du synclinorium de Namur au Nord (Fig. 1). Le fleuve y est encaissé principalement dans les roches schisteuses et quartzophylladeuses du siluro-ordovicien de la Bande ch Dave et les calcaires bordant le synclinorium de Namur (Fig. 1).

A. L'âge du méandre

La question principale qu'il faut résoudre consiste à expliquer pourquoi la plaine alluviale de la Meuse, large de près d'un kilomètre en amont du méandre, n'a plus que 200 mètres à l'aval de la colline d'Ombret (Fig. 2). Mais nous allons d'abord tenter de dater le rétrécissement de la vallée. D'un point de vue lithologique, rien ne permet de justifier le tracé en baïonnette ni le rétrécissement évoqué. Les bancs siluro-ordoviciens et les bancs carbonatés du Dévono-Carbonifère se prolongent identiquement de part et d'autre (Fig. 1). La résistance différentielle des roches n'est donc pas responsable du rétrécissement soudain de la vallée.

A partir de l'altitude de 118 m, la Meuse a laissé sur le sommet de la butte un dépôt de cailloutis témoignant de l'ancienne largeur de sa plaine alluviale. Au moment du développement de cette plaine alluviale, les versants étaient quasiment rectilignes et ne montraient aucune déviation (Fig. 3). Lors de la phase d'encaissement suivant le niveau alluvial T4 (Clairbois, 1958), la Meuse commence à contourner la butte d'Ombret par le Nord. Le niveau de terrasse T3 (Clairbois, 1958) (Fig. 3) abandonnée sur le flanc de la butte en témoigne. Lors des phases suivantes d'érosion, la Meuse s'encaisse encore davantage vers le Nord et, en aval du méandre, la largeur de sa plaine alluviale diminue progressivement. Il apparaît donc que le méandre d'Ombret soit postérieur à la formation de la terrasse T4 (Clairbois, 1958).

On peut tenter de dater cette terrasse en nous référant au modèle chronostratigraphique des terrasses de la Meuse à Maastricht développé par Van den Berg (1996) via les

profils de terrasse revus par Pissart et al. (1997) en amont de Liège. Le lambeau aurait un âge de 955 ka (55 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle). Le lambeau T3, situé à 35 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle, sur le flanc N de la colline, remonterait quant à lui à 780 ka.

B. Les causes possibles de formation du méandre

1. Le cône alluvial du Fond d'Ohe

On pourrait penser que le petit ruisseau du Fond d'Ohe soit susceptible d'avoir constitué un cône de déjection à l'endroit de sa confluence avec le fleuve et d'avoir ainsi progressivement repoussé la Meuse vers le Nord (Fig. 2). Mais cette hypothèse ne résiste pas à la critique.

Comparons les confluences du Hoyoux et du Fond d'Ohe avec la Meuse (Fig. 1). Les roches rencontrées y sont de résistance voisine, bien que les schistes à la confluence du Hoyoux soient plus tendres que les quartzophyllades d'Ombret. Le Hoyoux est très probablement responsable de la déviation de la Meuse vers le Nord à hauteur de sa confluence, mais l'ampleur de cette déviation n'est que de quelques centaines de mètres alors que celle qu'on imputerait au Fond d'Ohe est de près d'un kilomètre. D'autre part, la superficie du bassin-versant du Hoyoux est bien plus importante que celle du Fond d'Ohe. La capacité de transport de matériel caillouteux de dimension importante de ce dernier est donc plus limitée.

Pour pouvoir dévier la Meuse de son tracé naturel, il faut de toute façon que le cône de déjection responsable soit très important or, à l'embouchure du Fond d'Ohe, aucune trace de cône alluvial n'est visible ni sur les photos aériennes ni sur le terrain.

Plusieurs kilomètres en aval de la confluence du Fond d'Ohe, la Meuse reste encore enserrée dans une étroite plaine alluviale (Fig. 2). Si même le cône de déjection du Fond d'Ohe devait avoir eu une influence locale sur le développement du méandre, celle-ci est nettement appuyée par un phénomène extérieur d'ampleur régionale qui maintient la Meuse le long du versant N de sa vallée.

