

A.F.E.Q.

ASSOCIATION FRANÇAISE POUR L'ÉTUDE DU QUATERNaire

Excursion des 7, 8 et 9 juin 2007

LORRAINE

LUXEMBOURG

RHÉNANIE-PALATINAT

SARRE



ANNEXES

Organisation : S. Cordier, D. Harmand, S. Occhietti

Centre d'Études et de Recherche sur les Paysages, Département de Géographie, Université Nancy 2



Nancy-Université
Université Nancy 2

Liste des annexes :

Article A (page 5) : ORIGIN OF THE HYDROGRAPHIC NETWORK IN THE EASTERN PARIS BASIN AND ITS BORDER MASSIFS. J. Le Roux et D. Harmand (*Modifié de Géologie de la France*, 2003, n° 1, 105-110).

Article B (page 11) : ALLUVIATION IN THE MEURTHE AND MOSELLE VALLEYS (EASTERN PARIS BASIN, FRANCE). S. Cordier, D. Harmand, B. Losson et M. Beiner, 2004. *Quaternaire*, 15, 1-2, 65-76.

Article C (page 29) : CONTRÔLE MORPHOSTRUCTURAL DE L'HISTOIRE D'UN RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE : LE SITE DE CAPTURE DE LA MOSELLE. J. Le Roux et D. Harmand (*Adapté de Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle*, *Geodinamica Acta*, 1998, 11, 4, 149-162 et de *La capture de la Haute Moselle*, *Bull. inf. Bassin de Paris*, 2000, vol.37, n°3, 4-14).

Article D (page 47) : MIDDLE AND UPPER PLEISTOCENE FLUVIAL EVOLUTION OF THE MEURTHE AND MOSELLE VALLEYS IN THE PARIS BASIN AND THE RHENISH MASSIF . S. Cordier, M. Frechen, D. Harmand, et M. Beiner, 2005. *Quaternaire*, 16, 3, 201-205.

Article E (page 67) : FLUVIAL SYSTEM RESPONSE TO MIDDLE AND UPPER PLEISTOCENE CLIMATE CHANGE IN THE MEURTHE AND MOSELLE VALLEYS. S. Cordier, D. Harmand, M. Frechen et M. Beiner, 2006. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1460–1474.

Article F (page 87) : APPOINT DES DATATIONS U/TH DE SPÉLÉOTHÈMES À LA CONNAISSANCE DE L'INCISION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE L'EST DU BASSIN PARISIEN. S. Jaillet, B. Losson, J. Bruhlet, J. Corbonnois, B. Hamelin et E. Pons-Branchu, 2002. *Revue géographique de l'Est*, 42, 4, 185-195.

Article G (page 99) : NEW EVIDENCES ON THE MOSELLE TERRACE STRATIGRAPHY BETWEEN THE MEURTHE CONFLUENCE (PARIS BASIN) AND KOBLENZ (RHENISH MASSIF). S. Cordier, D. Harmand, M. Frechen et M. Beiner, 2006. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 3, 281-304.

Article H (page 119) : LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA MEURTHE EN LORRAINE SÉDIMENTAIRE (EST DU BASSIN DE PARIS, FRANCE). S. Cordier, D. Harmand et M. Beiner, 2002. *Revue géographique de l'Est*, 42, 4, 197-208.

Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs.

Hypothesis, structural, morphologic and hydrographic consequences

Dominique HARMAND⁽²⁾

Jacques LE ROUX⁽¹⁾

Modifié de Géologie de la France, 2003, n° 1, 105-110, 5 fig. <http://geofrance.brgm.fr/main.asp>
Key words: Drainage patterns, Regression, Upper Cretaceous, Eastern Paris Basin, Ardenne, Paleosurfaces.

Former hypothesis about the installation of the river network

In the Eastern Paris Basin, the problem of the installation of the river network was pointed out since the end of the nineteenth century (Davis, 1895). In fact, in the Northern Lorraine and Champagne regions, the main rivers flow northwards up-dip and cross through the Ardenne and Rhenish Shield, which are higher than the Lorraine plateaus (450 m at the “Borne de Fer” compared to 816 m in the Hunsrück and 746 m in the Eifel Massifs) (Fig.1).

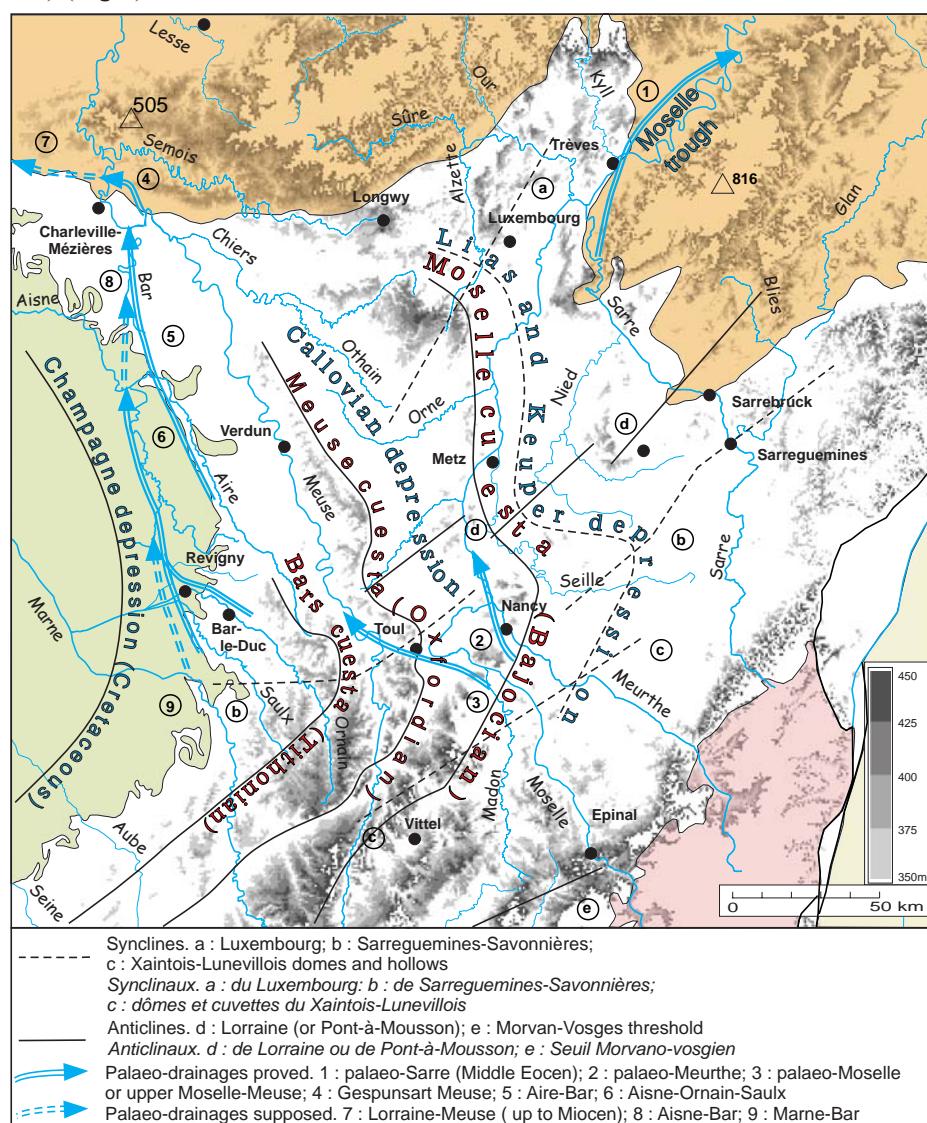


Fig. 1.- Morphostructural and 400 m top surface maps

(1) Le Parc Fleuri, 3 rue Gabriel Fauré, 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy, France. jacques.leroux@club-internet.fr

(2) Laboratoire de Géographie, Campus Lettres-Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, 54015 Nancy Cedex, France. dominique.harmand@univ-nancy2.fr

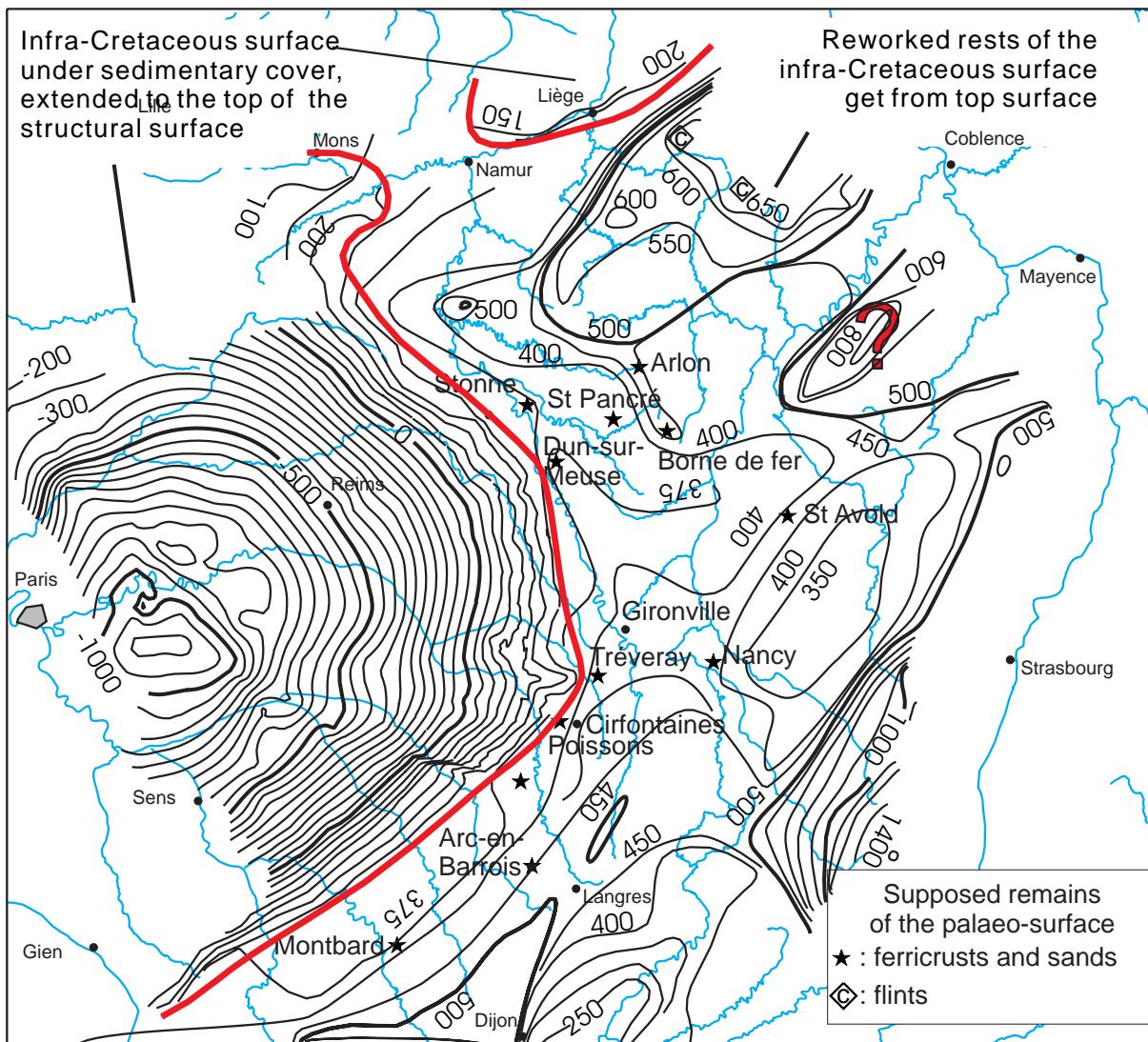


Fig. 2.- The infra-Cretaceous surface map.

Since the nineteenth century, the authors imagined a river network installation on a planar continental surface which was successively the northwards-dipping peneplain of Davis (1899) and the Oligocene-Miocene main surface of Tricart (1948) which was later tilted northwards and reworked in the Mio-Pliocene period.

Some German authors suggested an installation of the rivers on a accumulation surface built with detritic materials which would have buried the cuestas relief (Liedtke, 1989). However, the correlative remains of such a surface were not clearly evident.

New hypothesis : installation on the Upper Cretaceous marine regression surface

Nevertheless, the more recent papers have insisted on the existence of Eocene paleoreliefs and paleovalleys incised into the Eifel basement (Löhnerz, 1978, 1994) and have also pointed out the polygenic surface which is preserved at the top of the Lorraine cuestas. This surface was completed in the Pliocene because it is anterior to the Plio-Pleistocene downcutting of the rivers (Le Roux and Harmand, 1998; Le Roux, 1999, 2000; Harmand, 2001).

According to the eustatic reconstructions levels (Haq et al., 1987), the East of the Paris Basin may have been covered with Upper Cretaceous formations. Indeed, such a cover exists in the bordering regions of Burgundy, Champagne and Ardenne where there diachronic remnants (residual flints) were dated from Maastrichian in the North-East, in the "Hautes Fagnes" (Demoulin, 1995).

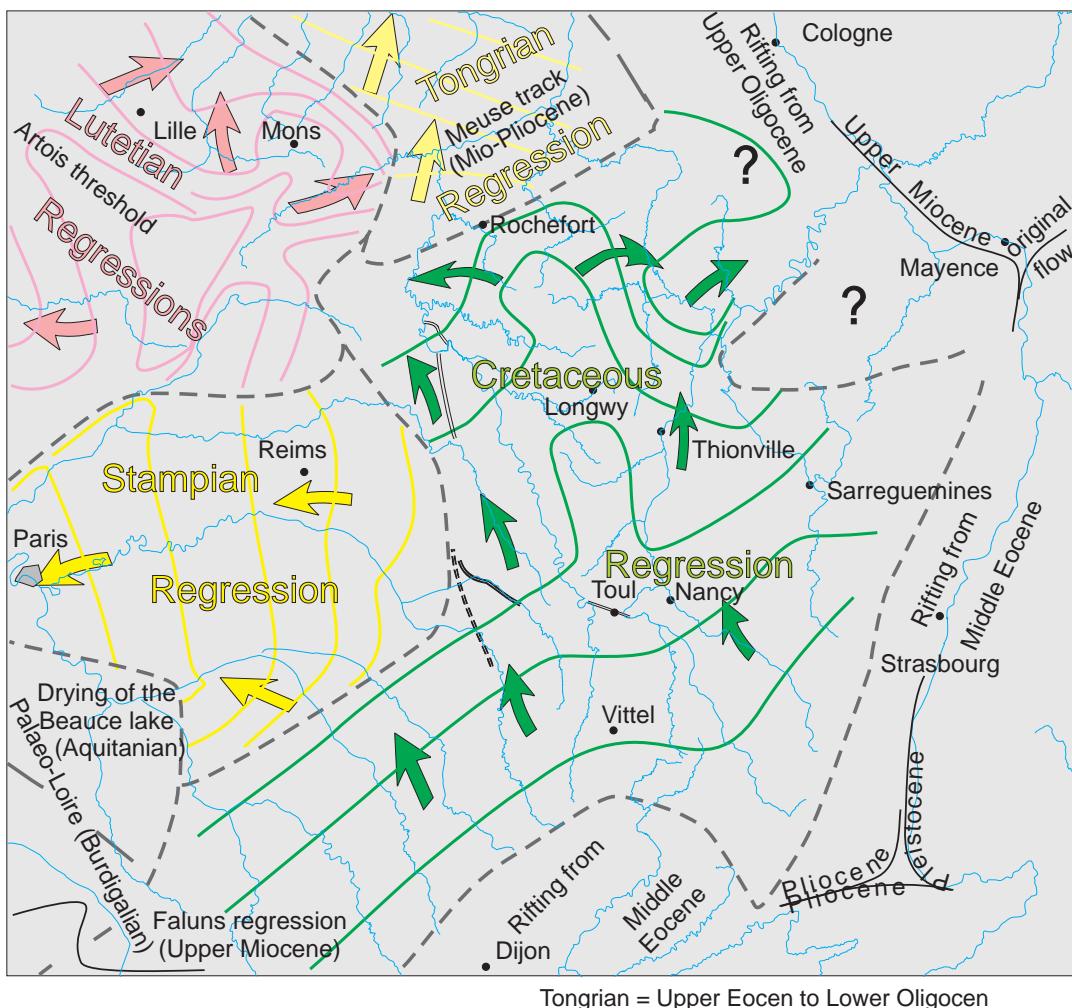


Fig. 3.- Installation of the rivers on the regression shorelines.

The retreating of the Upper Cretaceous regression sea organized the Eastern Paris Basin rivers network. So, the rivers grew on the Cretaceous marine regression surface retreating to the North (Le Roux et al., 2003) (Fig. 3, 5). Therefore, the hydrographic network appeared sooner in the South, later in the North. This diachronic network would have grew more or less perpendicularly to the regressive shorelines towards the early Cenozoic gulf which preexisted in the North Sea area (Ziegler, 1988). So, the installation of the rivers on the Ardenne and Rhenish Shield, overlayed by the Cretaceous Chalk, occurred when the Ardenne-Eifel block was turned into a low plain, allowing the installation of the rivers draining to the North.

Later, the Chalk is washed out by erosion, especially during the hot and wet climates which prevailed in the beginning of the Cenozoic (Quesnel, 1997), and the hydrographic network embanked into the basement and the discordant Triassic and Jurassic formations, under the Infracretaceous surface.

Consequences of the regressive shorelines hypothesis

This Infracretaceous surface, which corresponds to the 400 m surface in the Eastern Paris Basin (Fig. 2), was of course reworked during the Cenozoic, as proved by the Palaeogene deposits in the Northern Lorraine and the Ardenne-Eifel Massif (Löhnertz, 1978, 1994; Voisin, 1988; Quesnel et al., 2002).

Structural consequences

The continuity of the 400 m surface and the low variations in height of this surface which truncates at once the Triassic-Jurassic sedimentary cover and the Hercynian basement, proves the great stability of the Eastern Paris Basin since the end of the Mesozoic.

Also, the shape of the Eastern Paris Basin mainly dates from the end of the Cretaceous (Fig. 4).

Accordingly, during the Pyrenean and Alpine compressive stages, only minor vertical deformations would have taken place, and the extensive Oligocene movements occurred only in local normal faults and small grabens (Le Roux, 2000).

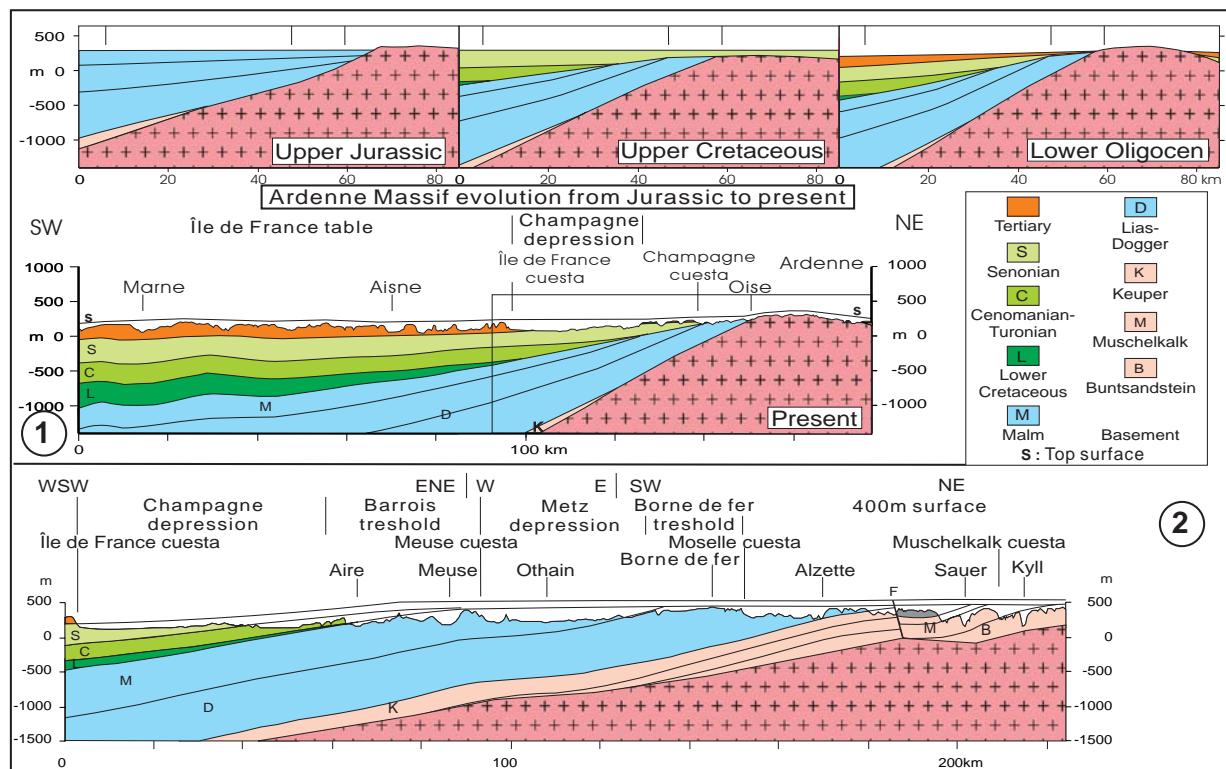


Fig. 4.- Geological and morphological cross-sections.

The uplift of the border old blocks had just a tiny influence on the present morphostructural framework of the Eastern Paris Basin. The edge between the Paris Basin and the Hercynian massifs corresponds clearly to an important flexure of the Infra-Cretaceous surface (Le Roux and Harmand, 2003).

Morphological and hydrographic consequences

The model of the river network installation explains the non conformity of the rivers with the tectonic features and the top surface.

The rivers courses have kept a great stability in the Eastern Paris Basin, since the end of the Upper Cretaceous. They grew downstream in the Tertiary periods, especially in the Belgium regions (Grimbérieux et al., 1995; Robaszynsky et Dupuis, 1983) and in the middle of the Paris Basin during the episodes of retreating seas.

The main rivers captures (Haute Moselle, Aire, Aisne, Harmand, 1992) date from the Quaternary, and occur still today. These hydrographic reorganizations were and are still controlled by selective erosion and climatic variations.

