

La Meuse, un enregistreur de l'évolution tectonique récente du front varisque

Brigitte VAN VLIET-LANOË (1)
Frédéric LACQUEMENT (2)
Léon VOISIN (3)
Jean-Louis MANSY (1)
Francis MEILLIEZ (1)

The Meuse river, recording recent tectonic evolution of the Variscan front

Géologie de la France, n° 1-2, 2006, pp. 103-108, 2 fig.

Mots-clés : Tertiaire, Quaternaire, Terrasse, Exhaussement, Néotectonique, Belgique, Département des Ardennes, Vallée de la Meuse

Key words: Tertiary, Quaternary, Terraces, Uplift, Neotectonics, Belgium, Ardennes France, Meuse Valley

Abstract

The mapping of the deposits and terraces of the Meuse river were reanalysed in their geodynamical context. This work has been completed by the analysis of a DEM. The problem of the capture of the "Meuse ardennaise" and the "Meuse lorraine" by the Condruz Meuse is discussed. Two sets of deposits were observed between Charleville-Mézières and Givet, 1) an older one covering the Eocene to the Late Miocene characterized by a local origin of the sediments and 2) a younger one, reworking material from the Paris Basin and from the Vosges, covering the middle Pliocene to the Holocene. Below the "Middle terrace" deposits in several locations, we observed a late Miocene deposit. This means that the Ardennes Meuse was already deeply incised prior to Quaternary. The capture occurred at the level of the Maisoncel fault, with a drainage reversal. Terraces and deposits were correlated with dated elements. The Pliocene valley was filled up before being re-incised during the Quaternary. This clearly showed the impact on long wavelength deformations on the terrace incision, though deposits occurred mostly during relaxation events. These successive deformations led to a pulsated moderate uplift of the Western Ardennes by reactivation of the Variscan structures.

Introduction

En 1963, de Heinzelin a publié un scénario d'évolution du réseau hydrographique de Belgique au Néogène basé essentiellement sur la morphologie. L'hypothèse d'une capture de la Meuse lorraine par une Meuse de Dinant a été souvent émise. À cette époque, le Pas-de-Calais s'ouvrait au

Quaternaire et il n'était pas question de tectonique récente. Depuis les multiples travaux de Voisin, Bustamente et Pissart, de nouvelles datations de formations superficielles du Boulonnais, du réseau hydrographique du bassin de Paris, de la Vilaine notamment obtenues par RPE, nous ont permis de préciser l'évolution du réseau hydrographique ouest-européen. Ceci nous permet avec des caractéristiques pétrographiques, paléopédologiques et altitudinales relatives de positionner dans le temps les différentes terrasses de la Meuse ardennaise ; comme aucune datation RPE n'a été obtenue pour des raisons techniques dans cette région, les dates données le sont à titre indicatif. Nous prendrons également en compte la réactivation du substrat paléozoïque en relation avec les orogénèses alpines au Sud de l'Europe. Une dernière nouveauté est l'existence au sein du Néogène de périodes à activité périglaciaire importante datée, notamment pendant Miocène final (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2005). Certains critères utilisés pour la nouvelle carte de Givet peuvent donc être revus à la lumière de ces informations, les nappes anté-quaternaires étant généralement exemptes de gélifractions et de blocs glaciaux. La limite actuelle retenue pour le Quaternaire est actuellement fixée à 2,6 Ma (ICSS, 2005).

Dans le secteur compris entre Dinant et Charleville-Mézières, de nombreux dépôts alluvionnaires sont associés à l'incision des drains fluviaux depuis la formation de la plaine ardennaise. Le secteur de Givet et celui de Charleville-Mézières correspondent à des zones-clef pour la compréhension de l'évolution du réseau hydrographique de la Meuse en relation avec l'évolution néotectonique du front varisque, avec notamment la capture de la Meuse lorraine *via* celle d'une Meuse ardennaise par celle de Dinant (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002) lors de la transition Messinien-Zancléen.