Dans cet ordre d'idées, la reprise d'activité d'une faille pourrait parfaitement justifier la modification de morphologie de la vallée de la Meuse.

2. Activité d'une faille

Pour étayer cette hypothèse, il convient d'abord de démontrer l'existence de cette faille et ensuite d'en prouver l'activité.

Fig. 3 - Schéma du développement du méandre d'Ombret.

A l'époque 1, au moment de l'épisode alluvial T4, la Meuse divaguait librement dans sa vallée. A l'époque 2, la rivière s'encaisse dans la terrasse T4 isolant le lambeau sur le versant SE. Le croquis 3 reprend la situation actuelle où la vallée est étranglée par un goulot à hauteur de la butte d'Ombret (B.O.).

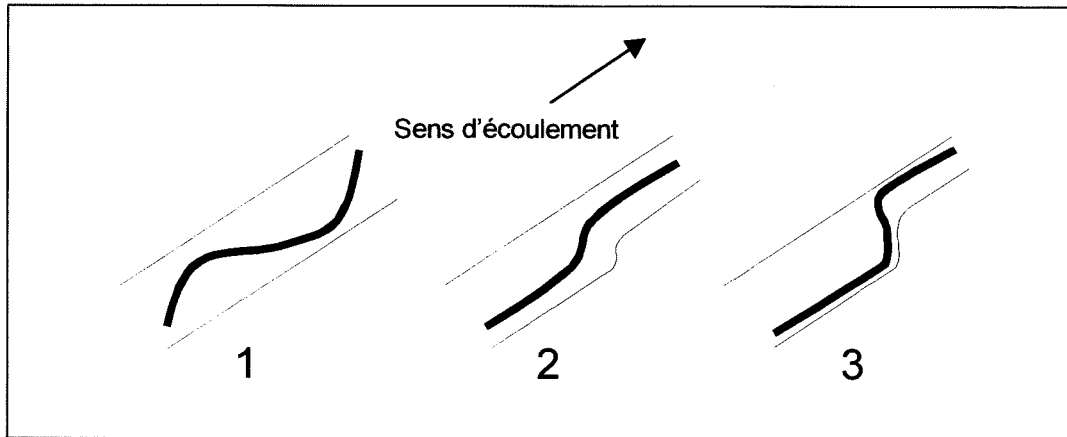
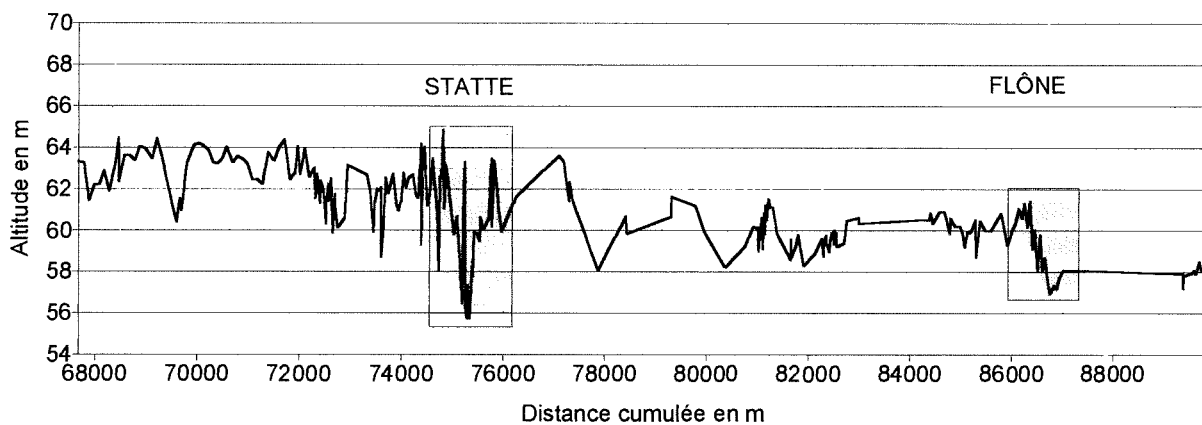


Fig. 4 - Profil longitudinal du bedrock sous la plaine alluviale actuelle de la Meuse entre Gives et Hermalle-sous-Huy. Les deux rectangles grisés indiquent la localisation des dépressions trahissant le passage d'une faille active à Statte et à Flône (Ombret).