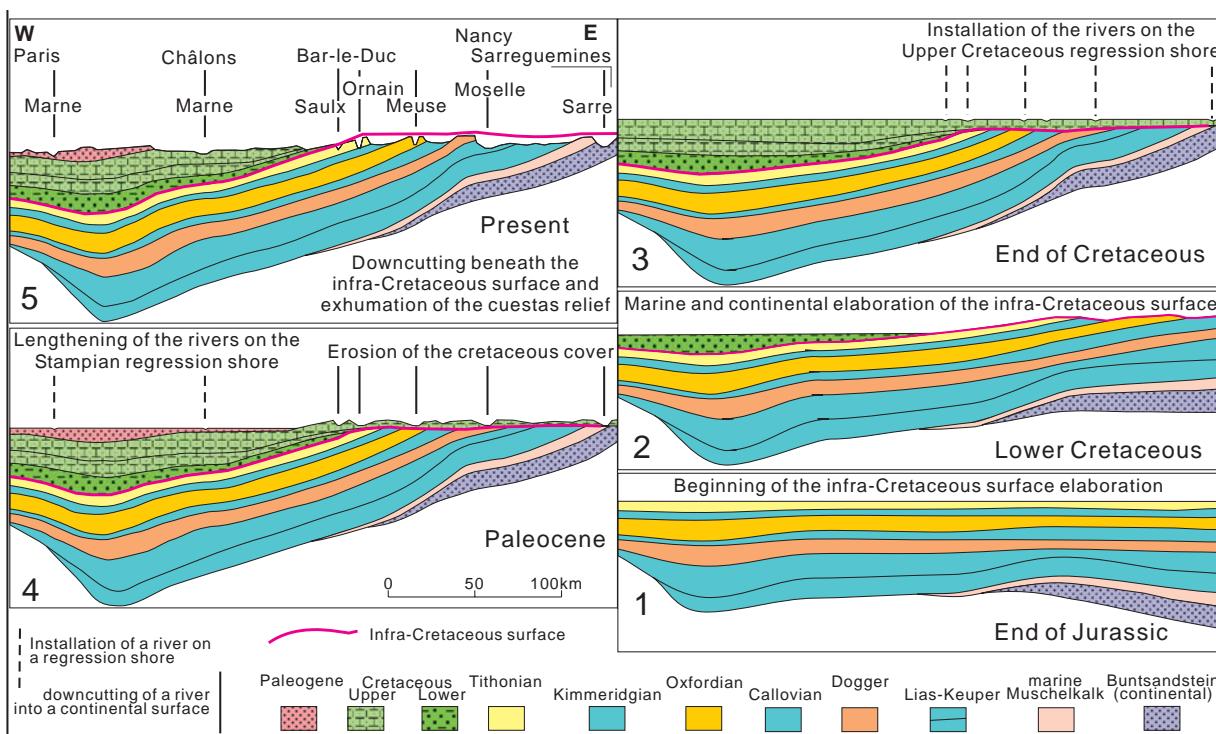


Fig. 5.- Landscape and rivers evolution from Jurassic to Present.

Conclusions

The hypothesis about the hydrographic network installation in the Eastern Paris Basin on the Upper Cretaceous marine regression surface points out that :

- the main Mesozoic subsidence guidelines, which appeared at the beginning of the Jurassic, were still active in the end of the Cretaceous. Indeed, the tributaries of the Seine river, from the Yonne to the Aisne rivers, flow towards the middle of the Paris Basin; the Maas river flows northwards on the Barrois threshold; the Mosel river flows towards the Luxembourg syncline;

- the structuration of the Eastern Paris Basin was almost completed at the end of the Cretaceous. The uplift of the border old blocks has not any influence on its present structure;

- the rivers courses were directly inherited from the paleogeographic features of the end of the Cretaceous, which involve the surimposition of the valleys in the Hercynian Ardenne and Rhenish Shield. Therefore, the hydrographic network has had a great stability for 65 Ma, and had embanked vertically, with few variations along its course;

- three factors explain the Quaternary piracies : the regressive erosion of the Rhine tributaries, because of the subsidence of the Cologne and Rhine grabens, the important incision of the tributaries in the Seine, and, the renewal of the positive tectonic movements in the Ardenne massif.

References

- Davis W.M. (1895) - La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de géographie, 25-49.
- Davis W.M. (1899) - The drainage of cuestas. Proc. Geologist's Assoc., XVI, part II, may, 75-93.
- Demoulin A. (1995) - L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surfaces d'érosion en Ardenne. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au professeur A. Pissart. Liège (1995), 68-93.
- Grimberieux J., Laurant A., Oer P. (1995) - Les rivières s'installent. In: L'Ardenne : Essai de Géographie Physique. Hommage au Professeur A. Pissart, A. Demoulin, Directeur scientifique, 94-109.

- Haq B.U., Hardenhol J., Vail R.P. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Harmand D. (1992) - Histoire de la vallée de la Meuse Lorraine. Presses Universitaires de Nancy (Coll. "Etudes géographiques"), 146 p.
- Harmand D. (2001) - Évolution morphologique cénozoïque des vallées de l'est du bassin de Paris. Comparaison avec le sud du bassin. Territoires, paysages et héritages. Mélanges offerts au professeur J.-C. Bonnefont. Université de Nancy, 41-49.
- Le Roux J. (1980) - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. soc. géol. Fr.*, XXII, n° 4, 655-667.
- Le Roux J. (1999) - Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, n° 1, 7-13.
- Le Roux J. (2000) - Structuration du nord-est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 37, n° 4, 13-34.
- Le Roux J., Harmand D. (1998) - Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de la capture de la Moselle. *Geodinamica acta*, 11, 4, 149-162.
- Le Roux J., Harmand D., Gamez P. (2003) - The morphologic and structural evolution revealed by the hydrographic network : a discordant Cretaceous cover at the origin of the rivers courses and of their surimposition in the Eastern Pais Basin (France). Soumis à *Geodinamica acta*.
- Liedtke H. (1989) - Oberflächenformen und Reliefentwicklung im Grenzraum Saarland, Lothringen und Luxemburg. *Geographische Rundschau* 41, H. 10, 530-536.
- Löhnertz W. (1978) - Zur Altersstellung der tieffliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rhein. Schiefergebirge). *Neues Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 156, 2, 179-206, Stuttgart.
- Löhnertz W. (1994) - Grundzüge der morphologischen Entwicklung der südlichen Eifel im ältesten Tertiär. *Mainzer naturwiss. Archiv*. 16, S, 17-83.
- Quesnel F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Applications aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. Thèse Sciences de la Terre, Rouen, Doc BRGM, 263, 268 p.
- Quesnel F. et al. (2002) - Apports des paléoaltérations et des paléosurfaces à la reconstitution de l'histoire hydrogéologique de l'Est de la France. Résumés de la Journée du Partenariat de Recherche et Développement entre le BRGM et l'ANDRA. BRGM, Orléans, France, 5 mars 2002, 57-62.
- Robaszynsky F., Dupuis C. (1983) - Guide géologique régional de Belgique. Masson, p. 54.
- Tricart J. (1948) - La partie orientale du Bassin de Paris. Étude morphologique. Thèse Paris (lettres) et SEDES. éd. Paris, t.1 : La genèse du bassin, 1-210, t.II: L'évolution morphologique au Quaternaire, 211-274.
- Voisin L. (1988) - Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au Sud-Ouest de l'Ardenne. Mémoire hors série de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes. Charleville-Mézières, 44 p.
- Ziegler P. A. (1988) - Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *Mém. AAPG*, 43, 198 p.

ALLUVIATION IN THE MEURTHE AND MOSELLE VALLEYS (EASTERN PARIS BASIN, France) : LITHOLOGICAL CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE MOSELLE CAPTURE AND PLEISTOCENE CLIMATIC FLUCTUATIONS

Stéphane CORDIER*, Dominique HARMAND, Benoît LOSSON*** et Monique BEINER******

* Université Paris XII Val de Marne, 13, rue de Saurupt 54000 Nancy ; s-cordier@club-internet.fr

** Laboratoire de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, Nancy ; Dominique.Harmand@clsh.univ-nancy2.fr

*** Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz (CEGUM) ; benoit.losson@umail.univ-metz.fr

**** Beinerjm@aol.com

ABSTRACT :

Geomorphological and lithostratigraphic analysis allow the definition of a record of eleven alluvial stepped units in the Meurthe valley downstream from the Vosges Massif. The deposits are mainly composed of sands derived from Permo-Triassic strata. A similar system of stepped terraces is identified in the Moselle valley near Toul, where the deposits are coarser and contain more crystalline sediments than those of the Meurthe. A distinction is made in these units between the levels deposited before the capture of the Upper Moselle river by the Paleo-Meurthe, which follow the former course towards the Meuse valley, and the post-capture levels which follow the modern valley. Downstream from the present Moselle-Meurthe confluence, the higher deposits (above 25 m relative height) are similar to the Meurthe sediments (Permo-Triassic origin), as opposed to the youngest deposits (0 to 25 m relative height) which contain crystalline sediments of the Upper Moselle basin. This contrast allows the Moselle capture to be positioned between formations F4 and F3 of the alluvial system downstream from the present confluence. The correlation between these sections of valley underlines the parallelism of the terraces and the weakness of the syn-capture altitudinal gradient between the Upper-Moselle and the Paleo-Meurthe rivers.

In certain parts of the valleys, a contrast is shown between sandy lithofacies from the Permo-Triassic cover and coarse lithofacies with crystalline elements. The deposition of the sandy series is attributed to full-glacial episodes, while that of the coarse series is correlated with the periods of retreat of the Vosgian glaciers, especially during lateglacial episodes.

The consensus of absolute dates of the capture (250-300 000 years B.P.) allows the incision rate for the Meurthe and the Moselle valleys to be estimated at 0.11 mm.y⁻¹ since the capture. This rate is able to be compared with the rate already obtained for the Moselle valley in Germany.

Key-words : Fluvial terraces, heavy minerals, Meurthe, Upper Moselle capture, glacial cycle.

RÉSUMÉ

L'alluvionnement dans les vallées de la Meurthe et de la Moselle (est du Bassin parisien, France) : apports de la lithologie à la connaissance de la capture de la Moselle et des variations climatiques Pléistocènes.

Des études géomorphologiques et lithostratigraphiques permettent d'établir l'existence de onze unités alluviales étagées dans la vallée de la Meurthe à l'aval du Massif vosgien. L'alluvionnement se caractérise par des séries essentiellement sableuses issues des grès et congolomérats du Permo-Trias. Un dispositif alluvial semblable de terrasses étagées est reconnu dans la vallée de la Moselle toulouise ; les alluvions mosellanes sont plus grossières et plus riches en éléments cristallins que celles de la Meurthe. Une distinction est effectuée dans ces terrasses entre les niveaux antérieurs à la capture de la Haute Moselle (qui se poursuivent dans la vallée de la Meuse) et les niveaux postérieurs à la capture qui suivent la vallée actuelle.

A l'aval de l'actuelle confluence Moselle-Meurthe, les niveaux situés à plus de 25 m d'altitude relative présentent les caractères des alluvions de la Meurthe (sables siliceux issus du Permo-Trias) contrairement aux niveaux plus récents (0-25 m d'altitude relative) où les alluvions sont riches en éléments du socle vosgien. Ce contraste permet de situer la capture, à l'aval de la confluence Moselle-Meurthe, entre la mise en place des formations F4 et F3. Des corrélations entre les sections de vallées sont alors possibles, qui montrent le parallélisme des terrasses et la faiblesse du gradient hydraulique syn-capture entre la Haute Moselle et la Paléo-Meurthe.

Dans les sections de vallées étudiées, est mis en évidence à l'intérieur d'une même formation alluviale un contraste entre un faciès sableux à matériel surtout issu du Permo-Trias et un faciès plus grossier d'origine cristalline. La mise en place des séquences sableuses est attribuée aux épisodes pléniglaciaires, celle des faciès grossiers étant relié aux tardiglaciaires.

Une confrontation des résultats obtenus avec les datations de la capture (250-300 ka BP) permet d'avancer un taux d'incision post-capture de 0,11 mm/an dans les vallées de la Meurthe et de la Moselle lorraines. Ce taux peut être comparé à celui enregistré dans la vallée de la Moselle allemande.

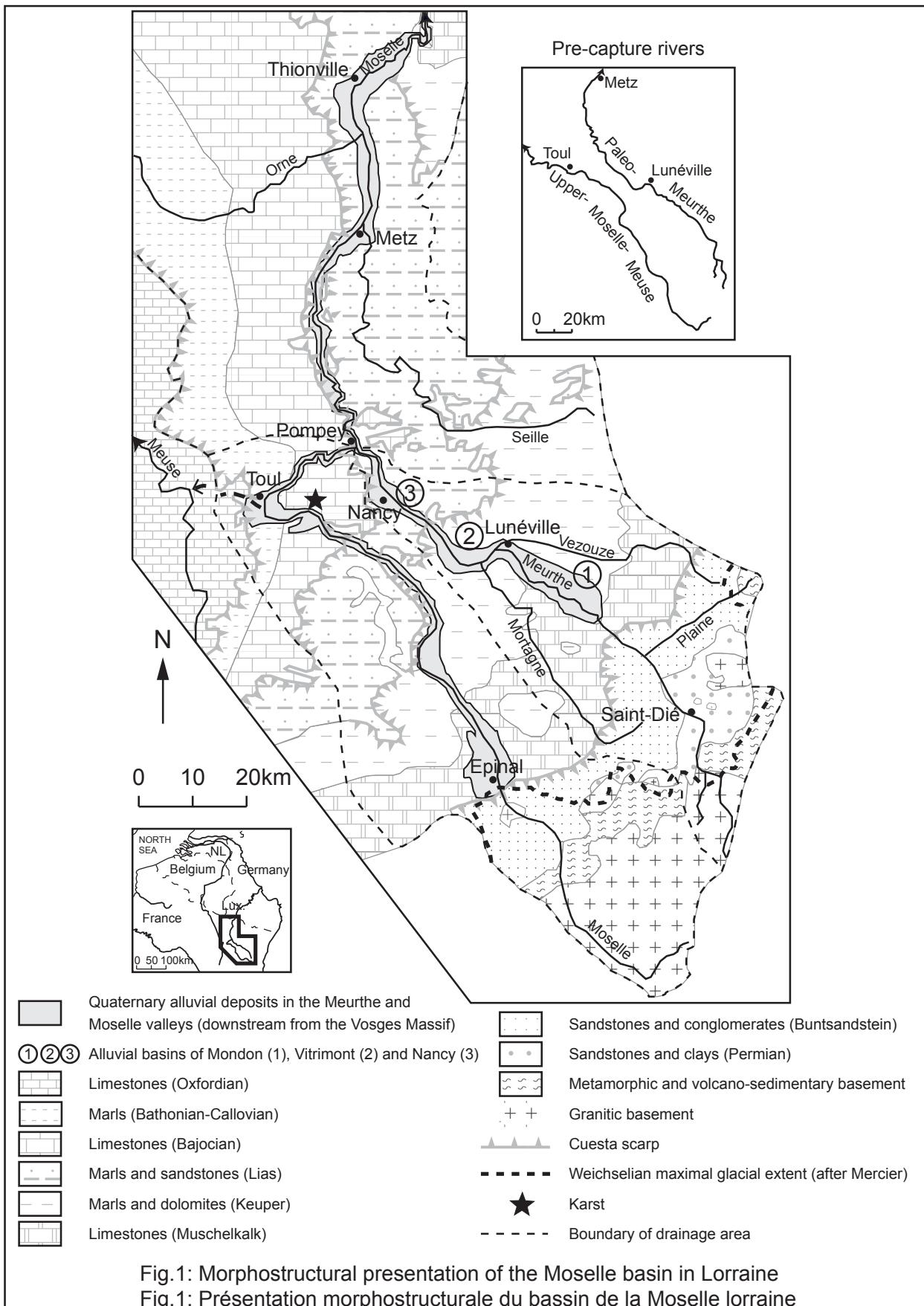
Mots-clés : Terrasses fluviatiles – minéraux lourds – Meurthe – capture de la Haute Moselle – cycle glaciaire.

INTRODUCTION

Situated in the North-East of France, the River Moselle and its major tributary, the River Meurthe drain the western slope of the Vosges mountains and the eastern Paris basin. Before its capture by the Meurthe during the Middle Pleistocene, the Upper Moselle flowed westward of Toul towards the River Meuse (fig.1) ; the drainage network was dominated by two rivers, the Upper Moselle-Meuse, and the Paleo-Meurthe (Harmand et al., 1995).

Copious research in the Upper-Moselle-Meuse valley has provided evidence for the capture (Buvignier, 1840 ; Davis, 1895), and has made it clear that it resulted from complex mechanisms (Harmand et al., 1995 ; Harmand et Le Roux, 2000) : headward erosion in the Paleo-Meurthe basin, bringing about the diversion of a tributary of the Upper-Moselle-Meuse into the Paleo-Meurthe river (Blache, 1943) ; deposition of an important alluvial accumulation in the vicinity of Toul, favouring the diversion of the Upper Moselle towards the Paleo-Meurthe which was situated at a lower height (Tricart, 1948) ; possible underground seepage due to the presence of a developed karst (Joly, 1911 ; Capot-Rey, 1936 ; Losson, 2000).

Detailed studies in the Upper Moselle (Taous, 1994), and in the Meuse valleys (Harmand, 1989 ; Pis-sart et al., 1997 ; Harmand et al., 1998) finally allowed terraces correlation between the Vosges massif and Maastricht.



Despite its importance, the Paleo-Meurthe valley has been little researched, either in its upper valley –the Meurthe valley- (Théobald et Gardet, 1935), or downstream from the present confluence between the Moselle and the Meurthe near Pompey (Tricart, 1948). Correlation with the Upper Moselle valley was difficult, and estimates of the syn-capture altitudinal gradient remained hypothetical (Harmand et al., 1995 ; Losson, 2000).

Recent research has thus taken place to define properly the terraces system in the Meurthe valley and in the Moselle valley near Toul, and to characterize the deposits in each section of valley. Comparison of these data then allows evidence of the capture to be observed downstream from Pompey, and thus a first paleoclimatic and chronological reconstruction can be proposed.

Reconstruction of the terraces system is based on topographical identification of terrace surfaces ; however, the topography often obscures the reality of the terraces disposition : field survey must also be completed by the identification of the bedrock surfaces (taking into account several hundred boreholes; Bureau des Recherches Géologiques et Minières and other references), as used in recent research in other valleys (e.g. Antoine, 1994 ; Hoffmann, 1996)

Characterization of the fluvial deposits is essentially based on lithological analysis (mineralogy of sands, petrography of clasts). These methods are often used in the reconstitution of paleoflows (e.g. Bustamente Santa Cruz, 1973 ; Larue et Etienne, 2001). These data are complemented in the main sections by a sedimentological approach (sedimentary structures, grain size).

I) THE STEPPED TERRACES OF THE MEURTHE AND THE MOSELLE VALLEY NEAR TOUL :

A) The alluviation of the Meurthe river in the Lorraine sedimentary basin

1) The morphostructural context and the alluvial system

Rising in the Vosges Massif, the river Meurthe successively drains the crystalline basement and its Permo-Triassic sandstone and conglomeratic cover (fig.1). Downstream from the mountains, in the studied part of the valley, the river flows through the Triassic and Jurassic strata (essentially Keuper and Liassic marls) as far as its confluence with the Moselle. Hard rock thresholds (in the Muschelkalk, the Infra-Lias and the Bajocian limestones) delimit three alluvial basins (Mondon, Vitrimont and Nancy) where significant amounts of sediments have been deposited.

Above the alluvial floodplain Me0, ten stepped terrace levels are distinguished, from Me1 the youngest to Me10 the oldest (fig.2a and b). The lower units (Me0 to Me5) correspond to six alluvial formations (F-Me0 to F-Me5) which are several meters thick (often more than 5 m, except for F-Me1 which is not well developed). These formations are dominated by residual deposits, which overlie the levels Me6 to Me10 (Cordier et al., 2002).

2) The lithology of alluvial deposits in the Meurthe valley

The study of alluvial deposits is based on the analysis of important sections especially in the Mondon basin. These outcrops are several meters thick and present various facies, justifying multiple samplings. The data are completed by the study of minor sections (one or two samples).

The sections show lithofacies that are essentially sandy or sandy-gravelly. Clast is present as a minor component. Lithological determinations are thus based both on sands (mineralogy) and clasts (petrography).

-Heavy minerals determinations have been made by Monique Beiner on sandy samples of the floodplain alluvium and the terrace levels (fig.3). Heavy minerals in the fraction 40-315 µm, were isolated using bromoform (methodology of Parfenoff et al., 1970). Counts, made with a light microscope concern at least 200 grains for each sample.