(1) USTL, bât. SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq, France

(2) BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2, France

(3) Professeur retraité, Charleville Mézières, décédé

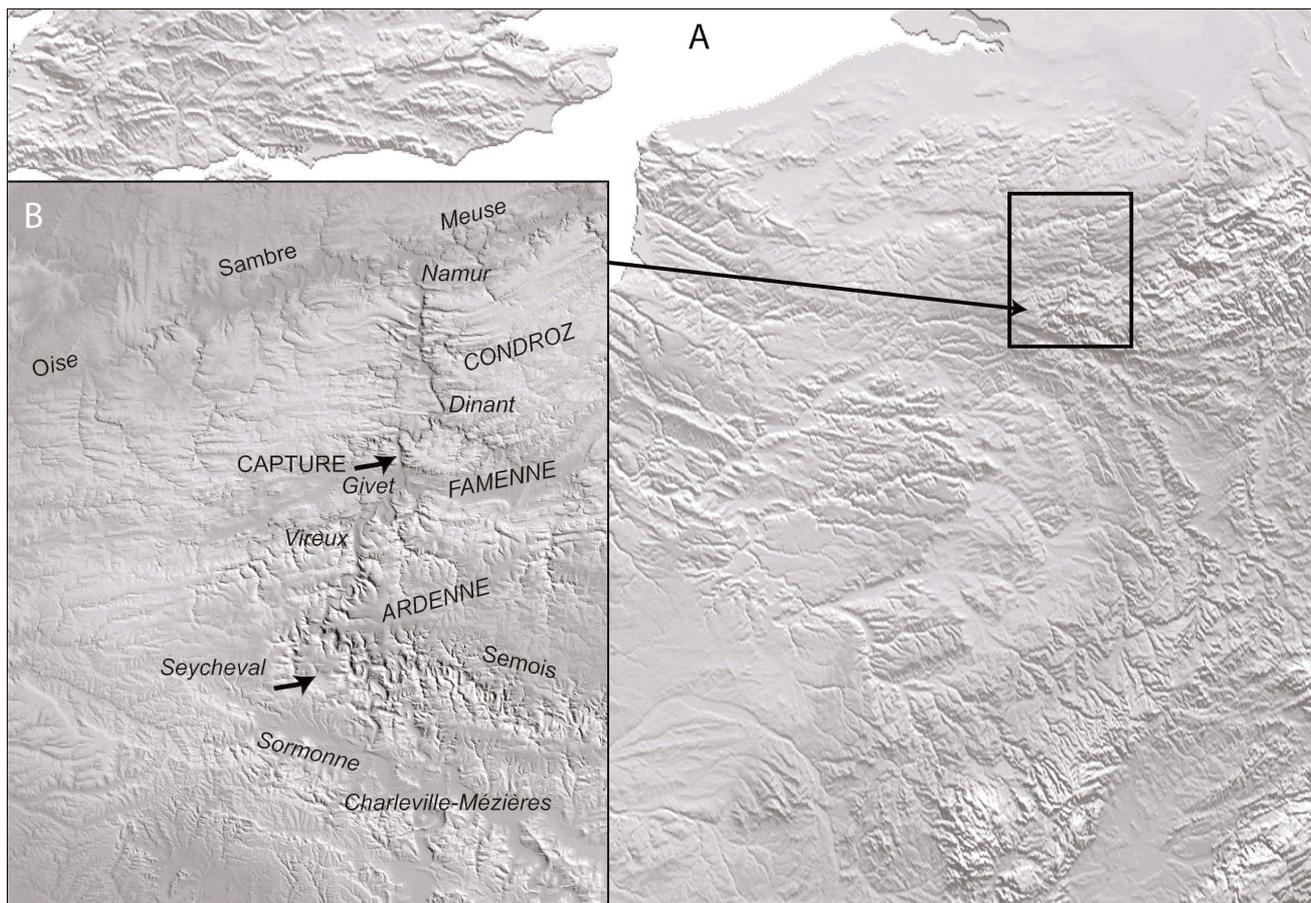


Fig. 1.- A) MNT du Nord du bassin de Paris avec B) zoom sur la traversée de l'Ardenne par la Meuse.