D'un point de vue structural, la région de Huy est marquée par deux séries importantes de structures tectoniques héritées du plissement varisque (Fig. 1) : la faille eifélienne et ses ramifications ont une orientation moyenne SO-NE et un faible pendage vers le Sud, tandis que des failles de direction NNO-SSE ont un pendage subvertical. Cette famille de failles est probablement issue d'une phase tardive du plissement hercynien (Demoulin et Ek, 1995).

Après une étude détaillée du champ de contraintes régional, Delvaux (1997) signalait que les structures orientées NNO-SSE étaient susceptibles d'être réactivées sous l'influence de l'ouverture de la baie du Rhin inférieur. Celle-ci imprime aux régions avoisinantes un régime en extension en gardant le jeu normal de ces structures. Pour le cas qui nous occupe, ce seront donc les failles qui suivent une orientation NNO-SSE qui retiendront particulièrement notre attention.

Dans la région de Huy, Vandenven (1977) renseignait, suite à l'analyse d'une image satellitaire, qu'une concentration de linéaments apparaît parallèlement à la direction suivie par l'Ourthe supérieure, le Hoyoux et la basse Meuse (Fig. 1). Ceux-ci semblent associés, sur le terrain, à des concentrations linéaires de diaclases accompagnées de place en place de gisements plombo-zincifères qui soulignent leur présence. Or, à Flône (Fig. 2), dans le prolongement nord du méandre d'Ombret, se trouve un gisement plombo-zincifère qui fut exploité industriellement pendant de nombreuses années.

L'existence de structures géologiques favorables à une réactivation est aussi rapportée par Hance et Vandenven (in Welter, 1988). Ceux-ci indiquent qu'il existe un décrochement dextre d'environ 200 mètres entre les limites des complexes schisteux et quartzophylladeux (Fig. 2) reconnus, d'une part, dans l'affleurement du versant ouest de la butte d'Ombret et, d'autre part, par les sondages géologiques superficiels exécutés dans le lit de la Meuse. D'après eux, la faille responsable de ce déplacement suit une direction approximativement NNO-SSE et court au pied du flanc ouest de la butte d'Ombret.

Sur base des mêmes sondages que Hance et Vandenven (in Welter, 1988), nous avons reconstitué le profil longitudinal du sommet du bedrock sous la plaine alluviale actuelle de la Meuse (Fig. 4). Ce profil montre au droit de la Maison des Eclusiers de Flône (Fig. 2) un approfondissement remarquable de la roche en place (Fig. 4). Celui-ci est plus que probablement imputable à la reprise d'activité de la faille décelée par Hance et Vandenven. Cette activité est donc postérieure à la dernière phase d'érosion de la Meuse.

En plus de cette activité indubitablement récente, la comparaison analytique des nivellements de précision (Demoulin et al., 1992 ; Dewez, 1997) a montré coup sur coup une rupture anormale des profils de comparaison dans le prolongement NNO du méandre d'Ombret (Fig. 1). Celle-ci a été interprétée comme la matérialisation du passage d'une faille au travers de la ligne de nivellement. Cette dernière observation plaide donc en faveur d'une activité actuelle de la faille découverte.