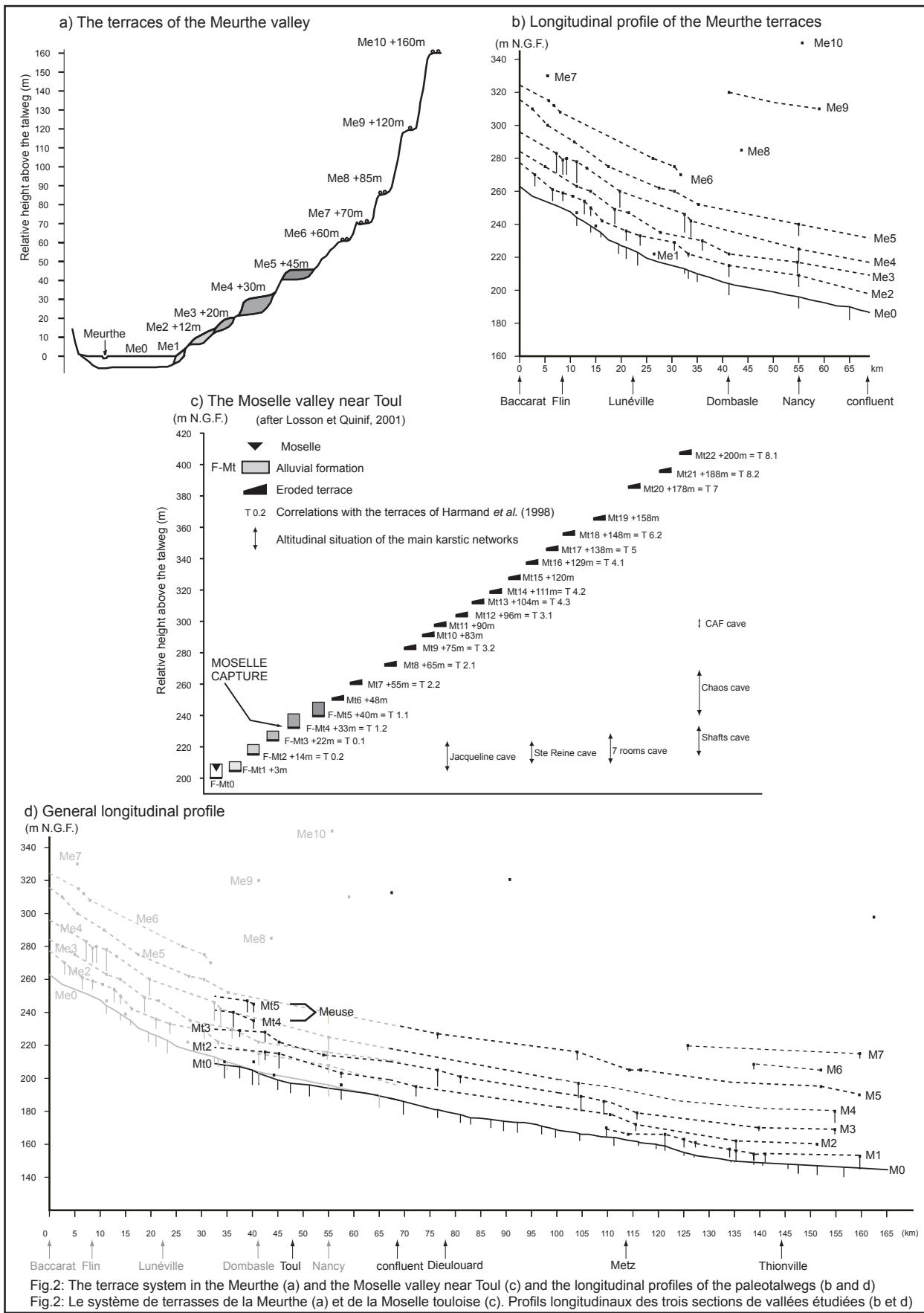
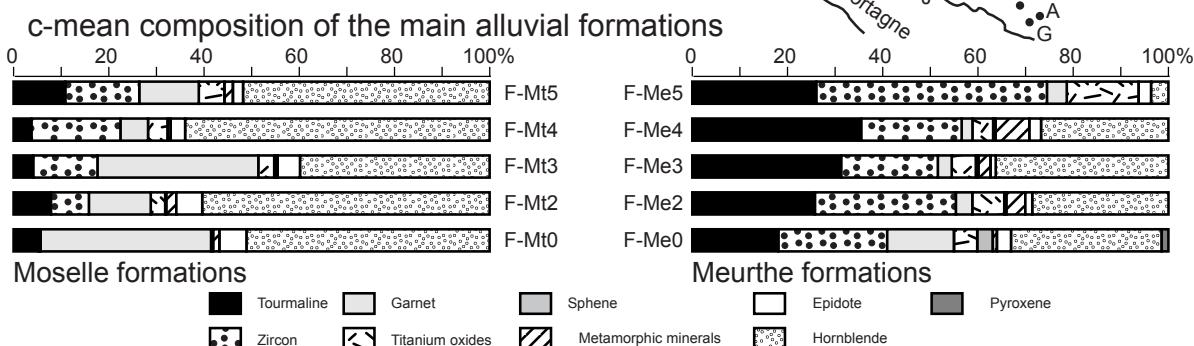
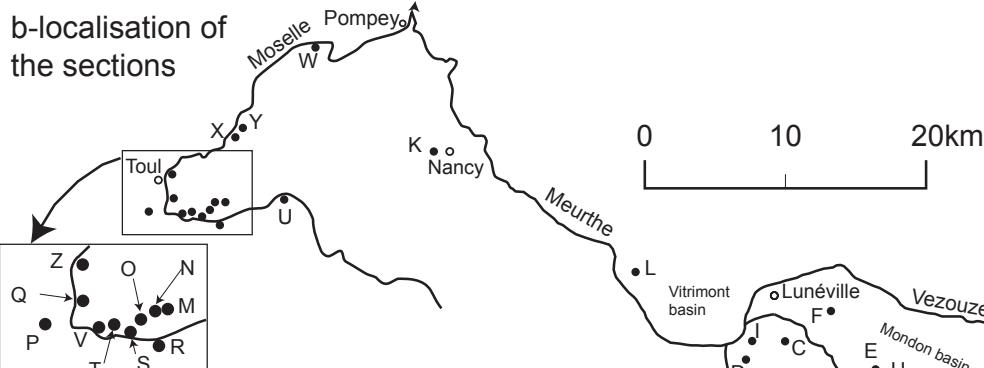


Fig.3: Mineralogical spectra of the Meurthe and the Moselle alluvial formations

Fig.3: Composition minéralogique des formations alluviales de la Meurthe et de la Moselle
a-heavy mineral content of each section (%)

Site	Formation	Number of samples	Tourmaline	Zircon	Garnet	Titanium oxides	Sphene	Metamorphic minerals	Epidote	Hornblende	Pyroxene	Tourmaline/Zircon
Alluvial formations of the Meurthe												
Basin of Mondon												
A	F-Me4	4	37,54	23,88	1,06	6,56	1,71	3,43	1,71	24,22	0	1,57
B	F-Me4	1	35	17,00	6,00	4,00	2,00	4,00	2,00	32,00	0	2,06
C	F-Me4	2	25,29	15,46	0,77	2,76	1,87	30,81	1,87	23,06	0	1,64
D	F-Me4	6	37,57	21,82	2,95	3,48	3,25	2,14	3,25	28,79	0	1,72
E	F-Me3	5	31,36	17,27	2,22	5,12	0,64	2,23	1,41	39,75	0	1,82
F	F-Me3	1	17,22	36,84	6,22	5,74	0,48	4,76	0,48	28,23	0	0,47
G	F-Me2	1	35,43	29,92	3,15	5,51	3,15	5,51	0	17,32	0	1,18
H	F-Me2	2	28,41	25,67	1,95	8,89	0	1,96	3,03	30,11	0	1,11
I	F-Me2	4	22,02	31,48	4,29	5,91	0	4,62	1,01	30,69	0	0,70
J	F-Me0	3	18,08	22,86	14,03	4,88	3,27	0,86	2,96	31,65	1,41	0,79
Basins of Vitrumont and Nancy												
K	F-Me5	1	26,04	48,44	4,17	15,10	2,60	0	2,60	3,65	0	0,54
L	F-Me3	1	44,79	19,02	3,07	4,29	0	1,84	0	26,99	0	2,35
Alluvial formations of the Moselle near Toul												
M	CF-Mt6	1	71,75	19,05	0,50	4,90	0	3,80	0	0,00	0	-
N	CF-Mt4	1	28,50	26,00	6,50	8,90	0	5,70	4,10	20,30	0	-
O	CF-Mt2	1	20,15	20,15	12,35	4,70	0	3,90	0,80	37,95	0	-
P	F-Mt5	1	16,13	8,39	0	4,52	0	3,23	1,94	65,81	0	-
Q	F-Mt5	1	5,59	22,70	25,00	6,25	0	0,33	2,30	37,83	0	-
R	F-Mt4	1	2,75	10,44	4,40	3,85	0	1,10	0,55	76,92	0	-
S	F-Mt4	1	3,37	30,71	7,87	3,37	0	0,75	3,00	50,94	0	-
T	F-Mt4	1	5,14	14,95	5,14	5,14	0	0	5,61	64,02	0	-
U	F-Mt3	1	4,74	7,11	59,29	2,37	0	0	0,40	26,09	0	-
V	F-Mt3	1	4,62	27,75	4,62	4,62	0	0	4,62	53,76	0	-
W	F-Mt3	1	3,02	5,60	37,50	3,02	1,29	0,86	9,05	39,66	0	-
X	F-Mt2	1	6,64	7,96	15,49	3,54	0,44	1,33	3,98	60,62	0	-
Y	F-Mt2	1	9,06	7,97	10,51	2,54	0	2,90	6,88	60,14	0	-
Z	F-Mt0	1	5,24	0,44	35,81	0,00	0,44	1,31	5,68	51,09	0	-



The determinations show the importance of the Vosges mountain as a sediment source ; indeed, the main minerals are tourmaline (mean content 31%), zircon (24%) and hornblende (29%), all originating in the massif. Hornblende (green, green-brown and brown) comes in particular from the basement (Hammeurt, 1967). In contrast, tourmaline and zircon (often zoned) are very abundant in the later sandstones and conglomerates (Perriaux, 1961). The predominance of these two minerals (especially downstream from Lunéville, where their global proportion exceeds 60%), and the lack of garnet (abundant in the crystalline rocks), prove that the sandy deposits of the Meurthe river mainly come from the Permo-Triassic cover.

The mineral composition of the alluvial formations is relatively constant (fig.3c), although minerals are more diversified in the floodplain alluvium (presence of garnet, titanium oxides and pyroxene). In contrast, the formation F-Me5 is characterized by the absence of hornblende, as a result of weathering (there is only one determination for this formation, however). Finally, the tourmaline-zircon ratio allows the formations F-Me2 to F-Me4 to be distinguished in the Mondon basin : this ratio is in general less than 1.2 for F-Me2, while its mean value is higher as 1.5 for F-Me3 and F-Me4 (greater domination of the tourmaline). This variation might be explained by the fact that the deposits originated in the middle Buntsandstein (where tourmaline is abundant), or in other parts of the Buntsandstein (in which zircon is more prevalent, Perriaux, 1961).

-Petrographical analysis of clasts (20-40 mm diameter; with a few exceptions, noted * on fig.4, counts exceeded a hundred clasts) confirms the mineralogical results : the clasts come mainly from the Permo-Triassic sandstone and conglomeratic cover (quartz, quartzites), and secondarily from the crystalline basement of the Vosges mountains (granites). In the Mondon basin, crystalline clasts are still abundant (sometimes more than 50%). However, downstream from Lunéville, the ratio suddenly decreases (e.g. compare samples J and Q, fig.4) and does not exceed 25% (except for the floodplain alluvium, Havard et al., 1970 ; Carcaud, 1992).

If we consider the relative age of the alluvial formations, we can see that in general the crystalline clasts are more prevalent in the youngest levels (except for the F-Me4 formation in the Mondon basin) : this enrichment is due to the weathering of the clasts in the old deposits –field survey thus reveals that the crystalline elements are more weathered in the F-Me4 formation than in the youngest one.

-Lithological analysis in the Meurthe terraces thus proves the importance of the Permo-Triassic strata as a sediment source. This trend, already clear in Mondon basin, becomes more pronounced downstream from Lunéville, where the crystalline deposits are rare. Several explanations can be given to this predominance :

-The main fact is the lithology of the Meurthe catchment : upstream from Lunéville (Mondon basin), 63.9% of the Vosgian catchment is developed in Permo-Triassic sandstone cover, but only 36.1% in the crystalline basement (surfaces estimated after Frécaut, 1971). The differential increases downstream from Lunéville, where the Meurthe is joined two main tributaries, the Vezouze and the Mortagne, which drain the sandstone cover (fig.1) ; their influence explains the lower percentage of crystalline elements, in the Vitrimont and Nancy basins : taking into account the whole catchment (including Vezouze and Mortagne), 75.9% of the Vosgian basin of the Meurthe is developed in sandstones and conglomerates (24.1% for the basement)

-Glaciation in the upper catchment (Darmois-Théobald et Menillet, 1973) essentially concealed the basement, limiting the availability of crystalline rocks as fluvial sediment during glacials.

-Finally, the Permian basin of Saint-Dié was during the Pleistocene a “sediment trap” for crystalline material coming from the upper valley (Carcaud, 1992).

Research in the Meurthe catchment has thus allowed, first the definition of the terraces system complementing and correcting previous studies (Théobald et Gardet, 1935), then the demonstration of the predominance of Permo-Triassic sediments in the Meurthe deposits.

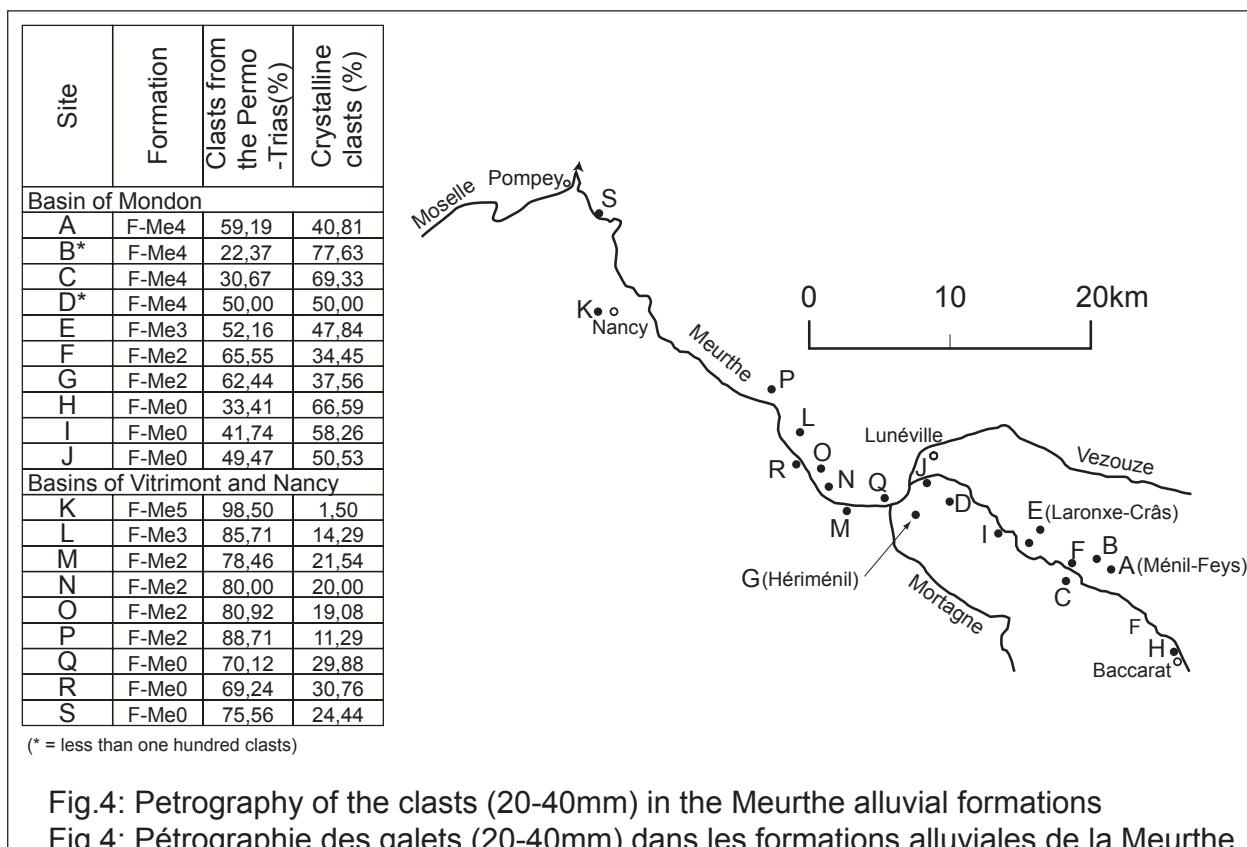


Fig.4: Petrography of the clasts (20-40mm) in the Meurthe alluvial formations

Fig.4: Pétrographie des galets (20-40mm) dans les formations alluviales de la Meurthe

B) The alluvial deposits of the Moselle river near Toul

1) An important alluvial basin in the Moselle valley (fig.1)

Like the Meurthe, the Moselle river flows downstream from the Vosges the Triassic and Jurassic stratas. Near Toul, the valley shows an elbow resulting from the capture of the Upper Moselle by the Paleo-Meurthe. Except where it drains the Bathonian and Callovo-Oxfordian marls, the river is contrained within a narrow valley, developed in Bajocian limestones. In these formations a important karst system developed (fig.2c), correlated with the paleoflows of the Moselle (infill of galleries by siliceous deposits, Gamez et al., 1995 ; Gamez et Losson, 1998 ; Losson, 2000).

In this section (fig.2c), six alluvial formations (F-Mt0 to F-Mt5) are stepped between 0 and 40 m relative height (Harmand et al., 1995 ; Pissart et al., 1997 ; Harmand et al., 1998 ; Losson et Quinif, 2001). They correspond with the alluvial floodplain Mt0 and the younger terraces (Mt1 to Mt5). Above them, numerous eroded terraces developed from 40 to more than 200 m relative height are overlain by residual alluvial deposits (gravels, and more rarely sands).

Recent research in the vicinity of Toul has allowed pre-capture levels (following the former "Val de l'Asne" valley towards the Meuse valley) and post-capture levels (Mt3 to Mt0) which follow the present valley, to be distinguished : taking account of relative heights, these recent units Mt3 to Mt0 may be connected with the corresponding units of the Meurthe valley (Me3 to Me0, fig.2d).

2) Lithological results

The alluvial deposits of the Moselle river are very different to the Meurthe deposits ; the sediments in the Moselle valley are coarser, with a larger crystalline component (Dorniol, 1997) : mineral determinations made by M. Beiner show the predominance of hornblende (more than 50%) and garnet from the basement (fig.3). In contrast, zircon and tourmaline are rare (often less than 20% except in the oldest levels where

they are relatively abundant because of their resistance to weathering). Lithological numbering also shows important percentages of crystalline clasts (between 30 and 60%), despite Toul being more than 100 km from the outcrops of basement in the Vosges.

Three important facts can explain this characteristics :

-first, the lithology of the Vosgian basin of the Moselle river, in which granitic outcrops are well developed : estimates suggest that 76.4% of this basin is developed in the basement, but only 23.6% in the sandstone formations (after Frecaut, 1971).

-Furthermore, there was more extensive glaciations in the Moselle basin (fig.1) : the weichselian end moraine is thus situated in the Moselle valley at 45 km of the present source of the Moselle, in comparison with only 12 km for the Meurthe valley (Seret, 1966 ; Darmois-Théobald et Menillet, 1973 ; Seret et al., 1990 ; J.L.Mercier, personal communication).

-Finally, the mean altitude of the Moselle basin is higher than that of the Meurthe basin : consequently, the erosive potential and the capacity of the river are more important ; the Moselle is also able to carry numerous crystalline elements out of the massif.

The comparison between the Meurthe valley and the Moselle valley near Toul reveals important differences in the composition of their sediments. These differences make it possible to distinguish the pre- and post-capture deposits downstream from the present Moselle-Meurthe confluence.

II) THE PALEO-MEURTHE MOSELLE VALLEY DOWNSTREAM FROM THE CONFLUENCE

Between the Moselle-Meurthe confluence and Metz, the Paleo-Meurthe-Moselle valley is developed in Liassic marls, between the Bajocian cuesta and its outliers (fig.1). The valley is narrow and contains little in the way of preserved fluvial sediments : alluvial deposits are only observable in a few basins. Downstream from Metz, where the valley moves aside the cuesta scarp, alluvial formations are thicker and more widely preserved.

Using the same criteria as for the other sections of valley, eight alluvial formations (from F-M0 the floodplain to F-M7) are identified downstream from Pompey. They correspond with the floodplain alluvium M0 and the lower terrace levels (M1 to M7), stepped between 0 and 70m relative height. Above M7, residual deposits can be observed up to 160 m relative height (fig.2d).

Initial sedimentological analysis (fig.5) and field surveys show that the formation F-M4 to F-M7 (30-70 m relative height) and the older deposits are mainly composed with sediments that originated in the Permo-Triassic strata :

-the mineralogical composition of the sands shows the predominance of the tourmaline-zircon association (55 to 75% of the minerals), while minerals from the crystalline basement (hornblende and garnet) are only present in minor proportion (less than 30%) ;

-in the same way, gravel clasts only originated in the sandstone cover (limestones have a proximal origin and are not significant).

These characteristics mainly reflect the lithology of the Meurthe basin : the deposition of these sediments, attributed to the Paleo-Meurthe river, thus occurred before the capture.

In contrast, the lower formations (F-M3 to F-M0, situated below 25m relative height) often contain numerous sands and gravel clasts originating in the basement :

-the percentage of crystalline minerals (hornblende and garnet) always exceed 35% and even 50% (except for the section of Saint-Hubert, see below III). A significant proportion of the tourmaline-zircon association (25 to 45%) corresponds with the influence of the Meurthe which remains able to carry sediments from the Vosges after the capture (its influence is all the more important, because its Vosgian catchment is as wide as the Moselle catchment). The variations observed in the relative proportion of minerals originating

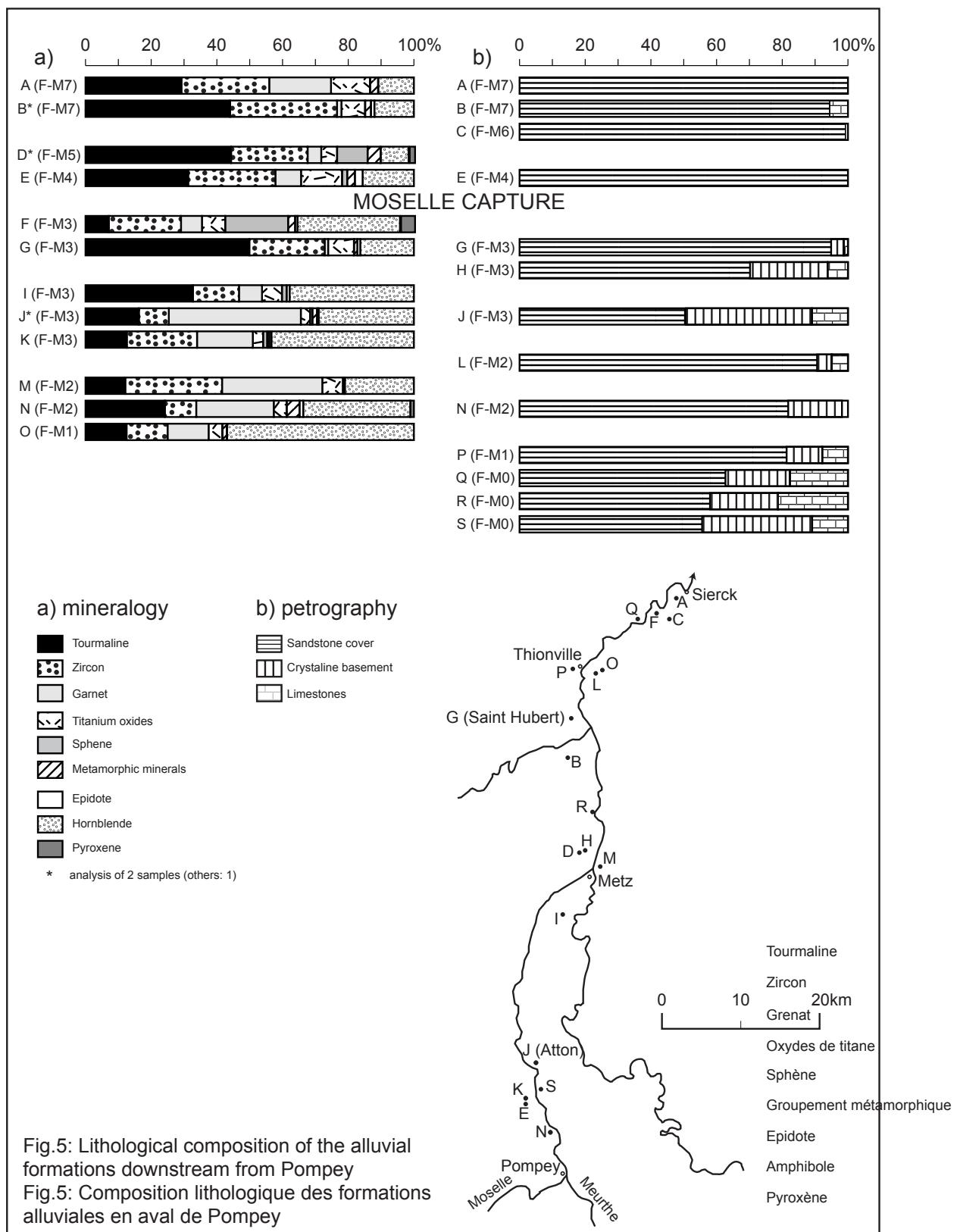


Fig.5: Lithological composition of the alluvial formations downstream from Pompey

Fig.5: Composition lithologique des formations alluviales en aval de Pompey

in the sandstone cover and in the crystalline basement thus reflect the relative predominance of one river or the other;

-petrographic determinations for the formations F-M0 to F-M3 confirm this duality : clasts originating in the sandstone and conglomeratic formations (quartz and quartzite) are more abundant because of their resistance to weathering, but crystalline clasts always represent more than 20% (except downstream from Thionville where the proportion decreases because of the weathering of the granite clasts).