Fig. 1.- A) DEM of the north of the Paris Basin with B) zoom of the Meuse pathway across the Ardennes.

Le contexte morphologique

La vallée de la Meuse est surimposée sur le massif de Rocroi et le Condroz. Néanmoins, de nombreuses anomalies morphologiques peuvent être relevées : le complexe de méandres de Chooz-Givet avant le passage en cluse rectiligne de la bordure nord de la Famenne, l'étirement vers le sud des méandres de la Semois, la présence d'anciens passages de la Meuse immédiatement au nord de Charleville-Mézières (Pissart *et al.*, 1997), l'anomalie morphologique de Seycheval constituant un passage nord-sud et non sud-nord d'une paléo-Meuse ardennaise, l'anomalie morphologique de la haute Oise attestant d'un passage d'un large fleuve à méandres en connexion avec la haute Sambre, considérée par Stevens (1955) comme la trace d'un ancien passage de la Meuse lorraine vers la Meuse condruzienne.

L'analyse morphologique de ce secteur de l'Ardenne grâce à l'utilisation d'un MNT ombré (fig.1B) met en évidence un contrôle de l'évolution néotectonique par les structures plissées/faillées d'âge varisque et tectoniques post-varisques. Le tracé actuel du cours de la Meuse et de ses affluents au travers l'Ardenne est uniquement contrôlé par les structures du substratum. Il s'agit de directions

N30° et nord-sud d'une part et de failles varisques est-ouest d'autre part. Les structures plissées de l'Allochtone Ardennais, essentiellement NE-SW, comme c'est le cas entre Viréux et Givet. Le façonnement de la vallée actuelle semble avoir été défini d'une part, par la faille importante de Maisoncelle, au nord de Givet, qui génère un verrou (point de capture fig. 1). L'évolution des contraintes tectoniques à la fin du Crétacé et à la fin de l'Eocène intervient également.

Le contexte stratigraphique (fig. 2A et B)

Les nappes les plus anciennes, comme celle de Doische (Femp. bedrock à 210-230 m), sont bien préservées à la Cense de la Haye sur le bord sud du Condroz. Cette formation a été attribuée à l'Eocène par Voisin (1981), puis au Pliocène. Le colmatage est en fait polygénétique : le sable blanc est éocène et correspond à un maximum de transgression. Le sable ocre est probablement un faciès fluvial régional néogène. Cette formation a enregistré beaucoup d'épisodes d'activité karstique depuis la fin de l'Eocène, peut-être au Miocène moyen (Dupuis, 1992), au Miocène final et au Quaternaire ancien (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002).