C. La formation probable du méandre d'Ombret

Le champ de contraintes régional dans lequel s'inscrit l'effondrement de la baie du Rhin inférieur (Delvaux, 1997) donne lieu à un régime distensif. Les failles préférentiellement réactivées par ces contraintes sont orientées au NNO-SSE et jouent en failles normales. Si on pose l'hypothèse que la faille qui existe au pied de la butte d'Ombret a un pendage ouest, on peut très facilement expliquer le rétrécissement de la vallée en aval de la butte par le soulèvement du bloc à l'est du méandre.

Cherchant à rétablir un profil d'équilibre, la Meuse s'est donc encaissée verticalement dans ce bloc sans avoir le temps d'y élargir davantage sa plaine alluviale. Ce phénomène se serait produit dès l'encaissement de la Meuse dans la terrasse de l'épisode T4.

En plus d'un déplacement vertical relatif du bloc E, il est nécessaire de faire intervenir une composante de basculement vers le nord ou le NNO dans le mouvement. Son influence permettrait d'expliquer le confinement de la vallée le long du versant nord sur plusieurs kilomètres en aval du méandre d'Ombret, la relative rectilinéarité du cours de la Meuse sur ce tronçon et aussi la curieuse forme du versant E (Fig. 2) du ruisseau du Fond d'Ohe à peu ± distance de son embouchure. Ce dernier est en effet recourbé sans raison apparente vers l'amont du fleuve, donnant un angle de confluence obtus.

Pour l'instant, nous n'avons pas pu déterminer si la surrection relative du bloc E s'est réalisée via des tremblements de terre ou des déplacements asismiques (connus sous le nom de fault-creep). Il faut néanmoins que le phénomène présente une certaine continuité dans le temps car la vallée devient systématiquement plus étroite en aval du méandre au fur et à mesure de l'encaissement de la Meuse dans ses terrasses. Dans le cas de tremblements de terre, il faudrait qu'ils se présentent de manière cyclique pour contrarier constamment le profil longitudinal de la Meuse et l'empêcher d'élargir sa plaine alluviale.

II. LE MEANDRE DE LEUMONT

A. Introduction

Le méandre de Leumont, situé à Wanze au nord de Huy (Fig. 1), est un méandre abandonné par la Meuse (Fourmarier, 1907). Il se prolongeait par l'actuel méandre de Statte - Ahin (Fig. 1) en amont de Huy.

La Meuse s'écoule d'abord dans les schistes et les grès du Namurien avant de franchir, à Statte, une suite anticlinal / synclinal de faible envergure déversée vers le N (Fig. 1). Celle-ci plisse le flanc sud du synclinorium de Namur constitué de roches dévono-carbonifères. Le cœur de l'anticlinal est composé de schistes aréniens (Michot, 1932) particulièrement friables. Au-delà de Huy, la Meuse poursuit son chemin dans les roches siluro-ordoviciennes de la bande de Dave (Fig. 1) (voir supra).

Le double méandre de Leumont et de Statte dessine une forme de S inversé (Fig. 1) extrêmement curieuse. Décrivant une première courbe vers le NE, la Meuse revenait parallèlement vers l'amont avant de franchir, à Statte, la bande calcaire qui confinait le méandre 11 Leumont dans le Namurien. Nous nous sommes attaché à expliquer le tracé d'un aussi curieux méandre, à préciser l'époque de son apparition et à évaluer le moment de son abandon par la Meuse.

B. L'époque de sa formation

L'examen des terrasses de la Meuse recensées par Clairbois (1958) montre qu'au moment où la Meuse parcourait la plaine alluviale surmontant le Mont Falhisse (Fig. 1), entre Huy et Wanze, le méandre de Leumont n'était pas encore imprimé dans la morphologie. Cette terrasse du Mont Falhisse culmine aujourd'hui à 160 m d'altitude, soit 85 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle et sépare le méandre abandonné de la Meuse actuelle. Après cet épisode, la Meuse s'est encaissée de part et d'autre de cette étroite crête de calcaire pour amorcer son tracé en S inversé. A titre indicatif, le modèle chronostratigraphique des terrasses de la Meuse de Van den Berg (1996), rejoint par les profils de terrasses revus par Pissart et al. (1997), fournit un âge probable de 1,7 Ma au lambeau du Mont Falhisse.