This petrographical and mineralogical change proves that the capture occurred between the deposition of the F4 and F3 formations of the Paleo-Meurthe-Moselle valley : M3 is the first level deposited after the capture, and corresponds with the Mt3 level defined near Toul.

It is also possible to present a global longitudinal profile for the three sections of valley (fig.2d). The profile shows the parallelism of the terrace levels, already described in recent research for the other major valley in Lorraine, the Upper Moselle-Meuse valley. This confirms the weakness of general tectonic deformations in sedimentary Lorraine during the Pleistocene (Le Roux et Harmand, 1998), and prove that the altitudinal gradient between the Upper-Moselle-Meuse near Toul and the Paleo-Meurthe near Pompey did not exceed 20m when the capture occurred.

III) VALLEYS FORMATION IN THE LORRAINE SEDIMENTARY BASIN : INFLUENCE OF GLACIATIONS AND CHRONOLOGICAL RECONSTITUTION

A) Alluviation and the glacial cycle

Detailed analysis of the main sections (both in the Meurthe valley and downstream from Pompey) allow to observe important variations in the sedimentological structures of the deposits and in their lithological composition ; this makes it possible to define typical lithofacies that can be correlated with the Vosgian glaciations.

-In the Meurthe valley : the main sections observed in the basin of Mondon (example of the sections of Laronxe-Crâs, which is correlated with the formation F-Me3, and Ménil-Feys, representative of the formation F-Me4, fig.6) always show a lower sandy deposit several meters thick (series A of Laronxe-Crâs, A and B of Ménil-Feys). The global disposition of the sequences, comparable with recent sections observed in the Loire valley in Burgundy (Straffin et al., 1999 ; Blum and Törnqvist, 2000), and the observation of crossing channels in the F-Me4 formation (Doeglas, 1962 ; Marc Durand, personal communication) show that these series were deposited in the Mondon basin by a braided river. This conclusion confirms data from the floodplain (Carcaud, 1992) and the middle terraces of the Moselle downstream from Epinal (Taous, 1994).

The sandy series are overlain by a coarse deposit (series B and C of Laronxe-Crâs, C of Ménil-Feys) with an erosive base channelled into the lower sediments. The deposit is overlain by sands and silts which are very weathered and not easily observable in the field (although boreholes reveal that they can locally be several meters thick).

The connection between these characteristics and the lithological composition of the sequences allows a correlation with the glaciations in the Vosges mountains to be proposed : indeed, the lower series contain many sediments originating in the sandstone and conglomeratic cover (tourmaline and zircon, quartz and quartzite clasts, fig.6). Taking into account the characteristics of the upper Meurthe basin, the deposition of these series is correlated with full-glacial episodes : during these periods, the basement is overlain by ice, and the capacity of the Meurthe river is too weak to allow the transport of abundant crystalline materials out of the massif. The observation of cryoturbation structures in these sandy series (section of Hérimenil, fig.7) confirms this correlation.

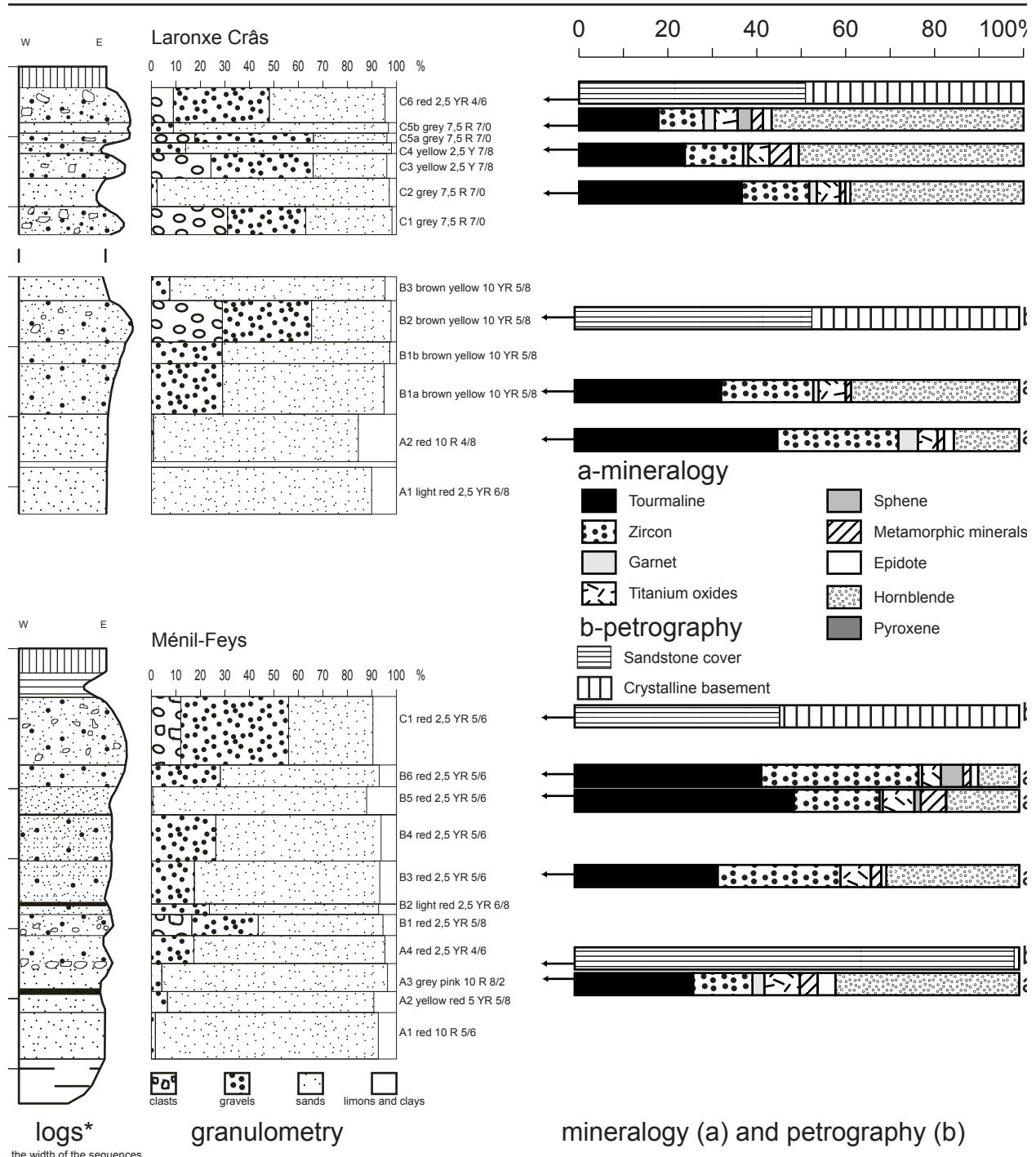


Fig.6: Sedimentological analysis of the alluvial formations of the Meurthe valley:
sections of Laronxe-Crâs and Ménil-Feys (localisation of the sections fig.4)
Fig.6: Synthèse sédimentologique pour les coupes de Laronxe-Crâs et de Ménil-Feys

In contrast, the upper coarse series contains abundant crystalline elements (hornblende, granites) : deposition may thus have occurred during late glacial episodes, when the capacity of the river was maximal, which can explain the frequency of crystalline sands and clasts, as well as the channelling of the underlying deposits.

It is more difficult to assign a relative age to the uppermost sands and silts. They may represent interglacial deposits, preserved after incision by the river to a lower level ; the main incision periods must indeed have occurred between interglacial and full-glacial periods, as confirmed by the absence of incision in the Holocene floodplain alluvium (Carcaud, 1992).

This scheme should not be considered as a general model of relationship between incision and climatic cycle in periglacial areas (e.g. in the Thames valley, Bridgland (2000) places incision at the cold to warm transition, after a cold-climate gravel aggradation episode that covers or replaces interglacial floodplain deposits). However the chronology presented for the Mondon basin reinforces results obtained in many other nord-west European valleys (Antoine, 1994 ; Vandenberghe, 1994). (It seems quite difficult to extend this model in the lower Meurthe valley, because of the lack of data downstream from the Mondon basin).

-Downstream from Pompey, the formation F-M3 presents two main types of lithofacies : in Atton (sample J, fig.5), the deposits are coarse and contains abundant crystalline clasts and sands. South of Thionville, the F-M3 deposits located close to the axis of the valley still contain crystalline elements, in contrast to the deposits located more laterally : the Saint-Hubert section (sample G, fig.5) thus presents thick sandy sequences, with sediment predominantly originating in the sandstone cover (lack of granite and hornblende, abundance of tourmaline).

This observation allows the following interpretation to be proposed : during cold periods, sedimentation is dominantly sandy and particularly supplied by the Meurthe river (e.g. Saint- Hubert). During late glacial periods, coarser and crystalline sediments are deposited, mainly by the Moselle river (e.g. Atton).

However this interpretation remains still hypothetical, because of the deficiency of sections. More work is needed to determine the environment of deposition for the post-capture formations downstream from Pompey.

B) The post-capture chronological evolution of the Meurthe and Moselle valleys

In 1985, burned flint were dated by thermoluminescence in the lower Meuse valley near Maastricht (Huxtable and Aitken, 1985). Correlations with the Moselle near Toul show that the Moselle diversion is older than 250 ky B.P. More recently, Losson and Quinif (2001) studied the karst near Toul and dated speleothems (originated in galleries filled with pre-capture deposits in the Shafts and Ste Reine caves, fig.2c), using the Uranium/Thorium method. The minimum age assigned to the capture by this method is 270-300 ky B.P.

Although these two dates remains hypothetical (due to the uncertainty of their interpretations), they are sufficiently consistent to assign a valid estimation of the age of the capture.

The comparison of this age with the alluvial system makes it possible to estimate the post-capture incision rates, and to assign an age to the youngest terraces :

-the minimum incision rate in the sedimentary Lorraine basin can be estimated at 0.11 mm.y^{-1} since the capture. This rate is close to the mean incision rate for the Moselle valley in the Rhenish Shield during the whole Pleistocene, which is estimated at 0.12 mm.y^{-1} (Negendank, 1983). However the incision in the German valley was not constant during the Pleistocene (Hoffmann, 1996) : it is also important to obtain absolute dates for pre-capture levels in the French valleys, and to find the traces of the capture in the Rhenish Shield;

-the chronology for the youngest terraces may be as follow (Westaway, 2001; Cordier et al., 2002) : M3 (and its equivalents Mt3 and Me3) dates from OIS 6, M2-Mt2-Me2 from OIS 4, M1-Mt1-Me1 from OIS 2, while the alluvial floodplain sequence dates from the Late-glacial and Holocene (Carcaud, 1992).



Fig.7 : Contrast between the lower sandy deposits and the upper coarse deposits (section of Hériménil , F-Me2. Localisation on fig.4). The sandy series presents cryoturbation figures (plications and involutions, on the right of the hammer) : this deposit probably occurred during the full-glacial periods. Détail de la coupe de Hériménil carrière (Me2) : contraste entre banc grossier sommital et série inférieure sableuse, cette dernière présentant des figures de cryoturbation (plications et involutions) : sa mise en place correspondrait à une phase pléniglaciaire.

CONCLUSION

This study demonstrates the importance of the sedimentary record of the River Meurthe and compare it with that of the Moselle river. Such comparison makes it possible to find evidence of the Upper Moselle capture downstream from Pompey and to show the influence of recent climatic change in the Vosges mountains on the alluviation of the two rivers (both in proximal and median areas).

Correlations with absolute dates for the capture complement the chronological reconstitution by providing an estimate of the incision rate in the Moselle basin and of the age of the post-capture terraces. However these data must still be improved, by obtaining absolute datings in the Paleo-Meurthe valley, and by complementary research in the Moselle valley in Germany.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank gratefully Dr. R. Briant and Dr. R. Westaway for their improvements. Dr D. Bridgland, who kindly accepted to review the English text, is also gratefully acknowledged. This paper is a contribution to IGCP 449 ‘Global Correlation of Late Cenozoic fluvial deposits’.

REFERENCES

- ANTOINE P., 1994 – The Somme valley terrace system (northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. *Terra Nova*, 6, 453-464.
- BLACHE J., 1943 – Captures comparées : la vallée morte de la Bar et les cas voisins. *Revue de Géographie Alpine*, 31,1, 1-37.
- BLUM M.D., & TÖRNQVIST T.E., 2000 – Fluvial response to climate and sea-level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47, 1, 2-48.
- BRIDGLAND D.R., 2000 – River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift, and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1293-1303.
- BUSTAMENTE SANTA CRUZ L, 1973 – Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse. Thèse, Université de Leuven, 3 vol., 335 p.
- BUVIGNIER A., 1840 – Note sur les alluvions de la Moselle dans la vallée de la Meuse. *Mém. Soc. Philomatique de Verdun (Meuse)*, 1, 255-258.
- CARCAUD N., 1992 – Remplissage des fonds de vallée de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. Thèse, Université de Nancy II, 281 p.
- CAPOT-REY R., 1936 – La structure et le relief de la Lorraine, *Géographie lorraine*. S.L.E.L. Nancy, 41-108.
- CORDIER S., HARMAND D., & BEINER M., 2002 – Les alluvions anciennes de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du bassin de Paris, France) : étude morphosédimentaire et essai de reconstitution paléoclimatique. *Revue géogr. de l'Est*, 4, 197-208.
- DARMOIS-THEOBALD M., & MENILLET F., 1973 – Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 21, 113-128.
- DAVIS W.M., 1895 – La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géographie*, 25-49.
- DOEGLAS D.J., 1962 – The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, 167-190.
- DORNIOL Y., 1997 – Etude morphologique de la vallée de la Moselle entre Neuves-Maisons et Chaudenay-sur-Moselle. *Mém. Maîtrise*, Université de Nancy II, 108 p.

- FRECAUT R., 1971 – La Moselle et son bassin : contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviale en milieu tempéré océanique. Thèse, Université de Lille, 840 p.
- GAMEZ P., WEHRLI A., FIZAINE J.-P., & SCAPOLI J., 1995 – L'implication du karst dans la capture de la Moselle. *Revue géogr. de l'Est*, 35, 3-4, 297-308.
- GAMEZ P., & LOSSON B., 1998 – Premiers résultats de l'étude des remplissages dans le karst de Pierre-la-Treiche (54) : l'entrée E du réseau Ste Reine. *Mosella*, 23, n°3-4, 41-59.
- HAMEURT J., 1967 – Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr.*, 26, Strasbourg, 402 p.
- HARMAND D., 1989 – La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny-sur-Meuse et Mouzon (Ardennes). Tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin. Thèse, Université de Nancy II-Nancy I, 603p.
- HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNEFONT J.-C., & SARY M., 1995 – Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. *Revue géogr. de l'Est*, 35, n°3-4, 321-343.
- HARMAND D., PISSART A., & KROOK L., 1998 – L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales. *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes Symposium « problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux »*, 157-173.
- HARMAND D., & LE ROUX J., 2000 – La capture de la Haute Moselle. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris.*, 37, 3, 4-14.
- HAVARD H., MAUGET G., & HUSSON B., 1970 – Etude des matériaux alluvionnaires du bassin versant de la Moselle. *Laboratoire des Ponts et Chaussées de Nancy*, 173 p.
- HOFFMANN R., 1996 – Die quartäre Tektonik des südwestlichen Schiefergebirges begründet mit der Höhenlage der jüngeren Hauptterrasse der Mosel und ihrer Nebenflüsse. *Bonn. Geowiss. Schrift.*, Band 19, 156 p.
- HUXTABLE J., & AITKEN M.J., 1985 – Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. *Med. Rijks geol. Dienst.*, 39 (1), 41-44.
- JOLY H., 1911 – Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes. Nancy, 350p.
- LARUE J.P. & ETIENNE R., 2001 – Morphodynamique fluviale et tectonique : l'exemple de la vallée de la Loire dans le sud du Bassin parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 281-294.
- LE ROUX J. & HARMAND D., 1998 – Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de la capture de la Moselle. *Geodinamica Acta*, 11, 4, 149-162.
- LOSSON B., 2000 – Modalités des défluviations partielles souterraines de la Moselle avant sa capture. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris.*, 37, 3, 15-22
- LOSSON B., & QUINIF Y., 2001 – La capture de la Moselle : nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, 37, 1, 29-40.
- NEGENDANK J.F.W., 1983 – Trier und Umgebung. *Sammlung Geol. Führer*, 60, 195 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C. & TOURENQ J., 1970 – Les minéraux en grains. Méthode d'étude et détermination. Masson, 578 p.
- PERRIAUX F., 1961 – Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr.*, 18, Strasbourg, 236 p.
- PISSART A., HARMAND D., & 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 Quat.*, 51, 3, 267-284.

SERET G., 1966 – Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. Soc. Roy. Belg. De Géogr., 90, 577p.

SERET G., DRICOT E., & WANSARD G., 1990 – Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. Nature, 346, 453-456.

STRAFFIN E.C., BLUM M.D., COLLS A., & STOKES S., 1999 – Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France). Quaternaire, 10, (4), 271-282.

TAOUS A., 1994 – Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (approche sédimentaire et pétrographique). Thèse, Université de Nancy II, 201 p.

THEOBALD N., & GARDET G., 1935 – Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. Bull. Cent. Soc. Hist. Nat. de Metz, 34, 3, 10, 69-100.

TRICART J., 1948 – La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique, Thèse doct., SEDES, Paris, 2 t., 274 p.

VANDENBERGHE J., KASSE C., BOHNCKE S., & KOZARSKI S., 1994 – Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : a comparative study of the Warta and Maas rivers. Terra Nova, 6, 476-485.

WESTAWAY R., 2001 – Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, north-west Europe. In : Maddy D., Macklin M.G., Woodward J.C. (Eds), River Basin Sediment Systems : Archives of Environmental Change. Balkema, Abingdon, England, 87-167.

FIGURE CAPTIONS

Fig.1 : Morphostructural presentation of the Moselle basin in Lorraine

Présentation morphostructurale du bassin lorrain de la Moselle.

Fig. 2 : The terrace system in the Meurthe valley (a) and the Moselle valley near Toul (c) and the longitudinal profiles of the terraces (b and d).

Le système de terrasses de la Meurthe (a) et de la Moselle touloise (c). Profils longitudinaux des trois sections de vallée étudiées (b et d).

Fig. 3 : Mineral spectra of the Meurthe and the Moselle formations.

Composition minéralogique des formations alluviales de la Meurthe et de la Moselle

Fig. 4 : Petrography of the clasts (20-40mm) in the Meurthe formations.

Pétrographie des galets (20-40mm) dans les formations alluviales de la Meurthe.

Fig. 5 : Lithological composition of alluvial formations downstream from Pompey

Composition lithologique des formations alluviales en aval de Pompey.

Fig.6 : Sedimentological analysis of the alluvial formations of the Meurthe valley : exposures of Laronxe-Crâs and Ménil-Feys (localisation fig.4).

Synthèse sédimentologique pour les coupes de Laronxe-Crâs et Ménil-Feys

Fig.7 : Contrast between the lower sandy deposits and the upper coarse deposits (section of Hériménil, F-Me2. Localisation on fig.4). The sandy series presents cryoturbation figures (plications and involutions, on the right of the hammer) : this deposit probably occurred during the full-glacial periods.

Détail de la coupe de Hériménil carrière (Me2) : contraste entre banc grossier sommital et série inférieure sableuse, cette dernière présentant des figures de cryoturbation (plications et involutions) : sa mise en place correspondrait à une phase pléniglaciaire.

CONTRÔLE MORPHOSTRUCTURAL DE L'HISTOIRE D'UN RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE : LE SITE DE CAPTURE DE LA MOSELLE

J. Le Roux* et D. Harmand**

* Université Henri Poincaré (Nancy 1), courriel : jacques.leroux@club-internet.fr

** CERPA, Laboratoire de Géographie, Université de Nancy 2, B.P. 13397, 54015 NANCY Cedex,
tél : 03 83 96 70 07, fax : 03 83 96 70 35, courriel : Dominique.Harmand@univ-nancy2.fr

(Adapté de *Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle*, Geodinamica Acta, 1998, 11, 4, 149-162 et de *La capture de la Haute Moselle*, Bull. inf. Bassin de Paris, 2000, vol.37, n°3, 4-14).