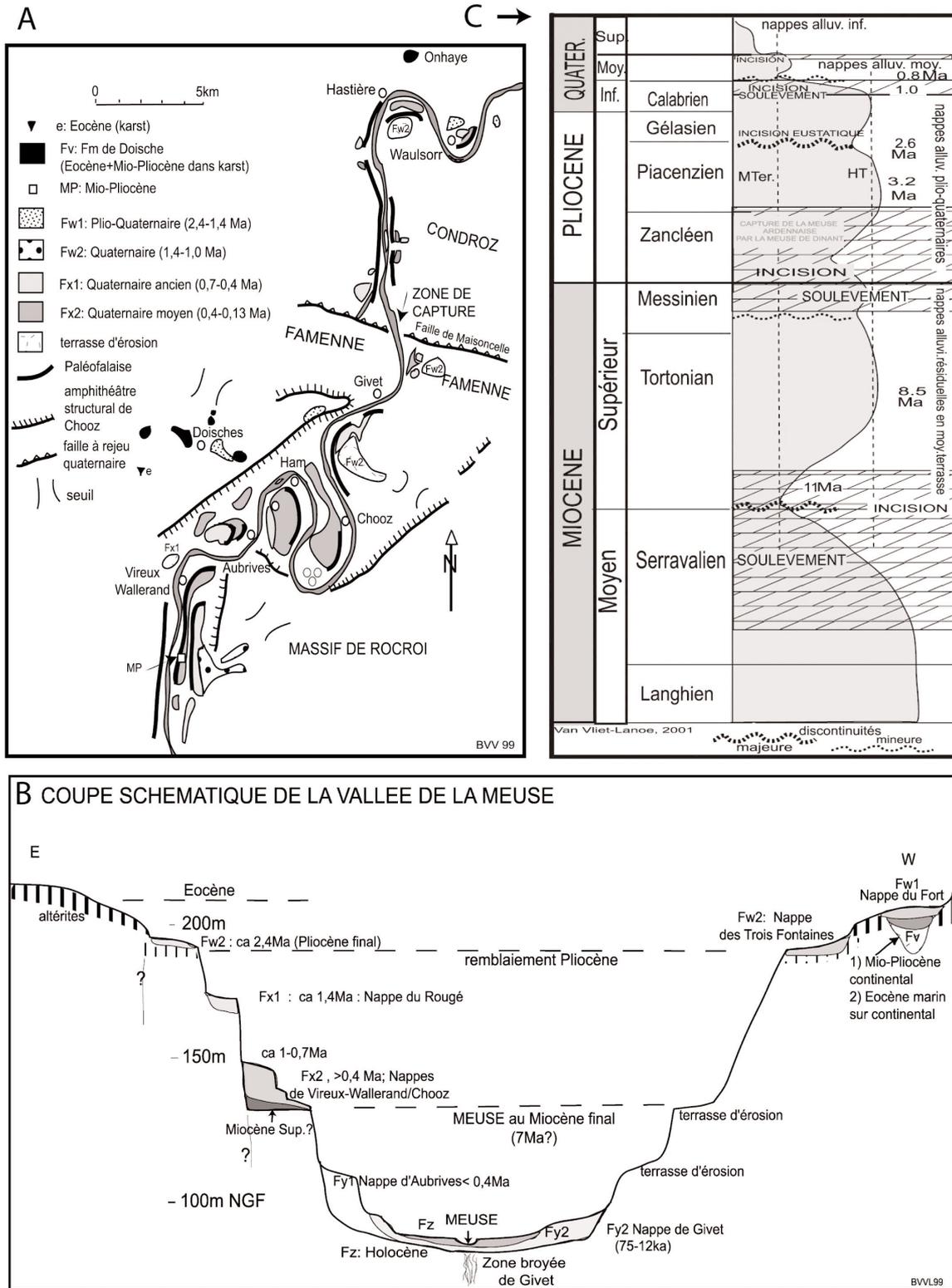


Fig. 2.- A) localisation des terrasses le long de la vallée de la Meuse et B) selon une coupe verticale composite. Les datations proposées correspondent à la durée potentielle de sédimentation sur une terrasse d'incision donnée. C) Positionnement stratigraphique des nappes alluviales de la Meuse dans leur contexte géodynamique.

Fig. 2.- A) Location of the terraces along the Meuse valley and B) according to a vertical composite section. The proposed ages correspond to the potential duration of sedimentation for a given incision terrace. C) Stratigraphic position of the Meuse alluvial sheets in their geodynamic context.

Un point important est la présence sous le membre alluvial inférieur (« moyenne terrasse » ou Quaternaire moyen) repose à Vireux-Wallerand sur un sable fluviatile ocre résiduel, induré à charge de paillettes de schistes. Il a pu également être observé à Fumay sous la « moyenne terrasse » (carte de Fumay, en préparation) et à Seycheval (Bustamente et Voisin, 1975). Il faut également noter que ce sable ocre est associé à des blocs de sables goethitiques grésifiés, reprenant initialement des graviers résiduels (quartz, quartzites cambriens et grès des nappes précédentes, Croix des Chasseurs au sud de Fumay, Vieilles Forges), puis des dépôts de pente périglaciaire (Vieilles Forges).

Ces sables à minéralogie exclusivement régionale, sont probablement d'âge Miocène final, par analogie avec les faciès régionaux, le cuirassement goethitique correspondant à la grésification des grès diestiens, aux podzols géants de Mol et de la cuesta sinémurienne à Arlon (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Ces dépôts attestent l'écoulement d'une paléo-Meuse ardennaise du Nord vers le Sud.