C. Un méandre de la Meuse ?

Jusqu'à une altitude d'environ 110 m, il s'agit en effet d'un grand méandre formé par la Meuse. La vaste terrasse de Nahelet (Fig. 1) et les lambeaux disposés en arc de cercle autour du thalweg de Leumont, la nature lithologique et la taille des sédiments qui s'y trouvent ne laissent aucun

doute à cet égard. Cette altitude de 110 m correspond approximativement à l'altitude de la base de la terrasse de Nahelet (Fig. 1) (Dewez, 1997) et semble contemporaine de la terrasse sommitale de la colline de Leumont qui culmine à une altitude de 120 m.

En dessous de cette cote, deux cours d'eau sont susceptibles d'avoir façonné le méandre : la Mehaigne et la Meuse. Deux arguments plaident en faveur d'une érosion de la Mehaigne. L'étroit défilé, d'à peine 200 mètres, qui sépare le pépin de Leumont de la Crête du Mont Falhisse, semble trop exigu pour relever d'une origine mosane. En effet, on ne retrouve nulle part en amont le long de la Meuse des versants aussi rapprochés. Par ailleurs, la géométrie du méandre laisse très peu de place pour un hypothétique pédoncule joignant les coteaux de Ben-Ahin et le pépin, si l'on admettait l'origine mosane du méandre. Néanmoins d'autres observations réfutent ces arguments. La Mehaigne, par exemple, ne décrit dans le Paléozoïque que des méandres d'ampleur plus restreinte, sans commune mesure avec celui de Leumont.

D'autre part, il est impossible de justifier la formation du méandre de Statte - Ahin (Fig. 1) dont le rayon $c /$ courbure est anormalement court, sans faire intervenir le méandre abandonné de Leumont. Le méandre de Statte - Ahin est encaissé dans les roches les plus résistantes de l'anticlinal de Lovegnée (Fourmarier, 1907) alors que des schistes aréniens (Michot, 1932) particulièrement tendres affleurent au cœur du méandre et sont situés sur le tracé le plus rectiligne entre les tronçons amont et aval \pm la Meuse. La rivière aurait eu beaucoup plus de facilité à s'y encaisser plutôt que d'imprimer un méandre à très court rayon de courbure dans les roches les plus dures. Pour expliquer cette situation, la Meuse doit nécessairement avoir parcouru au préalable le thalweg de Leumont.

Le versant d'Ahin porte encore imprimée la forme qui témoigne de son ancienne position de rive concave alors qu'il se retrouve actuellement en rive convexe suite au recouplement du méandre de Leumont.

La Mehaigne, enfin, dans son dernier tronçon, entre le Val-Notre-Dame (Fig. 1) à Antheit et sa confluence avec la Meuse, s'écoule dans une vallée extraordinairement large. Son débit est pourtant infiniment trop faible pour justifier une telle largeur. Fourmarier (1907) n'expliquait cette situation que parce que la Mehaigne parcourt actuellement l'ancien lit de la Meuse.

D. L'époque probable du recouplement

La première et unique tentative de datation de l'abandon du méandre avait été proposée par Fourmarier (1907). Selon cet auteur, le point le plus élevé dans le thalweg du méandre, situé à la cote de 102 m, est celui qui détermine

l'altitude de la terrasse lorsque l'abandon s'est produit. Plusieurs observations vont cependant à l'encontre de cette proposition, mais personne ne l'a remise en doute.

Stainier (1926) signale que les mineurs du charbonnage de Malsemaine (Fig. 1) avaient l'habitude de déverser leurs eaux d'exhaure dans le "Puits du Gravier" où celles-ci étaient naturellement évacuées par le thalweg. Cette pratique s'est prolongée jusqu'à ce qu'ils atteignent la cote de 66 m. En dessous de cette cote, en effet, le thalweg rendait les eaux que l'on y déversait : il doit s'agir \pm l'altitude du sommet de la nappe.