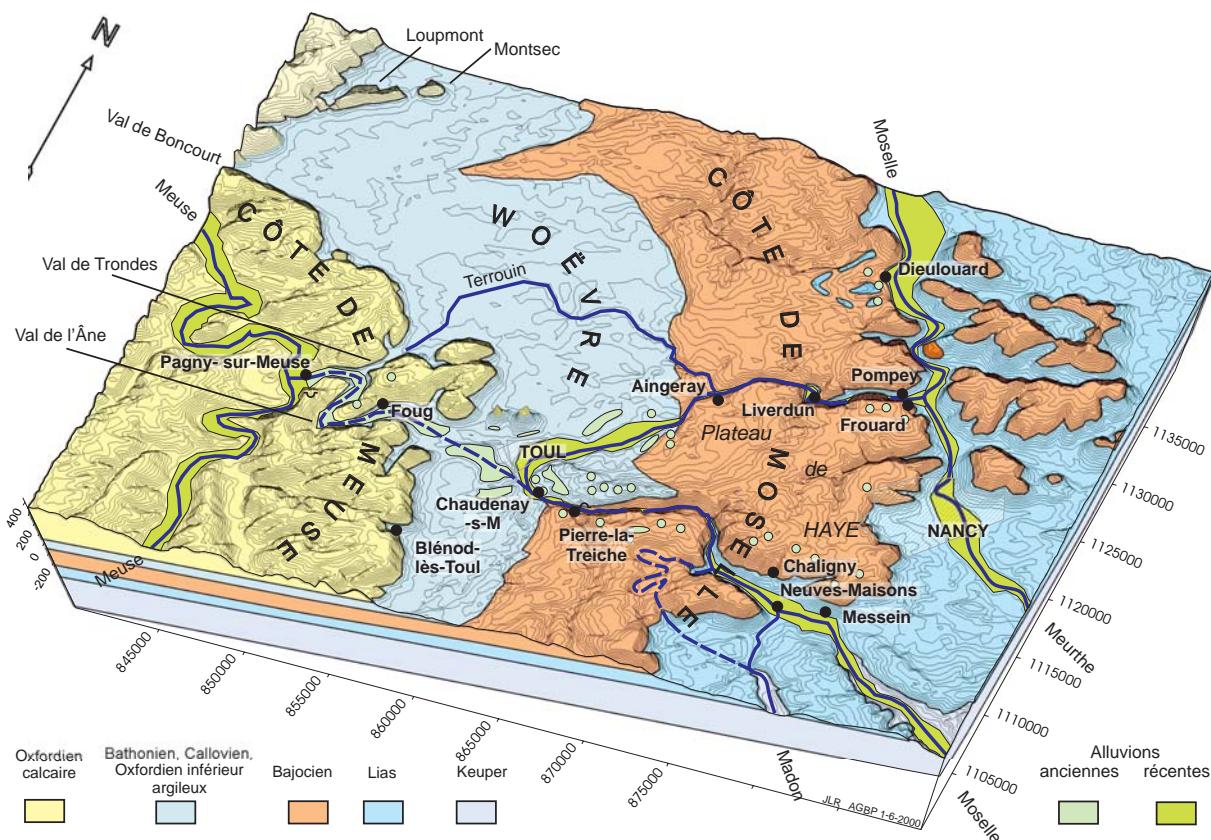


Fig 5 : Le Val de l'Âne : un cas d'école

Abstract - Morphostructural control of a river network evolution: the Moselle capture area

By comparing the topographic contour map, the Bajocian limestone structural contour map, and alluvial terraces in the Toul and Nancy area, it is possible to reconstitute the changes in the drainage pattern and the Moselle and Meuse cuestas (côtes de Moselle et de Meuse) retreat that have taken place since the late Tertiary. The highest reworked alluvial deposits of the palaeo-rivers, ("Haute-Moselle" and "Paléo-Meurthe") are now situated on the inverted relief top of the Moselle cuesta. They suggest that the course of these rivers drifted and that the relief in the late Tertiary was subdued. The clearing of the back slope surfaces only started at the beginning of the Pleistocene (at 350m) as a result of a climatic deterioration. Since this time, downcutting erosion and the correlative removal of clays have strongly emphasized cuesta relief although there has been a certain retreat which varies about 6 to 21 km, depending on the basement dip. The main rivers are almost entirely superimposed on the palaeo structural framework. On the contrary the tributaries of the left bank originally extended and changed on the Callovo-Oxfordian clays before penetrating into the Bajocian limestones, according to the cuestas retreat during the Plio-Pleistocene. Only small strike rivers were in accordance with structural features; sinking into the underlaying Bajocian limestones these entrenched rivers quickly dried up. On the opposite, the flow of the eastward rivers, independent of the structure, grew upstream to downstream, because these rivers first drained the Callovo-Oxfordian clays, before cutting across the Bajocian limestones groundwater. It is the same nowadays. The piracy of the Moselle can be explained by the evolution of the "Paléo-Terrouin", a major eastward palaeo tributary of the "Paléo-Meurthe", and by the retreat of the Meuse cuesta. The significant retreat of this cuesta in the "Toul syncline", changing from an inverted relief to a structural relief, in the Dieulouard structural basin, led to a widening of the Callovo-Oxfordian clay plain and a broadening of the "Paléo-Terrouin" 's hydrographic basin. As a result, the "Paléo-Terrouin" captured the "Rivière de la Haie Plaisante", a small strike tributary of the Upper Moselle, and then eastward, the Upper Moselle. In the future, it will probably also capture the Upper Meuse.

cuesta / retreat / palaeo drainage pattern / superimposition / erosion surfaces / back slope surfaces

Résumé -

La comparaison entre la structure tectonique des calcaires du Bajocien, la répartition des alluvions anciennes et la morphologie permet de retracer l'évolution du relief de côtes et l'évolution des axes de drainage depuis la fin du Tertiaire.

Les alluvions conservées en inversion de relief sur le plateau d'érosion au sommet de la côte de Moselle, témoignent en faveur des cours divagants de la «Paléo-Meurthe» et de la Haute-Moselle et du manque de vigueur du relief à la fin du Tertiaire. Le dégagement des surfaces structurales ne commence qu'au début du Pléistocène (stade 350m) en relation avec un changement climatique. L'encaissement du réseau hydrographique et le déblaïement des dépressions argileuses ne font, depuis lors, que donner de l'amplitude au relief de côte malgré un recul qui a pu être chiffré entre 6 et 21 km, en fonction du contexte structural.

Les cours d'eau principaux sont presque totalement surimposés à la structure. Les affluents de rive gauche de la «Paléo-Meurthe», d'abord adaptés au cadre morphostructural, coulent dans la plaine argileuse du Callovien dans laquelle ils migrent et s'allongent en fonction du recul des côtes, avant de se surimposer dans les calcaires du Bajocien. Seuls apparaissent adaptés à la structure quelques petits ruisseaux orthocliniaux qui s'assèchent rapidement après incrustation dans les calcaires. N'étant pas alimentés par l'amont, ils s'enfoncent moins vite que les cours d'eau qui drainent d'abord les argiles du Callovien avant de recouper la nappe des calcaires bajociens. La capture de la Moselle s'explique par l'adaptation au cadre morphostructural du «Paléo-Terrouin», affluent de rive gauche de la «Paléo-Meurthe», s'écoulant à contre-pendage. Le recul important de la côte de Meuse dans le «synclinal» de Toul, passant d'un relief inverse à un relief conforme dans la cuvette de Dieulouard, a permis l'élargissement progressif de la plaine argileuse du Cal-

lovien et l'accroissement du bassin-versant du «Paléo-Terrouin». Celui-ci a fini par capturer la «Rivière de la Haie Plaisante», puis par son intermédiaire, la Haute-Moselle elle-même. Dans l'avenir, il est probable qu'il capture également la Haute-Meuse.

relief de côte / recul / paléo-réseau hydrographique / surimposition / surfaces d'érosion / surfaces structurales.

1. Introduction

L'Est du Bassin de Paris possède un relief de côtes comprenant sept lignes de côtes principales au front orienté vers l'Est (J. Vidal de la Blache, 1908 ; Capot-Rey, 1936 ; de Martonne, 1942 ; Tricart, 1949 ; Le Roux, 1978, 1980, 1983, 1985, 1987 ; Hilly et Haguenauer, 1979 ; Bonnefont, 1983 ; Dewolf, 1987 ; Harmand, 1992 ; Battiau-Queney, 1993 ; Mottet, 1993). Les côtes les plus marquées sont les côtes de Moselle (côte du Dogger - ou du Bajocien -) et de Meuse (côte du Rauracien - ou de l'Oxfordien moyen -) (*figures 1 et 2*).

Le relief de côtes est traversé par des cours d'eau orientés du sud vers le nord : la Meuse, (bassin-ver-

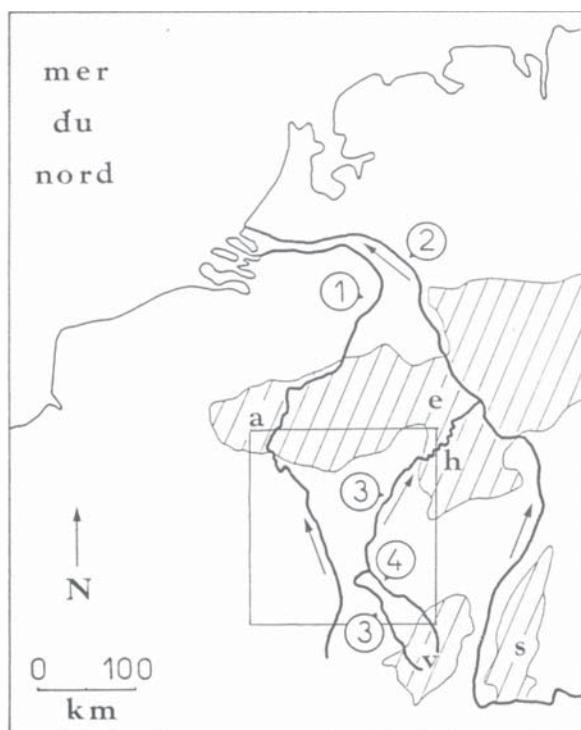


Figure 1. Cadre géographique général. 1, Meuse ; 2, Rhin ; 3, Moselle ; 4, Meurthe ; a, Ardenne ; e, Eifel ; h, Hunsrück ; s, Schwarzwald (Forêt noire) ; v, Vosges.

Figure 1. General location map. 1, Meuse; 2, Rhin; 3, Moselle; 4, Meurthe; a, Ardenne; e, Eifel; h, Hunsrück; s, Schwarzwald; v, Vosges.

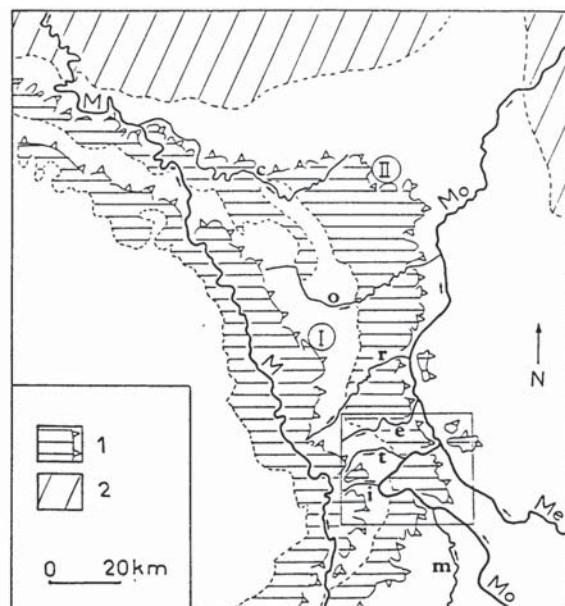


Figure 2. La Lorraine sédimentaire. Cette carte présente les côtes de Meuse et de Moselle et les affluents de rive gauche de la Moselle qui traversent la côte de Moselle.

1, Côtes de Meuse (I) et de Moselle (II) et revers calcaires des côtes ; 2, massifs anciens. M, Meuse ; Me, Meurthe ; Mo, Moselle ; c, Chiers ; e, Esch ; i, Ingressin ; m, Madon ; o, Orne ; r, Rupt de Mad ; t, Terrouin.

Figure 2. The Lorraine sedimentary area. This map presents the Meuse and Moselle cuestas and the eastward tributaries of the Moselle that flow through the Moselle cuesta.

1, Meuse (I) and Moselle (II) cuestas and their calcareous back slopes; 2, old blocks. M, Meuse; Me, Meurthe; Mo, Moselle; c, Chiers; e, Esch; i, Ingressin; m, Madon; o, Orne; r, Rupt de Mad; t, Terrouin.

sant mosan), la Moselle et la Meurthe (bassin-versant rhénan). Ces cours d'eau, indifférents à la structure, recoupent obliquement les isohypsies (Le Roux, 1980) et traversent en aval, des massifs anciens plus élevés que les auréoles sédimentaires du Bassin de Paris (Ardenne, Eifel, Hunsrück).

Pour expliquer l'indifférence à la structure régionale et locale des principaux cours d'eau lorrains, des mécanismes de surimposition et d'antécédence ont été évoqués en premier lieu, des réorganisations de drainage en second lieu (Davis, 1896 ; J. Vidal de la Blache, 1908 ; Capot-Rey, 1936 ; de Martonne, 1942 ; Tricart, 1949 ; Pissart, 1961).

En Lorraine sédimentaire, les géomorphologues (Tricart, 1949, 1956) ont cru observer au-dessus des côtes lorraines les traces d'un aplatissement tertiaire, expliquant ainsi la surimposition ultérieure du réseau hydrographique.

Plusieurs captures se sont effectuées au Quaternaire ancien et moyen, comme l'indique une note récente (Harmand et al., 1995b). La capture la plus significative est celle de la Moselle, paléo-affluent de la Meuse, capturée par un affluent de la Meurthe. Avant la capture, la Lorraine était drainée par la «Haute-Moselle-Meuse» et la «Paléo-Meurthe» (figures 2, 3a et 3b ; Harmand et al., 1995c).

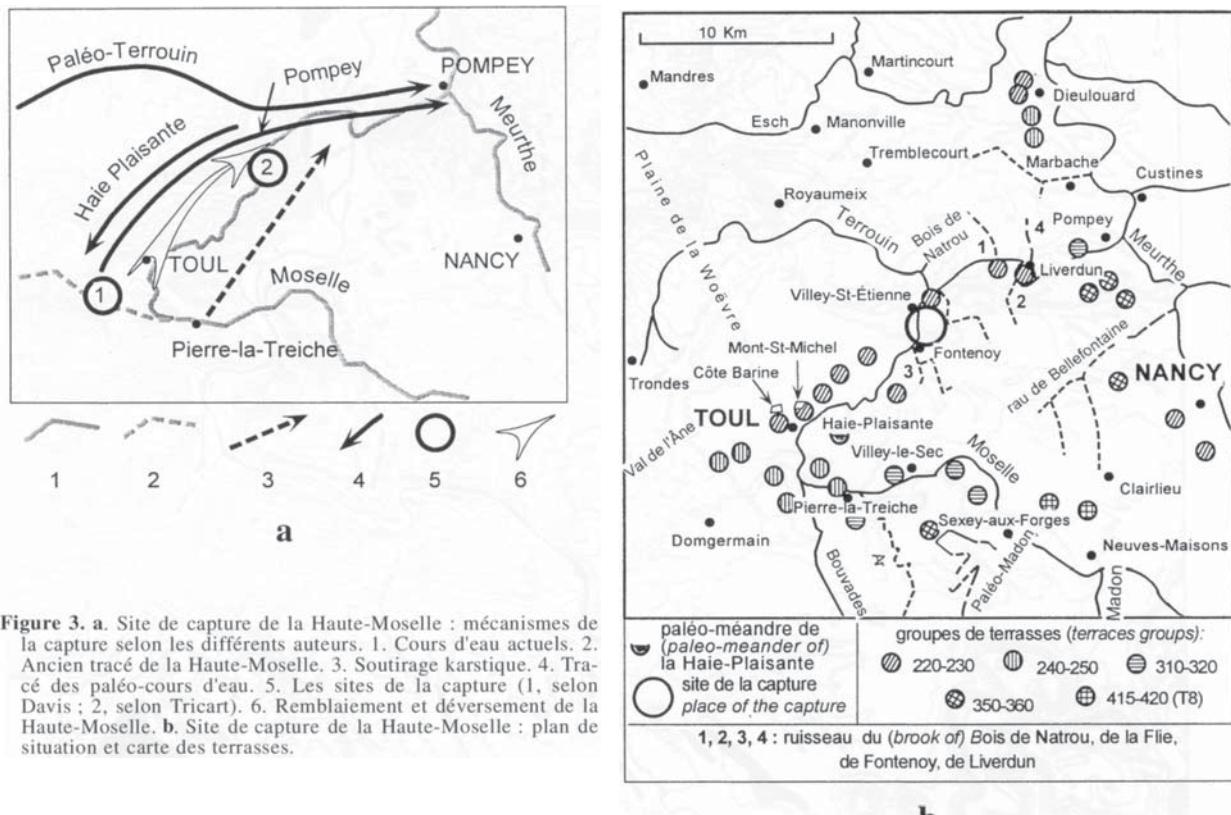


Figure 3. a. The capture of the Upper-Moselle area: capture processes according to different authors. 1. Present rivers. 2. Palaeo-Upper Moselle. 3. Karstic diffluences. 4. Palaeo-rivers. 5. Places of the capture (1: after Davis, 2: after Tricart). 6. Deposition and diversion of the Upper-Moselle. **b.** The capture of the Upper-Moselle area: location map and terraces. The Upper Moselle river terraces, which are located more than 230 m high near Toul, correspond to a palaeo-drainage axis toward the Meuse river. Around Dieulouard, the 240–250 m terraces belong to the Palaeo-Meurthe. The lowest terraces exist in the Moselle and Meurthe current valleys.

2. Présentation

2.1. Originalités et description du site de capture de la Moselle

2.1.1. Originalités du site de capture de la Haute-Moselle

La région du site de capture de la Moselle, située dans la Lorraine centrale, entre Nancy et Toul, a fait l'objet de nombreux travaux en géologie et en géomorphologie, travaux sans cesse renouvelés depuis un siècle (Davis, 1896 ; Bleicher, 1900 ; J. Vidal de la Blache, 1908 ; Capot-Rey, 1936 ; Tricart, 1949 ; Bonnefont, 1975 ; Flageollet, 1978 ; Flageollet et Vincent, 1985 ; Le Roux, 1978, 1985, 1987 Harmand et al., 1995a, 1995c).

Le cadre morphostructural est marqué par la relative proximité des deux côtes de Meuse et de Moselle, ces deux côtes s'écartant l'une de l'autre vers le nord (figure 2). Mais, surtout, cette région a conservé les traces de la capture de la Moselle, capture attestée par le coude de capture de la Moselle à Toul, un modèle fluviatile fossile et de nombreux dépôts fluviatiles (figures. 3b et 4).

Les terrasses alluviales ou les témoins résiduels des paléo-nappes alluviales sont situés sur les versants de la vallée de la Moselle actuelle, sur les plateaux du Bajocien ou sont piégées dans les dépressions karstiques de la région de Pierre-la-Treiche (Tricart, 1949 ; Bonnefont, 1975 ; Vaskou, 1979 ; Flageollet et Vincent, 1985 ; Gamez et al., 1995 ; Harmand et al., 1995 a, 1995b). Les niveaux de terrasses principaux les plus élevés de la Haute-Moselle, notés de T 8 à T 1 du plus ancien au plus récent (Harmand, 1992), jalonnent un paléo-tracé de la Haute-Moselle vers la Meuse. A contrario, les basses terrasses de la Moselle et de la Meurthe suivent les cours d'eau actuels.

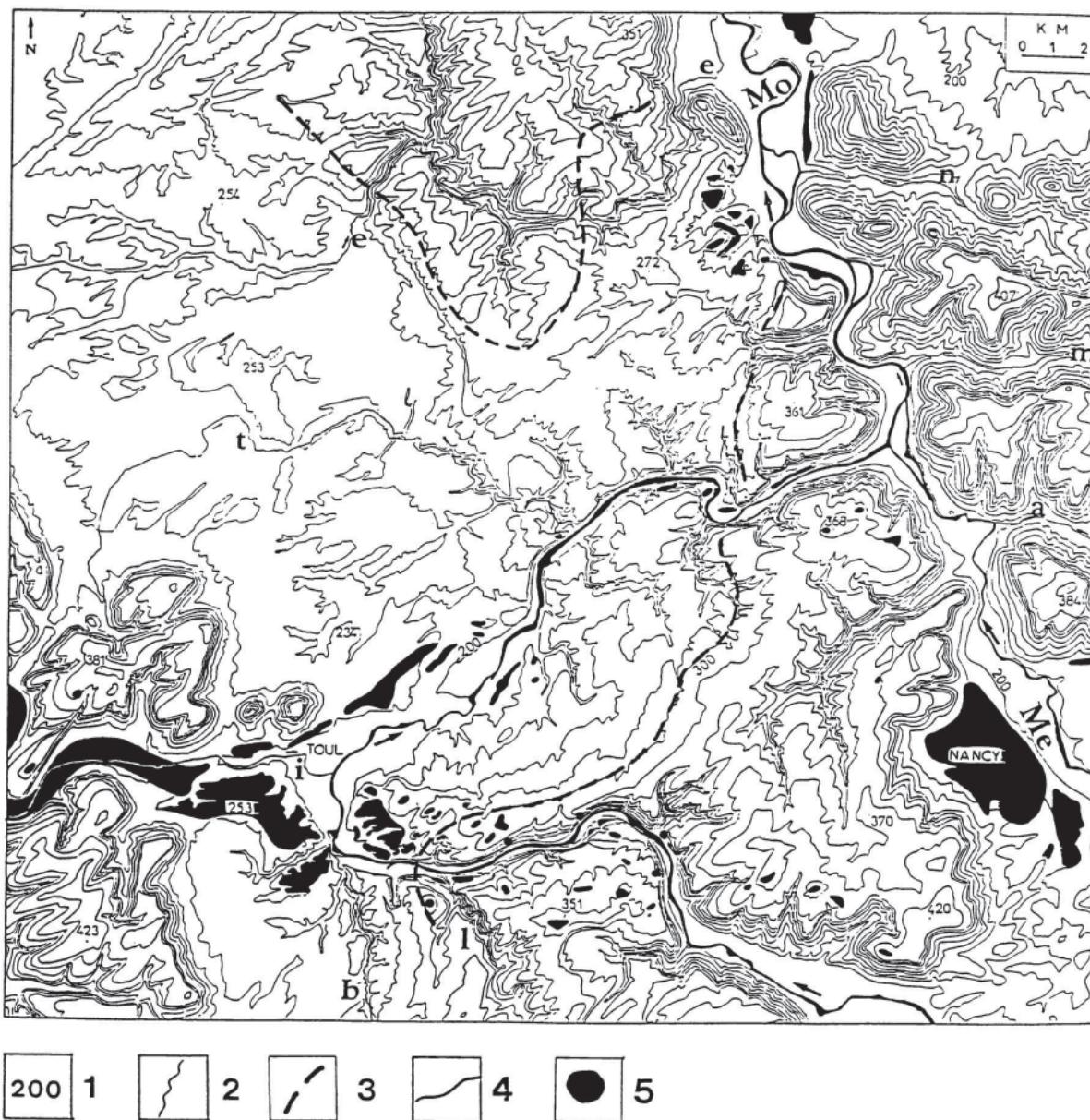


Figure 4. Carte topographique et des alluvions anciennes dans la région de Toul et de Nancy.

1, points cotés en mètres ; 2, courbes de niveau (équidistance : 20 m) ; 3, courbe de niveau 300 m ; 4, principaux cours d'eau (Mo, Moselle ; Me, Meurthe ; a, Amezule ; b, ruisseau des Bouvades ; e, Esch ; i, Ingressin ; l, Larot ou Ar ; m, Mauchère ; n, Natagne ; t, Terrouin) ; 5, alluvions en place ou résiduelles des vallées de la Moselle et de la Meurthe.