Les nappes quaternaires s.s.

La nappe supérieure de Vireux-Wallerand (Fp. bedrock à 200 à 210 m) - Cette nappe alluviale est à matrice de sable fin, très voisine de celle de la Formation de Doische (Femp). Elle contient des galets peu émoussés en provenance du massif de Rocroi, mêlés à des galets très émoussés quartzeux dérivés des nappes antérieures. Cette nappe est altérée par un sol jaune-rouge podzolique. Elle est vraisemblablement d'âge Gélasién (2,4 Ma) en raison du type de paléosol et de sa forte charge en altérites locales (matrice silto-sablonneuse). Elle est séparée de la nappe Fw1 par une paléo-falaise. Cette nappe atteste un écoulement du sud vers le nord.

Les nappes moyennes Fw1 et 2 sont séparées par une paléofalaise, dont la hauteur peut atteindre par endroits 30 m, généralement nappée de dépôts de pentes soliflués. Ces nappes sont postérieures à la phase tectonique du Quaternaire ancien (1,0-0,8 Ma) (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Elles peuvent être regroupées en 3 membres séparés par des paléofalaises, les « hautes, moyennes et basses terrasses » traditionnelles. Ces nappes périglaciaires, souvent résiduelles sont souvent confondues avec l'encoche d'érosion qui les supporte.

Le membre alluvial supérieur, dit du Rougé (Fw1 substrat à 185-170 m, « hautes terrasses ») est complexe et constitué de 2 nappes superposées, formées de sables et graviers grossiers surmontés de limons de décantation à contenu pétrographique très varié, riche en gélifracsts et avec un niveau à très gros blocs glaciels à la base. Il remanie du matériel en provenance des Côtes de Meuse, de la haute Semois et des Vosges. La pente du litage, au sein des dépôts, est particulièrement forte, suggérant un dépôt de compétence / transit de la Meuse au débouché de l'amphithéâtre d'Aubrives – Chooz. Cette nappe est altérée par un pédocomplexe rouge, avant d'être enfouie sous des dépôts de pentes également rubéfiés. Cette

nappe peut être attribuée au Waalien (1,4 Ma) (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002) à l'instar de ses homologues datés du Rhin (Zagwijn, 1989) ou des autres massifs hercyniens.

Le membre alluvial inférieur, dit d'Aubrives (Fw2 substrat à 125-150 m, « terrasse moyenne ») semble être le plus complexe du système, il est formé de plusieurs complexes de nappes superposées. Le complexe supérieur d'Aubrives (substrat à 135-150 m) correspond à une nappe alluviale résiduelle, de pétrographie variée, avec gélifracsts et blocs glaciels. Non rubéfiée, elle préserve de manière locale une matrice sableuse ocre (Hastièrre-par-delà, Belgique). L'âge de ce complexe est estimé à 1 Ma par Pissart *et al.* (1997). Le complexe de Chooz (substrat à 135-125 m) est formé par une seconde série de nappes alluviales superposées, non rubéfiées, souvent à l'état résiduel, de pétrographie variée, avec gélifracsts et blocs glaciels. L'âge de ce complexe est estimé à 700-600 ka par Pissart *et al.* (1997), elle recouvre plus vraisemblablement l'ensemble du Cromérien (0,8 à 0,4 Ma).

Près de Givet, les membres alluviaux du Rougé et d'Aubrives sont juxtaposés. Par contre, à Haybes, ces nappes sont bien distinguées.

Les nappes alluviales les plus basses (Fx-y et Fz, « basses terrasses ») sont séparées des précédentes par une puissante incision et une paléofalaise atteignant 20 m. Cette incision peut être attribuée à un événement daté en littoral vers 280 ka (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002, 2004).