Par ailleurs, dans ce même charbonnage, une galerie creusée vers l'ouest à une altitude de 63 m a soudainement rencontré un abondant cailloutis roulé en débouchant dans le thalweg. L'altitude de 62 m étant celle reconnue par sondage à Ben (Fig. 1) pour la roche en place sous la plaine alluviale actuelle de la Meuse, Stainier (1926) en avait conclu que le bedrock sous les alluvions affleure sous la cote de 62 et probablement vers 61 m. Malheureusement, il achève son interprétation en disant que le thalweg avait été remblayé par 40 m d'alluvions et la Meuse pour gagner l'altitude de 102 m, conformément à ce que Fourmarier (1907) avait avancé, avant d'être abandonné.

Saint-Onge (1957) donne quelques précisions à propos de la nature du remblaiement. Il a réalisé lui-même un sondage à la tarière dans le thalweg, où il a traversé 8 m de limon avant de rencontrer le premier caillou roulé, un petit quartz blanc. Il en conclut que le sommet du cailloutis culmine à 81 m.

L'étude du profil du bedrock sous le lit actuel de la Meuse (Fig. 4), à proximité de la confluence actuelle de la Meuse, révèle que l'altitude de la roche en place est comprise entre 60 et 63 m. Si les observations des mineurs (Stainier, 1926) sont exactes, une altitude de 61 ou 62 m pour la roche en place sous le thalweg indique que le méandre devait toujours être actif lors de la dernière phase d'encaissement de la Meuse.

Le remplissage limoneux exempt de cailloux du thalweg, quant à lui, peut théoriquement avoir deux origines. Nous excluons d'emblée les limons de crue puisque le fond du thalweg culmine à 102 m : aucune rivière ne coule à cette altitude et, d'autre part, la plaine alluviale actuelle de la Meuse elle-même n'est recouverte que de 2 à 3 m de limon de crue. Ceci est nettement inférieur aux 8 m observés par Saint-Onge (1957). Une origine éolienne, et donc périglaciaire, est par contre beaucoup plus plausible. Il n'y a en effet rien d'étonnant à ce qu'un endroit aussi propice à la sédimentation contienne jusqu'à 30 m de limon (si on table sur un cailloutis d'une dizaine de mètres d'épaisseur). La terrasse de Naelet (Fig. 1) est elle-même recouverte

3 à 4 m de limon (Dewez, 1997) alors que son immense plateau est très exposé aux vents.

Cette origine périglaciaire du remplissage indique, d'une part, que le méandre a été totalement abandonné avant la fin de la dernière période glaciaire et, d'autre part, que la dernière phase d'encaissement de la Meuse à Statte (Fig. 1) est, elle aussi, antérieure à la fin du Weichselien. On peut noter que le méandre de Leumont a dû être parcouru par la Meuse pendant un petit temps encore après l'abandon du méandre par la Meuse. Il s'agit donc aussi à titre secondaire d'un méandre abandonné de la Meuse.

Il reste à présent à trouver la cause de l'établissement du méandre après l'épisode de la terrasse sommitale du Mont Falhisse (voir supra).

E. Explication de la formation du méandre

1. Le contexte tectonique et néotectonique local

Tilmont (1948) expliquait la formation du méandre Leumont en invoquant une capture de la Meuse coulant primitivement au nord de la bande calcaire du synclinorium de Namur par un petit affluent situé au sud. Cette hypothèse est pour la moins douteuse et cette explication ne justifie pas en soi la forme en S inversé du méandre, c'est pourquoi nous en avançons une autre.

Un nombre d'observations assez conséquent nous a montré que le méandre devait probablement lui aussi sa formation à l'activité tectonique de la région.