Figure 4. Topographic contour map and alluvial deposits of the Toul and Nancy area. The Upper Moselle capture area presents: 1) thick and large alluvial formations that correspond to the Saalian middle terraces and the Weichselian lower terrace; 2) thin and reworked alluvial deposits that correspond to the Plio-Pleistocene high terraces.

1, spot heights in metres; 2, contour lines (interval: 20 m); 3, 300 m contour line; 4, main rivers (Mo, Moselle; Me, Meurthe; a, Amezule; b, ruisseau des Bouvades; e, Esch; i, Ingressin; l, Larot or Ar; m, Mauchère; n, Natagne; t, Terrouin); 5, in situ or residual alluvial formations of the Moselle and Meurthe valleys.

2.1.2. Description du site de capture de la Haute-Moselle

Lithologiquement, cette région présente, d'est en ouest, un soubassement d'âge toarcien à oxfordien moyen (Le Roux, 1985; figures. 3b, 5 et 6). L'alternance de lithofaciès calcaires et argilo-marneux déterminent la présence des deux côtes de Moselle (ou du Bajocien) et de Meuse (ou de l'Oxfordien moyen), mais également d'une micro-côte formée par les caillasses à Rhynchonelles du Bathonien.

Sur le plan structural, la région est traversée du sud-ouest au nord-est par une ondulation synclinale régionale, le «synclinal de Savonnières-Dieuluard» ou «synclinal de Toul» (figure 6), structure NW – SE et NE – SW (Le Roux, 1980, 1985). Ces failles déterminent parfois des horsts ou des demi-horsts ainsi que des fossés ou demi-fossés. La région est également affectée de dômes et de cuvettes.

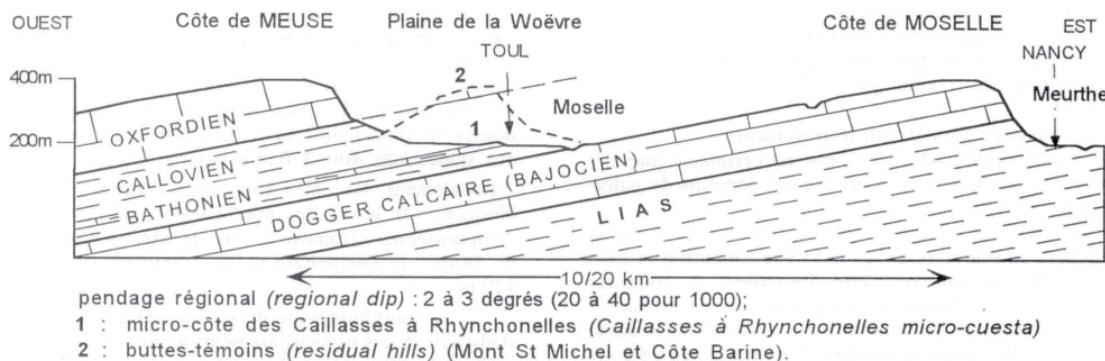


Figure 5. Cadre morphostructural du site de capture de la Haute-Moselle (coupe).

Figure 5. Schematic morphological cross-section of the Upper Moselle capture area.

Le paléo-drainage vers la Meuse est matérialisé, au Sud-Ouest de la région étudiée, par des percées cataclinales : percée cataclinale de la Moselle à travers la côte de Moselle, percées cataclinales fossiles à travers la côte de Meuse : Val de l'Âne et Val de Trondes. En revanche, le Nord-Est de la région est drainée à contre-pendage vers la Moselle actuelle (Harmand et al., 1995c); (figures 3b, 4 et 6).

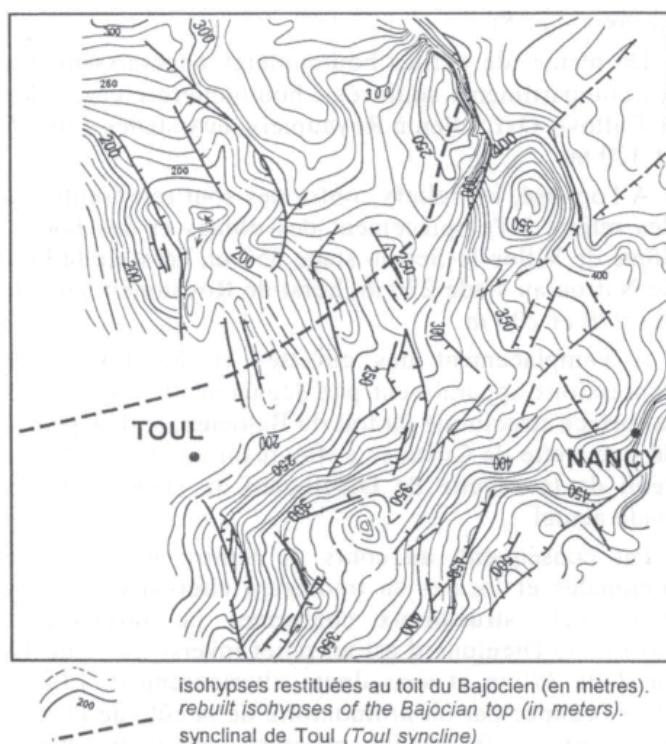


Figure 6. Carte structurale du site de capture de la Moselle.

Figure 6. Structure contour map of the Upper Moselle capture site.

Grâce aux corrélations effectuées avec la vallée de la Haute-Moselle (Taous, 1994), la capture de la Haute-Moselle a été située entre deux grandes phases de remblaiement attribuées au Saalien. Les corrélations effectuées avec la vallée de la Meuse inférieure (Juvigné et Renard, 1992) permettent de la situer vers 250 000 a. B.P.

Après avoir successivement évoqué (figure 3a) une capture par érosion régressive du «Pompey», affluent de la «Meurthe» (Davis, 1896), une capture par déversement (Tricart, 1949), les recherches récentes insistent sur l'action de plusieurs processus (Harmand et al., 1995c) : 1) capture préparée par soutirages karstiques dans la région de Pierre-la-Treiche, aux dépens de la Moselle, au profit de la «Paléo-Meurthe», 2) capture amorcée par un affluent de la Paléo-Meurthe : le «Paléo-Terrouin», encaissé dans les calcaires bajociens, 3) capture favorisée par la présence d'un affluent orthoclinal de la Moselle, situé dans le «synclinal de Toul» (figure 6) : la «Rivière de la Haie Plaisante», enfin 4) capture accélérée par l'importance du remblaiement alluvial au Saalien.

2.2. Méthodologie

Ce travail est une approche pluridisciplinaire s'appuyant sur une connaissance approfondie à la fois de la structure régionale et locale (figure 6; Le Roux, 1971, 1978, 1980, 1983, 1985, 1987 ; Steiner, 1980), ainsi que sur des travaux récents en géomorphologie, notamment des connaissances approfondies sur l'évolution du réseau hydrographique régional (Harmand, 1992 ; Harmand et al., 1995 c ; Pissart et al., 1997).

La méthode s'appuie sur deux évidences :

1) la position d'un cours d'eau est certaine à une altitude donnée, quand on y trouve des témoins de paléo-nappes alluviales ;

2) l'altitude à laquelle se situait un cours d'eau au moment de son incrustation dans une formation calcaire est celle du toit de cette formation, à condition qu'aucune déformation tectonique ne soit intervenue ;

3) en un point et à une altitude donnés d'un fond de vallée, seules peuvent affleurer les formations géologiques situées au-dessus de ce fond de vallée.

A partir des niveaux de terrasses, de la carte structurale et de la position actuelle des cours d'eau encaissés, il s'agit donc de reconstituer pour chaque niveau, la position du paléo-réseau hydrographique et l'extension minimale des formations géologiques.

Cette dernière est dessinée à partir de la carte structurale en isohyps. Il suffit pour cela de tracer la courbe de niveau (isohypse) du contact à cartographier à l'altitude correspondant au fond de vallée. Cela revient à tracer la carte géologique d'une région supposée plane.

Cette reconstitution ne prend en compte ni les paléo-pentes des talwegs, ni les différences d'altitudes éventuelles entre les différents cours d'eau. L'impact de cette simplification est peu important, l'incertitude sur l'altitude des paléo-vallées étant probablement supérieure à la pente des paléo-rivières.

Cette reconstitution ne prend pas en compte, non plus, les effets éventuels de la néotectonique. Car, malgré l'existence de mouvements subactuels démontrés par des comparaisons de nivellation à l'échelle de l'Est de la France (Fourniguet, 1987), aucun mouvement vertical relatif local n'a jamais été mis clairement en évidence. Les profils longitudinaux réguliers des terrasses de la Haute-Moselle-Meuse et de la Paléo-Meurthe (Theobald et Gardet, 1935 ; Harmand, 1992 ; Pissart et al., 1997) viennent à l'appui de cette hypothèse.

Ainsi, ont été représentés les trois contacts lithologiques principaux : le toit du Lias, le toit du Bajocien et le toit du Callovien, situés respectivement à la base et au sommet du front de côte de Moselle et à la base du front de côte de Meuse.

3. Résultats

3.1. Rôle de la structure dans le dégagement des côtes (figures 6, 7 et 8)

3.1.1. Reliefs inverses et conformes

Les différentes cartes mettent en évidence la fréquence des reliefs inverses. À l'échelle régionale, les côtes du Bajocien et de l'Oxfordien moyen présentent une succession de rentrants dans les ondulations anticlinales et les dômes, et de saillants dans les ondulations synclinale et les cuvettes :saillants respectivement liés à la cuvette de Dieulouard au stade 420m et au synclinal de Toul au stade 400m ; rentrants des dômes de Martincourt au stade 420m, de Villey-le-Sec aux stades 420, 400, 370m et ultérieurement.

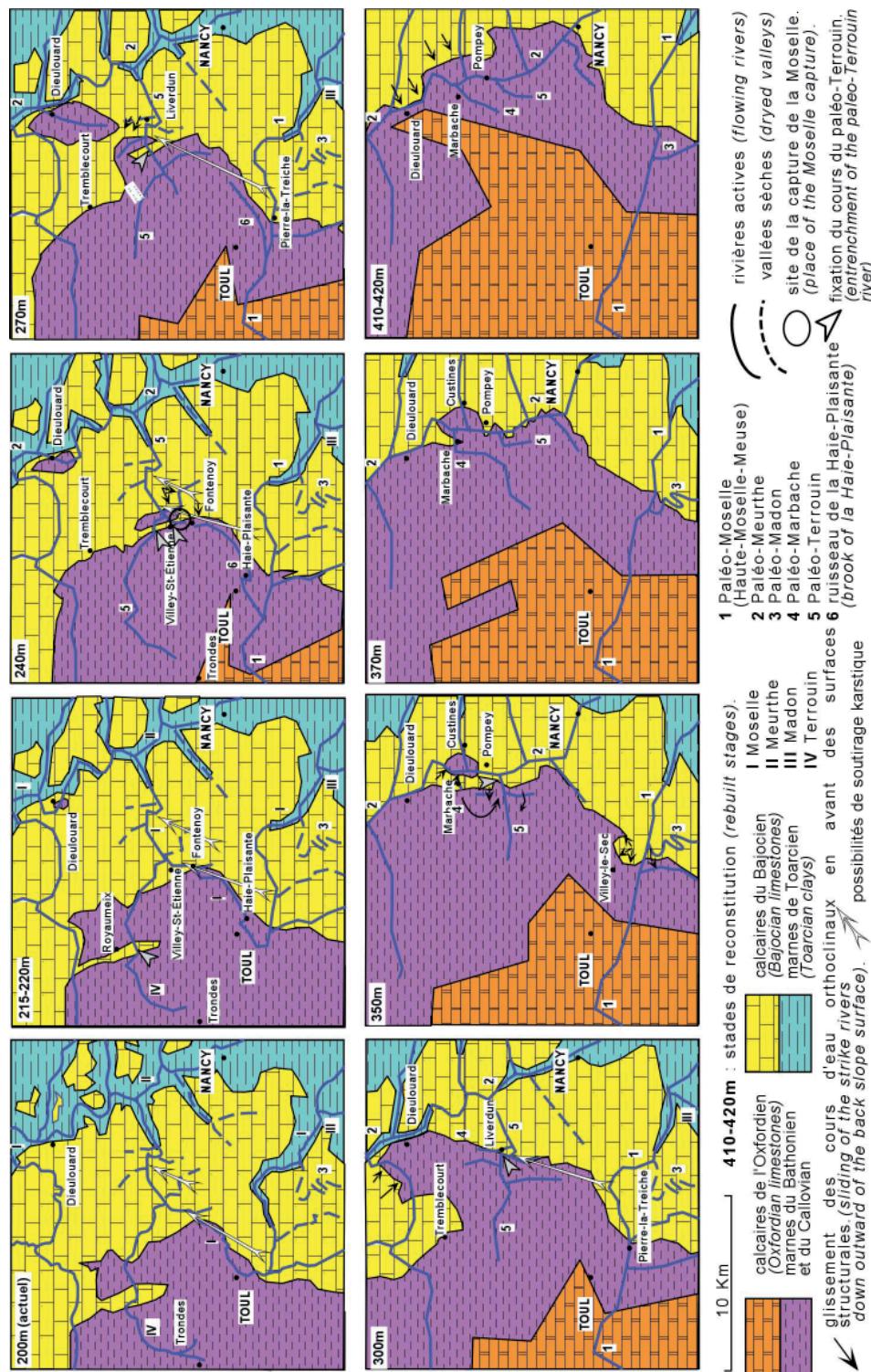


Figure 7 et 8. Paléo-paysages et paléo-cours d'eau du site de capture de la Haute-Moselle
Remarque : tous les stades n'ont pu être figurés. Le choix a été fait en fonction de l'évolution du tracé des cours d'eau plutôt que du recul des côtes.
Palaeo-landforms and palaeo-rivers of the Upper Moselle capture area
Remark: it was impossible to draw every stage. The evolution of the river network has been chosen rather than the stages of the cuestas retreat.

Localement, les côtes sont, dans certaines sections, bloquées sur les failles nord-ouest – sud-est dans les compartiments effondrés : côte de Meuse bloquée par les failles de Dieulouard et de Tremblecourt au stade 420m.

Le rôle morphologique du saillant de Dieulouard, au stade 420m, est particulièrement important. Ce saillant, en faisant affleurer des formations calcaires oxfordiennes au contact des calcaires bajociens, éliminant ainsi la plaine du Callovo-Oxfordien, ne pouvait former qu'un obstacle à l'écoulement de la Paléo-Meurthe vers le nord. Celle-ci ne trouvait un passage que le long du tracé de la faille de Dieulouard. Ainsi, dès le stade 420m, la Paléo-Meurthe était localisée le long de cette faille où elle se trouve encore.

Si les ondulations synclinale et les cuvettes conditionnent la présence de saillants, elles sont soulignées également par des buttes-témoins, comme actuellement les buttes-témoins de la côte de l'Oxfordien à Toul : Mont-Saint-Michel et Côte Barine, ou les buttes-témoins de la côte de l'Oxfordien dans les cuvettes de Dieulouard aux stades 400 et 370m et celles du Bois de Natrou au stade 400m (figures 7 et 8).

De même, de petites boutonnières apparaissent dans les compartiments soulevés : boutonnière creusée dans le Callovo-Oxfordien à Royaumeix, aux stades 370, 350 et 320m.

À l'opposé, les reliefs conformes sont représentés par des reliefs à l'emplacement des dômes et des horsts : dôme de Villey-le-Sec au stade 350 m, horst de la Forêt de Natrou au stade 270 m, horst de Royaumeix aux stades 220 et 200 m.

À l'emplacement des cuvettes et des fossés, des dépressions apparaissent par dégagement progressif de la surface structurale du toit du Bajocien, le dégagement de la cuvette de Custines s'effectuant au stade 350 m et celui de la cuvette de Dieulouard au stade 270 m au stade actuel.

Par conséquent, au cours du temps, les structures régionales et locales jouent alternativement en reliefs structuraux conformes ou inverses. La cuvette de Dieulouard est un relief inversé du stade 420 au stade 370 m et sans doute ultérieurement. Elle est alors occupée par un promontoire de la côte de l'Oxfordien qui se fragmente progressivement en buttes-témoins. Du stade 350 m au stade 270 m, la cuvette de Dieulouard correspond à une plaine argileuse. Depuis le stade 270 m, le relief est conforme par dégagement progressif de la surface structurale du Bajocien.

3.1.2. Les surfaces structurales

Les surfaces structurales peuvent être repérées avec une bonne approximation en comparant la carte structurale et la carte topographique. En faisant abstraction des entailles du réseau hydrographique, l'enveloppe de la surface topographique calque souvent de très près la carte structurale : par exemple, la courbe de niveau 300m (figures 4 et 6) a un tracé quasiment identique à l'isohypse de même cote au toit du Bajocien.

Les premières surfaces structurales apparaissent dans le fond des vallées entre les stades 370 et 350 m. C'est ainsi que le long du Paléo-Terrouin, au Nord de Pompey, dans la Forêt de l'Avant-Garde, la surface structurale du toit du Bajocien est remarquablement préservée malgré l'importante entaille ultérieure du Paléo-Terrouin, puis de la Moselle actuelle.

C'est seulement à partir du stade 350m que la Haute-Moselle commence à glisser le long des surfaces structurales du Bajocien qu'elle dégage : antérieurement, elle tronquait les calcaires bajociens sur le dôme de Villey-le-Sec.

En revanche, les surfaces structurales situées sur l'interfluve actuel Moselle-Meurthe à une altitude comprise entre 350 et 400m, ont très probablement été conservées grâce à leur couverture argileuse dégagée postérieurement au stade 350m.

3.2. Relations entre le tracé des paléo-cours d'eau et le cadre morphostructural

Une des conclusions essentielles montre que les cours d'eau se fixent dès qu'ils atteignent les calcaires. Les déplacements des cours d'eau ne peuvent se réaliser que dans les plaines argileuses et sont donc étroitement conditionnés par la reconstitution des limites d'affleurement.

3.2.1. Mobilité des cours d'eau anaclinaux et orthoclinaux dans les argiles (figures 7 et 8).

Les affluents de la Haute-Moselle et de la Paléo-Meurthe drainant la dépression argileuse du Bathonien et du Callovo-Oxfordien apparaissent mobiles dans le temps, tandis que leurs cours s'allongent progressivement, en fonction du recul du relief de côte, et ce, dans les limites imposées par le cadre morphostructural.

L'exemple du Paléo-Terrouin illustre ce comportement. Le stade 420 m indique qu'un affluent orthoclinal de la Paléo-Meurthe : le «Paléo-Marbache», orienté sud-nord, était situé au pied de la côte de l'Oxfordien moyen. Le recul de la côte et sa fragmentation en buttes-témoins, suivis du dégagement progressif du Callovo-Oxfordien entraînent :

- la migration du Paléo-Marbache vers le Sud-Ouest, avant le stade 370m;
- une capture du cours aval du Paléo-Marbache par la Paléo-Meurthe au stade 350m, donnant naissance au «Paléo-Terrouin», cours d'eau orienté d'ouest en est;
- un allongement du Paléo-Terrouin vers l'amont, nécessairement avant son incrustation dans les calcaires bajociens (voir chapitre 3.2.2).

L'évolution du bassin-versant du Paléo-Terrouin met en évidence, à partir du stade 300 m, l'existence de petits cours d'eau orthoclinaux, cours d'eau au tracé parallèle aux isohypsbes, très fréquemment situés en contrebas de la micro-côte des Caillasses à Rhynchonelles, non loin du contact entre les Caillasses à Anabacia bathoniennes et les calcaires du Bajocien, comme l'Esch actuelle entre Mandres et Manonville (figures 3b et 8).

Ces cours d'eau migrent progressivement parallèlement au tracé des isohypsbes, en fonction du recul de la micro-côte du Bathonien, le glissement vers l'aval-pendage entraînant le dégagement de la surface structurale du toit du Bajocien. Le dégagement des surfaces structurales commence, à Liverdun, au stade 360 m et s'achève au stade 300 m. Au Sud de la région, l'Ar commence à glisser à 350m et achève sa migration vers l'aval-pendage à 330 m.

3.2.2. Incrustation des anciens cours d'eau orthoclinaux et anaclinaux dans les calcaires bajociens (figures 7 et 8).

Le glissement des cours d'eau orthoclinaux cesse dès qu'ils s'incrustent dans les calcaires bajociens. Ainsi, à Liverdun, le «Ruisseau de la Flie» se fixe dans les calcaires dès le stade 300m, alors que le «Ruisseau de Liverdun» continue à migrer jusqu'au stade 270m («Ruisseau du Bois de Natrou»). Le tracé coudé du Paléo-Terrouin à Liverdun et par là même, le méandre actuel de Liverdun apparaissent liés à la mobilité du Paléo-Terrouin et de ses affluents dans les formations argileuses, ainsi qu'à leur fixation dans les calcaires.

De même, les cours d'eau anaclinaux ont un tracé qui se fixe progressivement lorsqu'ils rencontrent une formation calcaire dans laquelle ils s'incrustent, ainsi en est-il du Paléo-Terrouin lorsque son cours inférieur a entaillé le revers calcaire lors des stades 350 à 220m et lorsque son cours supérieur a successivement recoupé les horsts de Natrou, de Villey-Saint-Étienne et de Royaumeix lors des stades 270, 240 et 220m.

Ces anciens cours d'eau orthoclinaux et anaclinaux connaissent une évolution divergente. Les cours d'eau anaclinaux se maintiennent, comme actuellement le Terrouin et l'Esch : ils sont alimentés à l'amont par les sources de débordement de l'Oxfordien et par le ruissellement sur le Callovien, tandis qu'à l'aval ils drainent la nappe du Bajocien. Les profils hydrologiques de l'Esch mettent clairement en évidence l'accroissement du débit vers l'aval dans la section de vallée encaissée dans les calcaires (Sary et al., 1992).

Lors de l'enfoncement du réseau hydrographique, les cours d'eau orthoclinaux ne sont plus alimentés par la nappe des calcaires et finissent par s'assécher. Le drainage principal de la nappe des calcaires s'effectue au profit des cours d'eau anaclinaux plus puissants qui s'encaissent plus rapidement.

Ainsi, les axes de drainage incrustés dans les calcaires bajociens sont secs sous un environnement actuel quand leur partie amont ne draine pas un substratum argilo-marneux : c'est le cas des vallons de Bellefontaine et de Fontenoy.

3.2.3. Surimposition des principaux cours d'eau (figures 7 et 8).

La Haute-Moselle et la Paléo-Meurthe apparaissent surimposés à la structure, comme en témoigne la position des alluvions résiduelles des très hautes terrasses des deux cours d'eau : la Haute-Moselle recoupe l'anticlinal de Clairlieu au stade 420m, la crête structurale située sur le rebord méridional de l'ondulation synclinale de Toul à tous les stades.