Discussion

Les études antérieures font état d'une capture de la Meuse lorraine par la Meuse condruzienne au Miocène supérieur (de Heinzelin, 1963) ou moyen (Demoulin *et al.*, 1995). La chronologie des terrasses proposées dans cette notice varie légèrement de celle proposée par Pissart, 1960 ; Pissart *et al.*, 1997. Les hautes terrasses sont probablement pénécotemporaines de certains éléments de la « traînée mosane » (Onx, 200 à 250 m). Trois points doivent être pris en compte pour l'incision et le façonnement de la vallée : 1) l'existence d'un sable fluviatile ocre du Miocène supérieur reposant sur la terrasse à 130 m, au-dessous la nappe Fw2 à Vireux-Wallerand et à Fumay (Fw2/Mp), analogues aux sables de la dépression de Seycheval, et à pétrographie ardennaise ; 2) la présence d'un haut niveau marin éocène à Doische (200 m) et à Regniowez (350 m) ; 3) une nappe probablement d'âge Gélasién à Vireux-Wallerand (180 m).

Le cours actuel de la Meuse est fixé depuis la mise en place des nappes alluviales du Pliocène final qui encadrent la vallée et attestent d'un écoulement sud-nord (pétrographie : éléments jurassiques et vosgiens, cuirasse fini-miocène). Cet écoulement au travers le Massif ardennais traduit le phénomène d'antécédence (voir historique selon Voisin, 1983) selon lequel la Meuse s'écoulait déjà du sud vers le nord avant le soulèvement quaternaire de l'Ardenne (Pissart *et al.*, 1997), mais également avant l'abaissement eustatique de 100 m lié à la

construction des grands inlandsis depuis 2,4 Ma. Il faut noter que cet épisode de soulèvement est général en Europe de l'Ouest et connu depuis longtemps et est apparemment synchrone d'un épisode de la poussée alpine (Van Dijk & Scheeper, 1995) entre 1 Ma et 700 ka (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002), également enregistré dans le graben hollandais (Zagwijn, 1989). Le rejeu majeur de la faille de Maisoncelle est terminé à 900 ka synchrone avec la capture de l'Aisne par le réseau de la Seine (Pissart *et al.*, 1997).

La seconde incision est terminée avec la nappe Fw, au début du Saalien I vers 250 ka en association avec la capture de la Moselle par le réseau du Rhin (Pissart *et al.*, 1997). Cette incision est conforme à ce qui est observé en zone littorale, en association avec un abaissement de 20 m du niveau moyen des mers interglaciaires à partir de 280 ka (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000, 2004), une déformation glacio-isostatique importante ainsi qu'une crise (paléo)ismique et volcanique centrée sur 300 ka (Eiffel, Massif central et secteur Manche). Cette incision est sous contrôle tectono-eustatique. L'ensemble des complexes de nappes alluviales définis plus haut atteste donc d'une surrection apparente du massif par paliers pour une durée brève (<1 Ma), de l'ordre de 10 à 15 m pour chaque événement.

Un réseau de fractures méridiennes affecte certaines portions du cours de la Meuse. Si l'on considère l'historique cénozoïque des contraintes régionales, ce réseau est réactivé au Paléogène suivi par un changement de régime de contrainte à partir du Néogène (Bergerat, 1987). La capture de la Meuse ardennaise par la Meuse de Dinant est associée au rejeu de ces accidents. Ils sont mis en évidence grâce au MNT et sur le terrain. L'incision importante de la Meuse est classiquement attribuée au Quaternaire. Or nous avons observé un sable miocène en position de « moyenne terrasse » à Vireux et à Fumay : il existe donc une incision préalable. D'autre part, les régressions glacio-eustatiques sont insuffisantes et trop brèves pour créer cette incision : elle est donc à corrélérer avec un (des) épisode(s) de soulèvement majeur du massif antérieur au Quaternaire.