Le méandre se situe précisément sur le linéament bien connu de l'Ourthe supérieure, du Hoyoux et de la basse Meuse précédemment évoqué. Vandeven (1977) l'avait clairement identifié sur image satellitaire et l'interprétait comme une concentration linéaire de diaclases associée par endroit à des gisements métalliques (voir supra). Soumise au champ de contraintes régional actuel, cette structure géologique est propice à une réactivation (Delvaux, 1997) comme la faille voisine d'Ombret.

Stainier (1922) a observé dans plusieurs galeries de mine à Antheit et sous la terrasse de Naelet (Fig. 1) des failles subverticales d'orientation N-S à NNO-SSE ayant joué en décrochement et déplaçant des veines de charbon. Cet auteur s'étonnait également du rétrécissement soudain du bassin houiller de Huy, passant de 5 kilomètres à 3,2 km, lorsqu'on franchissait la méridienne de Statte en direction de l'est. Les failles qu'il avait identifiées se trouvent à proximité directe, ou dans le prolongement, du rétrécissement du bassin charbonnier.

Des sondages géologiques superficiels ont reconnu dans le lit de la Meuse un approfondissement majeur, de 6 m de profondeur et de 800 m de long, marqué dans le sommet du bedrock dans le méandre entre Statte et Ahin (Fig. 4). L'interprétation la plus raisonnable de ce creux est d'expliquer sa formation par la réactivation d'une faille d'orientation NNO-SSE (Dewez, 1997). La tendance du profil longitudinal du bedrock sous le lit de la Meuse montre en effet un décalage vertical de 0,8 m de la roche en place, entre l'amont et l'aval de la dépression. Le sens du rejet indique que le bloc oriental, que nous appellerons bloc de Huy, s'est soulevé relativement au bloc ouest. Dans le contexte distensif dicté par le champ de contraintes régional, un tel déplacement suggère que le plan de faille a un pendage vers l'ouest.

Enfin, dans le prolongement NNO du méandre de Statte - Ahin, à Wanze (Fig. 1), Demoulin et al. (1992) et Dewez (1997) ont identifié une rupture dans la comparaison des nivellements de précision. Ces observations plaident en faveur d'une reprise d'activité actuelle de la faille incriminée.

2. La formation du méandre

Au moment de l'épisode de la terrasse du Mont Falhisse, la Meuse n'avait pas encore de tracé original. Les versants culminant plus haut que 160 m laissent uniquement apparaître une ébauche de méandre à très grand rayon de courbure. C'est donc à cet épisode qu'un événement nouveau fut responsable de la formation du méandre.

Nous proposons l'hypothèse selon laquelle le méandre de Leumont se serait formé suite au soulèvement du bloc de Huy. Ce soulèvement dont on retrouve d'évidentes traces géologiques aurait constitué une entrave à l'écoulement de la Meuse et un frein au développement libre de son tracé. Forcée de la sorte, la Meuse a développé un méandre en S semblant remonter un instant vers l'amont pour, en aval du méandre de Statte - Ahin, s'encaisser dans les roches tendres du Siluro-Ordovicien.

CONCLUSION

L'activité néotectonique a profondément marqué la géomorphologie de la région de Huy. Le méandre de la Meuse à Ombret doit probablement sa formation à l'activité d'une faille NNO-SSE jouant en faille normale sous l'effet de l'ouverture de la baie du Rhin inférieur. L'activité de cette faille a contraint la Meuse à rajeunir constamment son profil à l'est du méandre et l'a empêchée par le fait même d'y élargir sa plaine alluviale.

La terrasse laissée en inversion de relief au sommet de la butte d'Ombret à l'est de ce même méandre est le témoin le plus récent du développement de la vallée de la Meuse avant l'intervention de la faille d'Ombret. Après cet épisode alluvial, la Meuse a été de plus en plus contrariée dans son évolution. Selon le modèle chronostratigraphique de Van den Berg (1996), la terrasse sommitale de la butte d'Ombret devrait avoir 955 ka. La faille d'Ombret est entrée en activité directement après cet épisode alluvial.