Au Sud de la vallée de la Moselle touloise, plusieurs arguments témoignent en faveur de l'ancienneté du drainage : des percées cataclinales fossiles échancrent la côte de Moselle plus au Sud; la vallée du «Paléo-Madon» est encaissée dans les calcaires bajociens dès avant le stade 420m, des méandres de vallées existant au moins dès le stade 400 m (Harmand et al., 1995c). L'assèchement des vallées dans les calcaires bajociens est dû pour le Paléo-Madon à une capture ancienne, aux environs de la cote 310 m, et pour l'Ar à un abaissement de la nappe des calcaires par soutirage karstique (Gamez et al., 1995). Le façonnement ultérieur de ces vallées n'a pu être assuré que par des processus périglaciaires.

4. Interpretations

4.1. Surfaces d'érosion et surfaces structurales sur le revers de la côte de Moselle.

Les plateaux d'érosion, jalonnés d'alluvions résiduelles de la Haute-Moselle et de la Paléo-Meurthe correspondent à d'anciens fonds de vallées situés en inversion de relief (figures 4 et 9). On doit admettre qu'une limite de bassin-versant existait au Sud-Ouest de Nancy, entre les paléo-bassins de la Haute-Moselle et de la Paléo-Meurthe. L'inversion de relief au profit des très hautes terrasses de la Haute-Moselle et de la Paléo-Meurthe s'est nécessairement réalisé au Plio-Pléistocène, puisque les témoins des paléo-nappes alluviales de la Moselle du niveau de terrasse T8 ont été rapportés au Pliocène (Pissart et al., 1997).

Les déplacements, sur les calcaires bajociens, de la Moselle vers le sud dans la région de Neuves-Maisons, et de la «Paléo-Meurthe» vers le nord-est, au Nord de Nancy, indiquent, à une altitude supérieure de 350 m, soit l'existence de larges paléo-vallées dans lesquelles les écoulements étaient susceptibles de fluctuer, et/ou un paysage sans vigueur sans vallées encaissées, lesquelles auraient interdit le déplacement des cours d'eau à contre-pendage. Cette conclusion rejette et aménage l'hypothèse de Tricart (Tricart, 1949, 1956), qui voyait au sommet des plateaux les restes d'une surface d'aplanissement tertiaire.

Le dégagement des surfaces structurales, commence au stade 350 m qui semble correspondre avec une modification de la morphogenèse, probablement sous contrôle climatique. Les corrélations effectuées le long de la Haute-Moselle et de la Meuse moyenne et inférieure indiquent, pour les terrasses de 350 m, un âge fini-pliocène ou début pléistocène (Pissart et al., 1997). Par conséquent, le dégagement des surfaces structurales a débuté à la transition du Tertiaire et du Quaternaire, en relation avec une détérioration climatique (Felder et al., 1989).

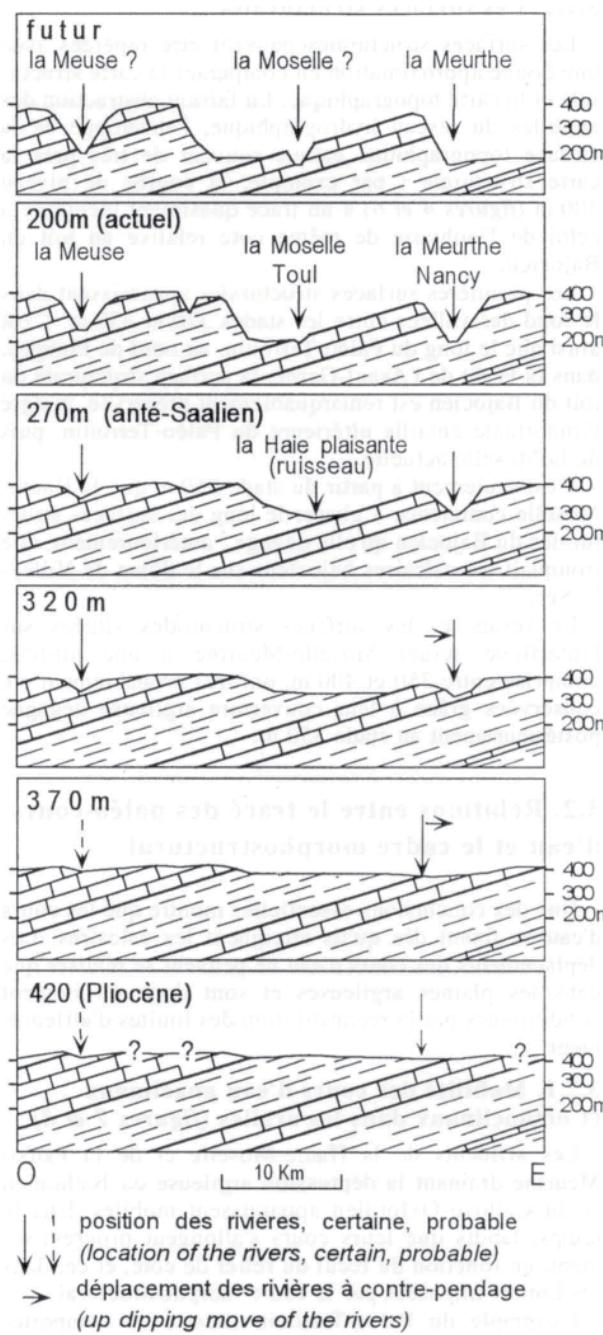


Figure 9. Recul plio-quaternaire du relief de côte et évolution du réseau hydrographique au nord de Toul.

Figure 9. Plio-Quaternary cuestas retreat and river network evolution, North of Toul.

4.2. Adaptation du tracé des cours d'eau au cadre morphostructural

L'évolution morphologique de la région étudiée met clairement en évidence le comportement des cours d'eau traditionnellement qualifiés de «cataclinaux, orthocлинаux et anaclinaux» et des cours d'eau surimposés à la structure.

Les différentes cartes confirment que les tracés des grands cours d'eau, Haute-Moselle et Paléo-Meurthe, existaient dès avant le stade 420 m. Leur cours, ainsi que celui de leur affluents principaux, comme le Paléo-Madon, l'Ar et les affluents de rive droite de la Paléo-Meurthe sont indépendants de la structure, seules des adaptations locales peuvent y être notées.

De même, la notion de «cours d'eau anaclinal» est ambiguë : comme leur direction est acquise dans les plaines argileuses, ces cours d'eau ne peuvent être adaptés à la structure à l'échelle locale. En revanche, ils peuvent s'adapter au cadre morphostructural, lors du déblaiement des argiles de la dépression orthoclinale.

Les seuls cours d'eau adaptés localement à la structure sont les petits cours d'eau orthoclinaux coulant au contact des calcaires bajociens et des marnes bathoniennes. Ces cours d'eau ont une existence éphémère, puisqu'ils s'assèchent rapidement après leur incrustation.

Or, à l'échelle régionale, les affluents de rive gauche de la Moselle actuelle développent de vastes bassins-versants. Entre les ondulations synclinale de Toul au sud et du Luxembourg au nord, la hiérarchisation du drainage s'est effectuée au profit de cours d'eau s'écoulant à contre-pendage : Terrouin, Esch, Rupt de Mad, Orne. Ces cours d'eau, alimentés à l'amont par les sources de débordement de l'Oxfordien, drainent les Argiles de la Woëvre dans leur partie supérieure et la nappe phréatique des calcaires bajociens qu'ils recoupent dans leur cours inférieur (figure 2).

Il semble donc possible d'étendre le modèle d'organisation du drainage de la région du site de capture de la Moselle à toute la partie occidentale de l'actuel bassin-versant de la Moselle, au Nord du parallèle de Toul.

L'extension importante des affluents de rive gauche de la Moselle apparaît comme étant la conséquence de réorganisations de drainage locales au profit de cours d'eau s'écoulant à contre-pendage et d'une réorganisation de drainage régionale, s'effectuant aux dépens de la Meuse, au profit de la Paléo-Meurthe (Harmand, 1992).

Quant aux tracés des cours d'eau plus anciens que le stade 420 m, l'absence d'évidence d'une surface d'aplanissement tertiaire ou d'une couverture sédimentaire discordante, d'âge crétacé ou paléogène, ne permettent pas de formuler d'hypothèses à cette échelle.

Le modèle présenté par Deffontaines et al. (1992) pour mettre en évidence des mouvements tectoniques à partir des cours d'eau inadaptés à la surface enveloppe sommitale de la topographie ne peut s'appliquer à la région étudiée. En conséquence, les mouvements néotectoniques décelés par ces auteurs ne peuvent être pris en considération.

4.3. La capture de la Haute-Moselle

Cette capture a été préparée par : une succession de réorganisations de drainage qui se traduisent par la formation progressive d'un affluent important de la Paléo-Meurthe, le Paléo-Terrouin ; le recul de la côte de l'Oxfordien moyen et l'élargissement vers le nord-ouest de la dépression des Argiles de la Woëvre. Ainsi, la réorganisation locale du drainage au profit du Paléo-Terrouin s'effectue dans un cadre morphostructural évoluant d'un relief inverse à un relief conforme à la structure.

Le Paléo-Terrouin et son affluent le «Ruisseau de Fontenoy», en s'enfonçant dans les calcaires bajociens ont préparé l'entaille de la Moselle en réponse à l'enfoncement du niveau de base de la Paléo-Meurthe (Harmand et al., 1995c).

La jonction Moselle-Meurthe, due à un déblaiement des marnes et argiles dans l'ondulation synclinale de Toul, grâce à un allongement du cours du Paléo-Terrouin, a pu être précédée d'engorgements et de débordements périodiques de la Haute-Moselle vers la Paléo-Meurthe.

4.4. Largeur des vallées

Plusieurs vallées ont des largeurs disproportionnées, particulièrement les vallées sèches en position orthoclinale : vallées de Marbache, de Bellefontaine, de la Flie (figures 3b et 4)... Ces vallées se sont asséchées très rapidement après leur installation dans les calcaires (voir chapitre 4.2). Cette apparente contradiction trouve une explication dans le façonnement périglaciaire : les versants, façonnés dans les calcaires gélifs du Bajocien supérieur, se sont progressivement élargis au cours de multiples périodes froides par

cryoclastie, comme en témoignent les nombreuses accumulations de grèzes observées dans la vallée de la Moselle actuelle (Flageollet et Vincent, 1985). Les gélifracts pouvaient être éliminés par des écoulements autorisés par des dégels temporaires en surface.

La percée fossile du Val de Trondes, interprétée comme une vallée d'un important cours d'eau cataclinal (Harmand, 1992), n'a pu être façonnée que par un petit ruisseau ((figure 7). En conséquence, la largeur d'une vallée n'est pas obligatoirement en rapport avec l'existence d'un important cours d'eau.

4.5. Naissance et recul des côtes

L'évolution du paléo-paysage permet d'estimer le recul de la côte de l'Oxfordien moyen depuis la fin du Pliocène, âge présumé des alluvions résiduelles du niveau de terrasse T8 (figure 4). Le recul minimal, mesuré au contact des calcaires bajociens et du soubassement argileux de la dépression touloise, est de l'ordre de 11/12km entre Sexey-aux-Forges et Toul, et 12/13km entre Custines et Toul (figures 7 et 8). Le recul, présente des valeurs plus faibles lorsque le pendage est accentué : mesuré à la base de la côte de l'Oxfordien, il est compris entre 6/7km – entre la confluence Moselle/Ar et la butte-témoin du Mont-Saint-Michel – et 9km – entre la confluence Moselle/Ar et Domgermain. Le recul, plus important lorsque le pendage est plus faible, atteint 21 km entre Dieulouard et Toul, confirmant les hypothèses de Schmitthenner sur les relations entre le recul des côtes et le pendage (Schmitthenner, cité par Blume, 1971).

Ces valeurs, comparables à celles des côtes de l'Alb ou du Jura Souabe (Wagner, 1923; Schröeder, 1971, cités par Blume, 1971) sont en contradiction avec bon nombre d'auteurs qui admettent un faible recul ou un recul inexistant pour les côtes lorraines (Kienzle, 1968, cité par Blume, 1971; Liedtke, 1989). Ce dernier auteur note toutefois l'existence locale d'un recul pour la côte de Meuse.

En contraste avec le recul des côtes, le cours des vallées principales est resté remarquablement stable.

Cette constatation permet de reconstituer les paléo-paysages et leur évolution, et d'expliquer certaines particularités du réseau hydrographique au sein d'un relief de côtes. Ainsi, la Paléo-Meurthe a commencé à s'écouler dans la dépression argileuse du Callovo-Oxfordien, avant de s'encaisser dans les calcaires du Bajocien. Par la suite, affouillant les argiles du Lias, elle a dédoublé progressivement la côte du Bajocien, puis l'a fragmentée en buttes-témoins. Ces buttes-témoins, progressivement amoindries, sont amenées à disparaître, laissant la place à une plaine argileuse.

La Meuse suit actuellement le même schéma. En Lorraine méridionale, elle dédouble la côte de Meuse et a commencé à isoler quelques buttes-témoins. De même, les cours inférieurs du Paléo-Terrouin ou de l'Esch ont successivement drainé les argiles du Callovo-Oxfordien, les calcaires du Bajocien, puis, à la suite du recul de la côte de Moselle, les argiles du Toarcien.

Ainsi, les côtes ont «traversé», au cours du temps, les cours d'eau surimposés s'écoulant vers le nord ou vers l'est.

4.6. Evolution future du réseau hydrographique (figures 9 et 10)

La progression vers l'amont de certains des affluents de rive gauche de la Moselle (Terrouin et Rupt de Mad) et leur positionnement en face de percées cataclinales à travers la côte de Meuse, laissent présager de futures captures de la Haute-Meuse. La figure 10 montre en effet que :

- la dénivelée existant entre la Meuse et la Moselle est largement à l'avantage de la Moselle : de part et d'autre des percées de Trondes et de Boncourt, ses valeurs sont respectivement de 44 m et de 57 m ;
- la limite des deux bassins-versants est marquée dans les deux cas par l'existence de deux cols surbaissés, modelés dans les Argiles de la Woëvre, qui ne séparent les affluents cataclinaux de la Meuse et anaclinaux de la Moselle que de quelques centaines de mètres ;
- la différence d'altitude entre les cols et la vallée de la Meuse n'est que d'une vingtaine de mètres dans les deux cas.

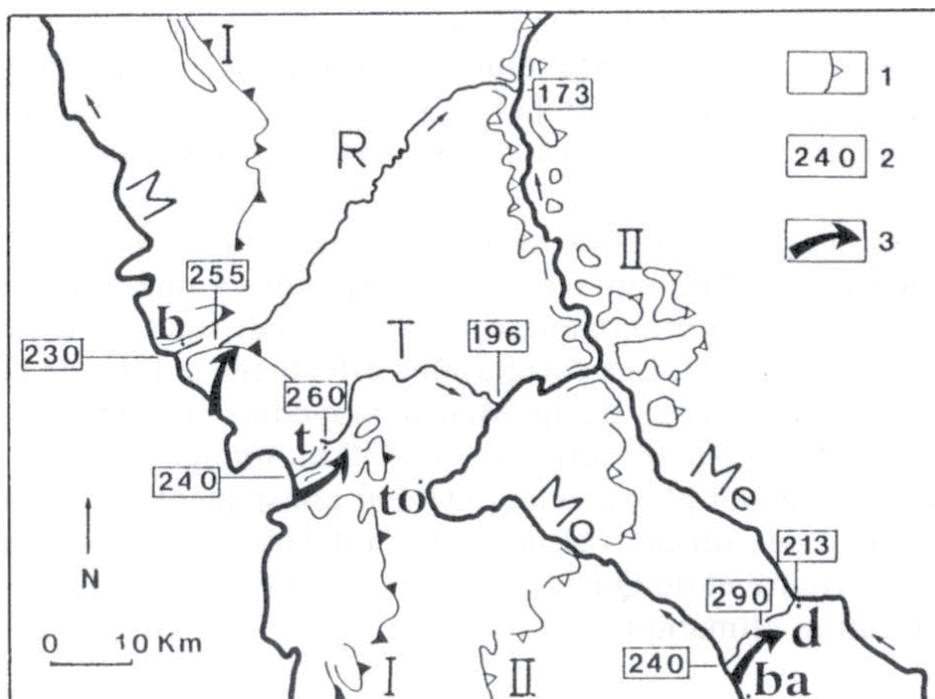


Figure 10. Évolution future probable des axes de drainage en Lorraine centrale.

1, Côtes de Meuse (I) et de Moselle (II) ; 2, cote (en m) ; 3, captures futures probables. M, Meuse ; Me, Meurthe ; Mo, Moselle ; R, Rupt de Mad, T, Terrouin ; ba, Bayon ; b, Boncourt ; d, Damelevières ; to, Toul ; t, Trondes.

Figure 10. Probable future river network evolution in Central Lorraine.

1, Meuse (I) and Moselle (II) cuestas; 2, spot heights (in m); 3, probable future captures. M, Meuse; Me, Meurthe; Mo, Moselle; R, Rupt de Mad, T, Terrouin ; ba, Bayon ; b, Boncourt ; d, Damelevières ; to, Toul ; t, Trondes.

Il ne reste donc que vingt mètres environ d'argiles à déblayer avant d'assurer la jonction entre Meuse et Moselle. Si l'on compare cette épaisseur aux plus de 200 m de Callovo-Oxfordien enlevés depuis la fin du Tertiaire, il est possible de penser que ces captures pourraient intervenir dans quelques 100 000 ans.

De même, on peut prévoir un abandon du coude de capture de la Moselle à Toul grâce à un détournement du cours amont de la Moselle par la Meurthe entre Bayon et Damelevières : 50m de marnes du Keuper restent à dégager à la limite des deux bassins-versants, pour une dénivellation de 30m environ en faveur de la Meurthe.

La Meurthe apparaît ainsi comme étant le moteur principal de toutes les captures.

5. Conclusions

L'évolution des paléo-paysages du site de capture de la Moselle met en évidence deux faits majeurs : en premier lieu la surimposition des axes de drainage les plus importants : la Paléo-Meurthe, la Haute-Moselle, et également le Paléo-Madon, en second lieu la mobilité des cours d'eau drainant la dépression argilo-marneuse du Bathonien et du Callovo-Oxfordien avant leur incrustation dans les calcaires bajociens.

Le tracé des affluents de rive gauche de la «Paléo-Meurthe, lorsqu'ils coulent dans les argiles, évolue en fonction de quatre paramètres : 1) allongement du cours vers l'amont, 2) changements d'orientation lié au passage éventuel d'un relief inverse à un relief conforme, 3) réorganisations de drainage (captures), 4) glissement vers l'aval-pendage des petits cours d'eau orthoclinaux.

A contrario, lorsqu'ils rencontrent les calcaires, ces cours d'eau s'encaissent et se stabilisent. Leur tracé, déterminé à l'aval par le niveau de base de la Paléo-Meurthe, se fixe progressivement dans les calcaires, de l'aval vers l'amont, par déblaiement des marnes et des argiles sus-jacentes. Leur encaissement s'effectue donc dans le sens du pendage, bien qu'ils apparaissent actuellement surimposés à contre-pendage. Leur permanence après encaissement est liée à deux facteurs : ils sont alimentés à l'amont par le ruissellement sur les formations argileuses, et à l'aval par drainage de la nappe des calcaires.

Par ailleurs, le modèle d'évolution du réseau hydrographique de la région de Toul et de Nancy peut être appliqué sur certains points à d'autres régions de relief de côte :

- Le contact entre les surfaces d'érosion et les surfaces structurales apparaissant sur le revers de la côte de Moselle, comme sur les revers d'un bon nombre d'autres côtes, a une signification morphogénétique et probablement paléo-climatique. En effet, l'évolution morphologique de la région du site de capture de la Moselle a montré que le début du dégagement des surfaces structurales, à partir de 350m, coïncide au passage d'un réseau à larges vallées à des cours d'eau encaissés dans les calcaires. D'après les corrélations effectuées avec les terrasses de la Meuse, le début du dégagement des surfaces structurales coïnciderait avec la transition Tertiaire-Quaternaire et donc avec les importants changements climatiques de cette époque.

- À la fin du Pliocène, les côtes, si elles existaient, n'avaient probablement pas la vigueur qu'on leur connaît actuellement. C'est à partir de cette époque que l'enfoncement du réseau hydrographique et le déblaiement conjoint des dépressions argileuses les ont progressivement dégagées. Dans le même temps, le front de côte de Moselle a reculé progressivement alors que la Paléo-Meurthe, puis la Meurthe, et leurs affluents de rive gauche, se sont encaissés sur place.

Dans un relief de côtes, les éléments stables sont donc les vallées surimposées encaissées dans les calcaires, alors que les côtes sont soumises au recul. Ce sont les fronts de côtes qui «traversent» les cours d'eau et non l'inverse.

RÉFÉRENCES

- Battiau-Queney Y. (1993). Le relief de la France. Coupes et croquis. Masson, pp 90-97.
- Bleicher M. (1900). Sur la dénudation du plateau central de Haye ou forêt de Haye (Meurthe et Moselle). - Extrait des comptes-rendus de l'Acad. des Sciences de Paris, t. X CXXX, n° 3, pp 146-148.
- Blume H. (1971). Probleme der Schichtstufenlandschaft. Erträge der Forschung 5. Darmstadt, 114 p.
- Bonnefont J. C. (1975). La Lorraine du Sud à l'époque du Riss et du Würm. Mosella 4, t.V, n° 4, 59-83.
- Bonnefont J.-C. (1983). Les paysages géomorphologiques. In : Géographie de la Lorraine, Presses Universitaires de Nancy, 31-53.
- Capot-Rey R. (1936). - La structure et le relief de la Lorraine. Géographie lorraine S.L.E.I. Nancy, 41-108.
- Davis W. M. (1896). La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de géographie, 25-49.
- Deffontaines B., Cadet J-P., Fourniguet J. (1992). L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France. Geodinamica Acta, 5, 4, 279-292.
- Dewolf Y. (1987). Interprétations et perceptions de la morphologie du Bassin Parisien. In: Bull. Inform. Géologiques. Bassin de Paris, Mém. h. sér. n° 6. Aspect et évolution géologiques du Bassin Parisien. Cavelier et Lorenz J. coord. 1987, 21-38.

Felder W. M., Bosch P., Bisschops J.H. (1989). Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Afzettingen van de Maas. Rijks geologische dienst, Haarlem (une carte avec des explications au verso).