Étant donné l'histoire des systèmes fluviaux du Rhin, du Pas-de-Calais, du Massif armoricain (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002, 2004) et du Massif central, il paraît vraisemblable que le creusement initial de la Meuse dans le secteur de Vireux et de Fumay se soit produit lors de la régression majeure de la base du Miocène supérieur vers 11 Ma, expliquant l'amorce de la capture de la Meuse ardennaise par Meuse de Dinant au Miocène moyen (Demoulin *et al.*, 1995). Néanmoins la capture ne se fera qu'après, comme le démontre le caractère encore local des sables du Miocène final. La poussée S-N de la phase fini-Miocène (6-5 Ma) a fait rejouer la structure du front varisque (fig. 2C), amenant par un soulèvement-basculement temporaire le bombement de la marge nord de l'Ardenne de Rocroi et l'étirement des méandres de la Semois. Ce type de déformation va amener, comme dans le Boulonnais, une érosion régressive des rivières à partir du graben hollandais (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002, 2004) sur failles méridiennes ouvertes. Le colmatage de la vallée devait correspondre à la nappe Fv1 et le « canyon » de Vireux a dû être complètement obturé par la nappe du Pliocène, contemporaine de la « trainée mosane ». Le niveau gélasien se retrouve 20 m en contrebas. La régression eustatique globale du Quaternaire couplée au soulèvement relatif du massif vers 1 Ma et vers 400 ka suffit pour expliquer le déblaiement et le surcreusement de la paléovallée pré-existante.

Les mouvements actuels (Pissart et Lambot, 1989) attestent de la poursuite du soulèvement du Massif ardennais avec une subsidence relative axée sur la vallée de la Meuse de Dinant. Le fait que le haut niveau marin de Doisches soit seulement à 230 m, malgré l'évidence d'épisodes de surrection quaternaire, atteste du soulèvement global mais temporaire du massif pendant les crises orogéniques alpines. Le soulèvement résiduel acquis depuis le Pliocène serait de 50 m pour Vireux ; il est de plus faible amplitude au nord de la faille de Maisoncelle. Ces épisodes de soulèvement grande longueur d'onde sont la répercussion des phases orogéniques alpines, et qui expliquent la non-préservation de sédiments et l'ablation importante de la couverture d'altérites à proximité des drains majeurs.

Références

- Bustamente S.C.L., Voisin L. (1975) - La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Service géol. Belgique, 17 p.
- Dupuis Ch. (1992) - Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloysite cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, IGCP 317, Schmitt & Gall (eds), Ecole nationale supérieure des Mines de Paris, *Mém. Sci. de la Terre*, **18**, 61-68.
- Demoulin A. (éd.) (1995) - L'Ardenne, essai de Géographie Physique. Univ. Liège. 238 p.
- Heinzelin J. de (1963) - Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène: essai de reconstitution. *Bull. Soc. belge géol. Paléontol. Hydrol.*, **72**, 137-148.
- Pissart A., Harmand D., Krook L. (1997) - L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces de captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses. *Géogr. Phys. Quater.* **51**, 267-284.

- Pissart A., Lambot A. (1990) - Les mouvements actuels du sol en Belgique : comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112**, 495-504.
- Stevens C. (1955) - Les relations anciennes de la Meuse lorraine et de l'Oise. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **78**, 111-119.
- Van Vliet-Lanoë B., Hallégouët B., Rollet J., Voinchet P. (2005) - Late Messinian shore periglacial activity, Brittany. EUCOP, Postdam, 64.
- Van Vliet-Lanoë B., Mansy J.L., Henriot J.P., Laurent M., Vidier J.P. (2004) - Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais. *Bull. Soc. géol. France*, **2**, 83-103.
- Van Vliet-Lanoë B., Vandenberghe N., Laignel B., Laurent M., Lauriat-Rage A., Louwye S., Mansy J.L., Meilliez F., Mercier D., Hallégouët B., Lacquement F., Michel Y., Moguedet G. (2002) - Paleogeographic evolution of the Western Europe at the Messinian time. *Geodiversitas* **3**, 1-31.
- Voisin L. (1981) - Les surfaces d'érosion méso-cénozoïque en Ardenne-Eiffel. *Bull. Soc. géol. France*, **166**, 573-585.
- Voisin L. (1983) - Les terrasses de la Meuse dans la région de Chooz. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, Charleville Mézières, **73**, 45-50.
- Zagwijn W.H. (1989) - The Netherland during the tertiary and the Quaternary: a case history of coastal lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw*, t. **68**, 107-120.