Le méandre abandonné de Leumont à Wanze est un ancien méandre de la Meuse. Il était dans le prolongement amont de l'actuel méandre de Statte - Ahin en amont de Huy. Ce méandre est apparu directement après l'épisode alluvial de la terrasse du Mont Falhisse qui sépare la vallée actuelle de la Meuse et le méandre abandonné de Leumont. Un raccord au modèle de Van den Berg (1996) lui confère un âge de 1,7 Ma. C'est très probablement suite à la réactivation asismique de la faille courant à Statte en direction du NNO-SSE que la Meuse aurait formé ce méandre. Le soulèvement du bloc de Huy aurait entravé le développement du fleuve en l'obligeant à serpenter pour franchir l'obstacle.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Messieurs A. Demoulin, E. Juvigné et A. Pissart dont les conseils et les critiques, toujours constructives, m'ont permis de mener à bien cette recherche.

BIBLIOGRAPHIE

- CLAIRBOIS A.-M., 1958. *L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours ah Quaternaire*. Mémoire inédit, Université de Liège, 175 p.
- DELVAUX D., 1997. Present-day intraplate stress field in the Variscan Front and Rhenish Massif : influence of rifting and reactivation of preexisting structures. *Belg. Symp. on Struct. Geol. & Tectonics, Aardkundige Mededeling*, 8, 61-64.
- DEMOULIN A. et EK C., 1995. La naissance du l'Ardenne, mise en place du massif paléozoïque de l'Ardenne. *Ardenne, Essai de géographie physique, Hommage au professeur Pissart* (DEMOULIN A.), Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège, 15-29.

- DEMOULIN A., LENOTRE N., MOXHET J. & PISSART A., 1992. Les régions néotectoniques Belgique définies par la comparaison des nivellements. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 99-111.
- DEWEZ T., 1997. *Influences néotectoniques sur la géomorphologie de la région de Huy*. Mémoire inédit, Université de Liège, 169 p.
- FOURMARIER P., 1907. Le cours de la Meuse aux environs de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34, M219-M235.
- MACAR P., 1938. Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacré 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.
- MICHOT P., 1932. La tectonique de la bande silurienne de Sambre et Meuse entre Huy et Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 55, M73-M94.
- MICHOT P., 1969. La faille d'Ombre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 92, 243-254.
- PISSART A. ARMAND D. et KROOK L., 1997. L'évolution 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. *Géogr. Phys. et Quatern.*, vol. 51, n°3, 267-289.
- SAINT-ONGE D., 1955. *Etude géomorphologique des environs de Huy*. Mémoire inédit, Université de Louvain.
- STAINIER X., 1922. Matériaux pour l'étude du Bassin ch Namur, le bassin houiller de Huy. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 32, 162-212.
- STAINIER X., 1926. L'histoire de la Meuse quaternaire dans les environs de Huy. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles, Volume jubilaire Cinquantième anniversaire du 21 Mai 1926*, 46, 272-285.
- ILMONT J., 1948. Morphologie hutoise. *Annales du Cercle hutois des Sciences et Beaux-Arts*, 22, 76-86.
- VAN DEN BERG M., 1996. *Fluvial sequences of the Maas, a 10 Ma record of neotectonics and climate change at various time-scales*. Thèse, Univ. de Wageningen, 181 p.
- VANDENVEN G., 1977. Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS-1 (Landsat 1). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 86, 51-56.
- WELTER P., 1988. *Procès-verbal relatif aux résultats des essais géotechniques réalisés pour l'étude de l'aménagement de la Meuse entre la darse militaire d'Amay et l'ancienne écluse de Flône*. Rapport du MET D421, inédit, 9032-86/92.

Adresse de l'Auteur :
Thomas Dewez
Department of Geography and Earth Sciences
Brunel University
Uxbridge UB8 3PH
Middlesex United Kingdom
[e-mail: Thomas.Dewez@brunel.ac.uk](mailto:Thomas.Dewez@brunel.ac.uk)