Flageollet J. C. (1978). Formations superficielles et quaternaires, sols, in : Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Nancy (230). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Flageollet J. C. et Vincent P. L. (1985). Formations superficielles, in : Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Toul (229). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Fourniguet J. (1987). Géodynamique actuelle dans le Nord-Est de la France. Apports des comparaisons de nivellation. Mémoire du B.R.G.M. n° 127, 66-75.

Gamez P., Wehrli A., Fizaine J.P., Scapoli J. (1995). L'implication du karst dans la capture de la Moselle. Revue Géographique de l'Est, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), 297-308.

Haguenauer B., Hilly J. (1987). L'enregistrement géologique et géographique de la naissance et du déclin du Bassin de Paris dans ses marches orientales. In: Bull. Inform. Géologiques. Bassin de Paris, Mém. h. sér. n° 6. Aspect et évolution géologiques du Bassin Parisien. Cavelier et Lorenz J. coord. 1987, 105-115.

Harmand D. (1992). Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presses Universitaires de Nancy (Coll. "Études géographiques")- 146 p.

Harmand D., Kartit A., Occhietti S., Weisrock A. (1995a). L'âge de la capture : corrélations entre les formations fluviatiles saaliennes de la Haute-Moselle et de la Meuse. Revue Géographique de l'Est, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), 269-290.

Harmand D., Krook L., Pissart A. (1995b). L'enregistrement de la capture de la Haute-Moselle dans les alluvions de la basse vallée de la Meuse. Revue Géographique de l'Est, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), 291-296.

Harmand D., Weisrock A., Gamez P., Le Roux J., Occhietti S., Deshaies M., Bonnefont J.-C., Sary M., (1995c). - Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. Revue Géographique de l'Est, 3-4 (Actes du Colloque Paléoréseaux hydrographiques quaternaires, Nancy, 6-8 septembre 1995), pp 321-343.

Hilly J., Haguenauer B. et Coll. (1979). Lorraine-Champagne. Guides géol. régionaux. Masson édit., 216 p.

Juvigne E., Renard F. (1992). - Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. Annales de la Société Géologique de Belgique. t. 115 (fascicule 1), 167-186.

Le Roux J. (1971). - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France. Bull. du B.R.G.M. Section I, n°3, 137-141.

Le Roux (1978). Terrains secondaires et géomorphologie, in : Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Nancy (230). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Le Roux J. (1980). La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. Bull. soc. Géol. France, t. XXII, n°4, 655-667.

Le Roux (1983). Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Briey (137). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Le Roux (1985). Terrains non affleurants et secondaires. Structure et géomorphologie, in : Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Toul (229). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Le Roux (1987). Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille Pont-à-Mousson (193). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

Liedtke H. (1989). Oberflächenformen und Reliefenwicklung im Grenzraum Saarland, Lothringen und Luxemburg. Geographische Rundschau 41, H. 10, 530-536.

- Martonne (de) E. (1942). La France, 1ère partie : La France physique. Géogr. univ., Paris, Colin, 1ère éd., 463 p.
- Mottet G. (1993). Géographie physique de la France. P.U.F., pp 194-208.
- Pissart A. (1961). Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Société géologique de Belgique, t. 84, 108 p.
- Pissart A., Harmand D., 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. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 51, n°3, 267-284.
- Sary M., Corbonnois J., Gamez P., Gille E. (1992). Profils hydrologiques de l'Esch in Livret-guide des excursions des Journées hydrologiques de Metz-Arlon. Hydrologie des milieux calcaires en étage. Centre d'Études Géographiques de l'Université de Metz, 2 p.
- Steiner P. (1980). Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse de 3ème cycle, Univ. Nancy I, 203 p.
- Taous A. (1994). Le système alluvial de «la moyenne terrasse de la Moselle» en Lorraine méridionale (Approche sédimentaire et pétrographique). Thèse Nancy 2, 201 p.
- Theobald N., Gardet G. (1935). Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. Bull. du centenaire de la Soc. Hist. de Metz. 34ème Bull., S.3, t.10, 69-100.
- Tricart J. (1949). La partie orientale du Bassin de Paris. Étude morphologique. Thèse Paris (lettres) et S.E.D.E.S. éd. Paris, t. 1 : La genèse du bassin, 1-210, 1 carte h.t.; t. 2 : l'évolution morphologique au Quaternaire, 211-274, 1 pl. h.t.
- Tricart J. (1956). L'Est du Bassin de Paris in Cholley A. et al., Carte morphologique du Bassin de Paris. Mém. et Doc. du C.N.R.S., tome V, 103 p, 1 carte h.t.
- Vaskou Ph. (1979). Contribution à la classification des formations alluviales de la feuille de Toul au 1/50000. D.E.A., Univ. Nancy I, 57 p.
- Vaskou P. (1981). Apports de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noirgueux et Toul. Thèse Sci. Nancy, 145 p.
- Vidal de La Blache J. (1908). Étude sur la vallée lorraine de la Meuse. A. Collin édit., Paris, 183 p.

MIDDLE AND UPPER PLEISTOCENE FLUVIAL EVOLUTION OF THE MEURTHE AND MOSELLE VALLEYS IN THE PARIS BASIN AND THE RHENISH MASSIF

Stéphane CORDIER*, **Manfred FRECHEN****, **Dominique HARMAND***** and **Monique BEINER******

* Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Paris XII Val de Marne, 61 avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil cedex, France ; stephane.cordier@univ-paris12.fr

** Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA), Section Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, Germany

*** Laboratoire de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, F-54000 Nancy, France

**** 2a rue du Jardin Keck, F-67000 Strasbourg, France

ABSTRACT

The terrace systems of the River Meurthe (Me), and the River Moselle (M) downstream from the present Moselle-Meurthe confluence are composed of eight stepped alluvial terraces (Me8-M8 to Me1-M1), situated at less than 90 m above the modern floodplain Me0-M0. Morphological, mineralogical and petrographical studies evidence that the oldest five terraces (Me8-M8 to Me4-M4) were formed by the «Palaeo-Meurthe», while the Upper Moselle flowed towards the Meuse valley. Downstream from the confluence, the three youngest alluvial terraces (Me3-M3 to Me1-M1) contain crystalline sediments from the Upper Moselle basin ; they have been formed since the Upper Moselle capture, dated about 250-270 ka before present. IRSL and radiocarbon datings provide independent absolute age control for these post-capture terraces, which respectively correlate with the end of the Saalian (Me3-M3) and the Weichselian (Me2-M2 and Me1-M1).

The constant relative height of the terraces between France, Luxemburg and Germany gives evidences that there was no differentiated tectonic movements along the valley since at least the capture.

A cyclic evolution scheme for the formation of the terraces is presented. The main gravel sedimentation occurred during cold periods (pleniglacial and late glacial phases), with a minor erosive period at the beginning of late glacial periods. Major incision occurs at the warm-to-cold transition.

Key-words : Meurthe and Moselle valleys – alluvial terraces – alluvial sequences – IRSL datings – heavy minerals – Upper and Middle Pleistocene.

RÉSUMÉ

L'ÉVOLUTION DES VALLÉES DE LA MEURTHE ET DE LA MOSELLE AU PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN PARISIEN ET LE MASSIF SCHISTEUX RHÉNAN

Les vallées de la Meurthe (Me), et de la Moselle en aval de la confluence avec la Meurthe (M), présentent, à travers le Bassin parisien et le Massif schisteux rhénan, huit terrasses alluviales (Me8-M8 à Me1-M1) étagées à moins de 90 m au-dessus du fond de vallée Me0-M0. Les analyses morphologiques et sédimentologiques (minéralogie et pétrographie) indiquent que les terrasses alluviales les plus anciennes (Me8-M8 à Me4-M4) ont été déposées par la Paléo-Meurthe alors que la Haute-Moselle s'écoulait vers la Meuse. En revanche, les terrasses alluviales plus récentes (Me3-M3 à Me0-M0) contiennent, en aval de la confluence Moselle-Meurthe, de nombreux éléments cristallins provenant du bassin supérieur de la Moselle

; elles ont été mises en place après la capture de la Haute-Moselle survenue vers 250-270 ka (OIS 8). Les datations IRSL et ¹⁴C montrent que ces terrasses datent respectivement de la fin du Saalien (Me3-M3) et du Weichselien (Me2-M2 et Me1-M1).

Le parallélisme des terrasses (et en particulier des terrasses encadrant la capture Me4-M4 et Me3-M3) en France, au Luxembourg et en Allemagne montre qu'aucun soulèvement tectonique différentiel n'est survenu le long de la vallée depuis au moins la capture.

La genèse des terrasses alluviales semble s'effectuer de manière cyclique ; la sédimentation aurait lieu principalement lors des phases pléniglaciaires et tardiglaciaires du cycle climatique, avec une phase érosive mineure en début de phase tardiglaciaire ; l'incision majeure responsable de l'étagement des terrasses surviendrait durant la transition interglaciaire-pléniglaciaire.

Mots-clés : Vallées de la Meurthe et de la Moselle – terrasses alluviales – cycle climato-sédimentaire – datations IRSL – minéraux lourds – Pléistocène moyen et supérieur.

INTRODUCTION

Today, the River Moselle and its major tributary the River Meurthe flow east of the Meuse, towards the Rhine (fig. 1). Prior to the Saalian glaciation, the Upper Moselle flowed towards the Meuse («Upper-Moselle-Meuse»), while the «Palaeo-Meurthe» joined the Rhine (Harmand et al., 1995). Detailed research was carried out in the Moselle and Meurthe valleys during the first part of the 20th century (de Lamothe, 1901 ; Dietrich, 1910 ; Borgstätte, 1914 ; Wandhoff, 1914 ; Ferrant, 1933a et b ; Théobald et Gardet, 1935) and until the 1980's (Kremer, 1954 ; de Ridder, 1957 ; Liedtke, 1963 ; Müller, 1976 ; Osmani, 1976 ; Negendank, 1978, 1983). However, the presence of three main structural regions (the Vosges massif, the Paris basin and the Rhenish massif) and the partition of the area between three countries, France, Luxembourg and Germany, prevented general studies. Furthermore, research in the French valley mainly underlined the climate impact in the formation of alluvial terraces (Tricart, 1952), while authors from Luxembourg and Germany focused on the neotectonics influence (de Ridder, 1957 ; Fischer, 1962 ; Hoffmann, 1996).

The studied area is the so-called «Palaeo-Meurthe-Moselle». It corresponds with the Meurthe valley between Baccarat and the Moselle confluence near Pompey, and with the Moselle valley between Pompey and Bernkastel-Kues (fig. 1). The aim of this study is to propose an overview of the terrace system in the Paris basin and the Rhenish Massif, and to provide a more reliable chronostratigraphical frame for the post-capture alluvial terraces, enabling a first correlation between the terraces formation and the Pleistocene climate cycles.

As the terrace system in the Meurthe and in the Upper Moselle valleys has been recently described in detail (Cordier et al., 2004), the morphological study (extension of the alluvial terraces, relative height of their bedrocks) focuses on the area located between Thionville and Bernkastel-Kues. The resulting geometrical correlations are confirmed by extended sedimentological analyses : heavy minerals counts (at least 200 grains for each sample) have been made by Monique Beiner on sands (40-315 µm fraction), isolated using bromoform (methodology in Parfenoff et al., 1970). Petrographical counts have also been made on clasts (20-40 mm diameter).

The chronological study is based on infrared optically stimulated luminescence (IRSL) datings, carried out by Manfred Frechen at the GGA-Institut in Hannover. Luminescence dating is based on the assumption that the sediments were sufficiently long exposed to daylight during the fluvial transport and prior to deposition. Poorly bleached sediment would result in age overestimation. The theoretical upper age limit for potassium-rich monomineralic samples is about 1 Ma. This upper limit is controlled by the saturation of traps in the crystal lattice and by the stability of charge in those traps. The upper dating limit is a function of dose rate and the time elapsed since the last resetting of the radiometric clock by daylight.

Nine samples were taken from sediments of the middle and lower Meurthe terraces. The 100-200 µm grain-size fraction of potassium-rich feldspars was measured applying the single aliquot regenerative (SAR) dose protocol and the multiple aliquot additive dose (MAAD) protocol (Frechen et al., 2004). The MAAD subsamples were stored after irradiation at room temperature for more than six weeks, reducing the

likelihood of signal fading. Fading seems to be not significant for those samples, for which independent age control by radiocarbon is available. Reasons could be the extended storage of more than six weeks between irradiation and measurement of the samples, alternatively the potassium-rich feldspars might not exhibit anomalous fading for the fluvial sediments from the Meurthe and Moselle catchment area. In contrast to previous investigations of fluvial sediments from the Rhine-Meuse valley by Wallinga et al. (2001), the IRSL age estimates of feldspar-rich extracts did not indicate severe underestimation of deposition ages. Gamma spectrometry was applied in the laboratory to determine uranium, thorium and potassium content assuming radioactive equilibrium for the decay chains. Cosmic dose rate was corrected for the altitude and sediment thickness, as described by Aitken (1985) and Prescott and Hutton (1994). The water content of the sediments was estimated at 20±5%.

The IRSL datings are complemented by the radiocarbon age estimates already obtained, concerning both the present Meurthe and Moselle floodplains (Carcaud, 1992) and the lowest terrace in the Luxemburger valley (unpublished data provided by the National Museum for History and Art of Luxembourg).

I – THE MORPHOLOGY OF THE TERRACE SYSTEM

IN THE MEURTHE AND UPPER MOSELLE VALLEYS

The Meurthe valley between Baccarat and Pompey is mainly developed in the marly depressions (fig. 1). Three alluvial basins (Mondon, Vitrimont and Nancy, respectively n° I, II and III on fig. 1) have been studied. On the basis of morphological data, a terrace staircase including eight terraces, each situated at constant relative heights (ranging from 90 to 5 m above the present bedrock) has been distinguished, from Me8 the oldest to Me1 the youngest (fig. 2a ; Cordier et al., 2002). At higher relative height, only residual deposits were found.

Recent research in the Upper Moselle valley near Toul («Moselle touloise», Mt ; Harmand et al., 1995 ; Harmand et Le Roux, 2000 ; Losson, 2003 ; Cordier et al., 2004) allowed the definition of a similar terraces staircase, especially including five well-preserved alluvial terraces at less than 45 m above the present bedrock (from Mt5 to Mt1 ; fig. 2b). The capture of the Upper Moselle by the Palaeo-Meurthe occurred at the end of the deposition of the Mt4 sediments (33 m relative height ; Harmand et al., 1995 ; Losson, 2003) : the younger alluvial terraces follow the present course of the River Moselle, and must be connected with those located downstream from Pompey.

DOWNTSTREAM FROM POMPEY

The valley can be divided into three sections between Pompey and Bernkastel-Kues (fig. 1) :

- upstream from the Devonian threshold of Sierck, the valley crosses the cuestas of the Eastern Paris basin; three alluvial basins were formed in the marly stratas : Dieulouard, Metz-Thionville and Thionville-Sierck (n° IV, V and VI on fig. 1) ;

- between Sierck and Trier, the valley corresponds with the German-Luxemburger border (n° VII on fig. 1) ; as the bedrock mainly consists of Triassic limestones in this area, the alluvial basins are small, and only the youngest alluvial terraces are widely preserved ;

- downstream from Trier, the valley cuts into the schists and quartzite of the Rhenish Massif ; there, the Moselle river forms several meanders. Well-preserved alluvial terraces have been described for more than one century (Dietrich, 1910 ; Borgstätte, 1914 ; Wandhoff, 1914 ; Kremer, 1954 ; Müller, 1976 ; Negen-dank, 1983 ; Hoffmann, 1996). Detailed studies were carried out in the alluvial basin of Detzem-Piesport (n° VIII on fig. 1), owing to the presence of several sections.

The Pleistocene terrace system is divided into the «high terraces» (*sensu lato*) and the «middle and lower terraces» (fig. 2c and 2d). The «high terraces» (main terraces and high terraces *sensu stricto* of the German authors) are preserved upstream from Trier only as residual deposits situated between 100 and 200 m above

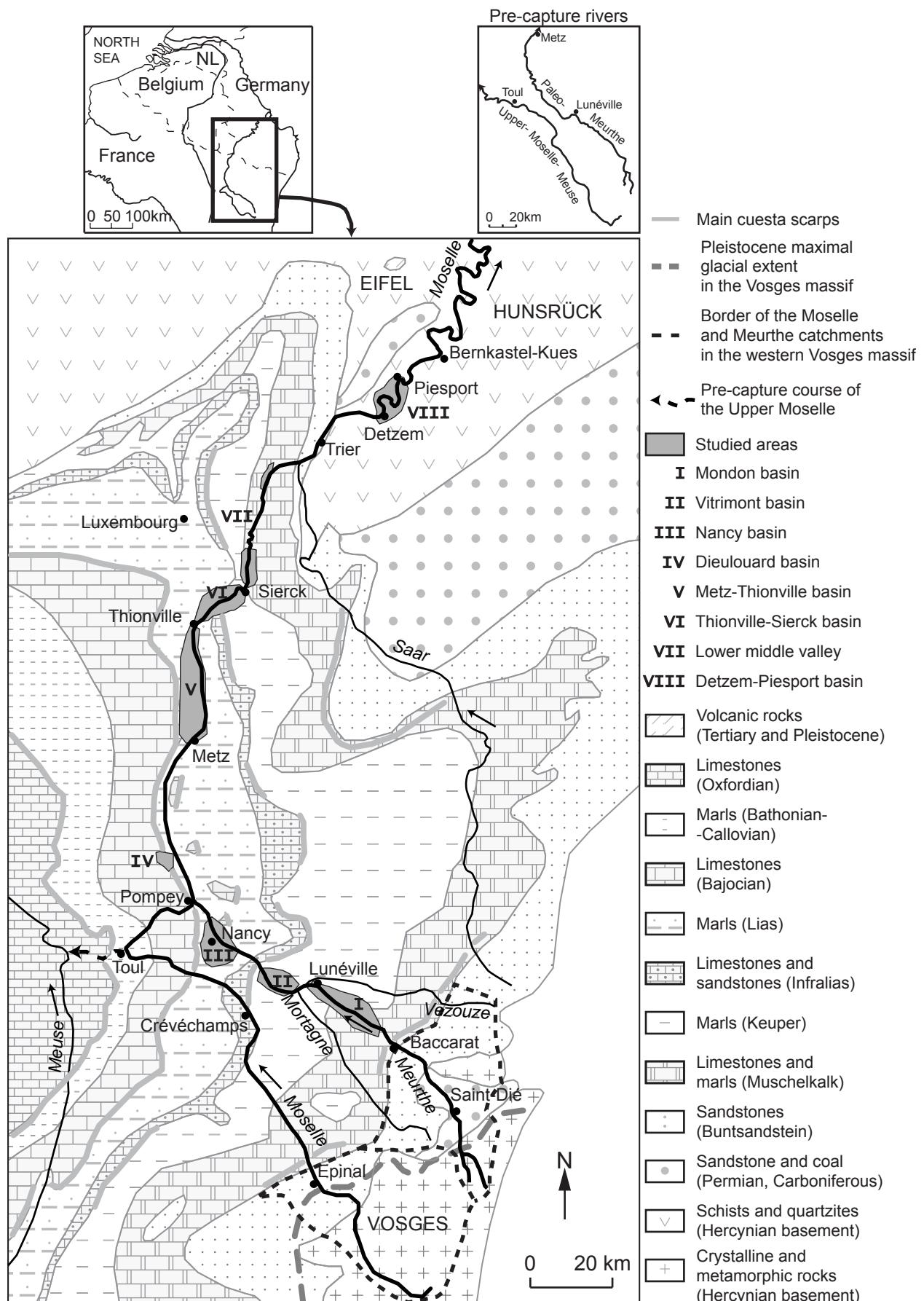


Fig. 1 : Location map of the Moselle-Meurthe catchment.

Fig. 1 : Carte générale des bassins de la Moselle et de la Meurthe.

the present River Moselle (fig. 2c). On the contrary, they correspond with thick alluvial formations (5 to 10 m, fig. 2d) in the Rhenish Massif, and follow a palaeo-valley («Plateau valley») whose course differs from the present meanders (Hoffmann, 1996). These terraces are allocated in previous studies to the Lower and Early Middle Pleistocene (Müller, 1976 ; Hoffmann, 1996). Owing to the contrast with the upper parts of the valley (upstream from Trier), where high terraces are not well-preserved, no reliable correlation can be proposed for these terraces through the Paris basin and the Rhenish Massif.

The «middle and lower terraces» are situated at less than 90 m above the present bedrock of the Moselle river. Eight alluvial terraces have been distinguished at a constant relative height between Pompey and Detzem-Piesport (fig. 2c and d). They may often be divided into three systems, especially in the Thionville-Sierck basin (fig. 2c) : in this latter area, more than 120 drillings were carried out with the French Geological Survey (BRGM), enabling to distinguish three «upper middle terraces» at more than 50 m relative height (M8 to M6, fig. 2c), three «lower middle terraces» between 20 and 50 m relative height (M5 to M3), and two «lower terraces» (M2 and M1, at 10 and 5 m above the present bedrock, respectively).

II –THE STRATIGRAPHICAL SITUATION OF THE UPPER MOSELLE CAPTURE IN THE TERRACE SYSTEM

A MAJOR MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL CONTRAST BETWEEN THE MEURTHE AND MOSELLE ALLUVIAL FORMATIONS

Mineralogical and petrographical analysis have been made both for the Meurthe and the Moselle toulouise formations. The comparison reveals an important contrast in the composition of their sediments : the Meurthe sediments are mainly derived from Permo-Triassic stratas, and also contain sand-sized tourmaline and zircon, associated with quartz and quartzite clasts (Cordier et al., 2002 ; Cordier, 2004).

On the contrary, the Upper Moselle formations contain numerous granitic clasts and heavy minerals such as hornblende and garnet, coming from the crystalline basement (Harmand et al., 1995 ; Losson, 2003). This contrast can be explained by the lithology of the Vosgian catchments of both rivers (fig. 1) : Permo-Triassic stratas represent more than 75 % of the Meurthe catchment, while most of the Upper Moselle basin is developed in the crystalline basement.

THE PRE- AND POST-CAPTURE TERRACES BETWEEN POMPEY AND THIONVILLE

Sedimentological analyses of sands and clasts sampled in the Dieulouard and Metz-Thionville basins (Cordier et al., 2004) allowed the Upper Moselle capture to be positioned between the aggradation of terraces M4 (+ 30 m relative height) and M3 (+ 20 m) upstream from Thionville : the upper formations (M4 and older) are actually mainly composed of sediments that originated in the Permo-Triassic strata (fig. 3) ; on the contrary, the younger formations contain numerous crystalline sediments (hornblende, garnet, granite) originating in the Upper Moselle basin.

THE PRE- AND POST-CAPTURE TERRACES BETWEEN THIONVILLE AND BERNKASTEL-KUES

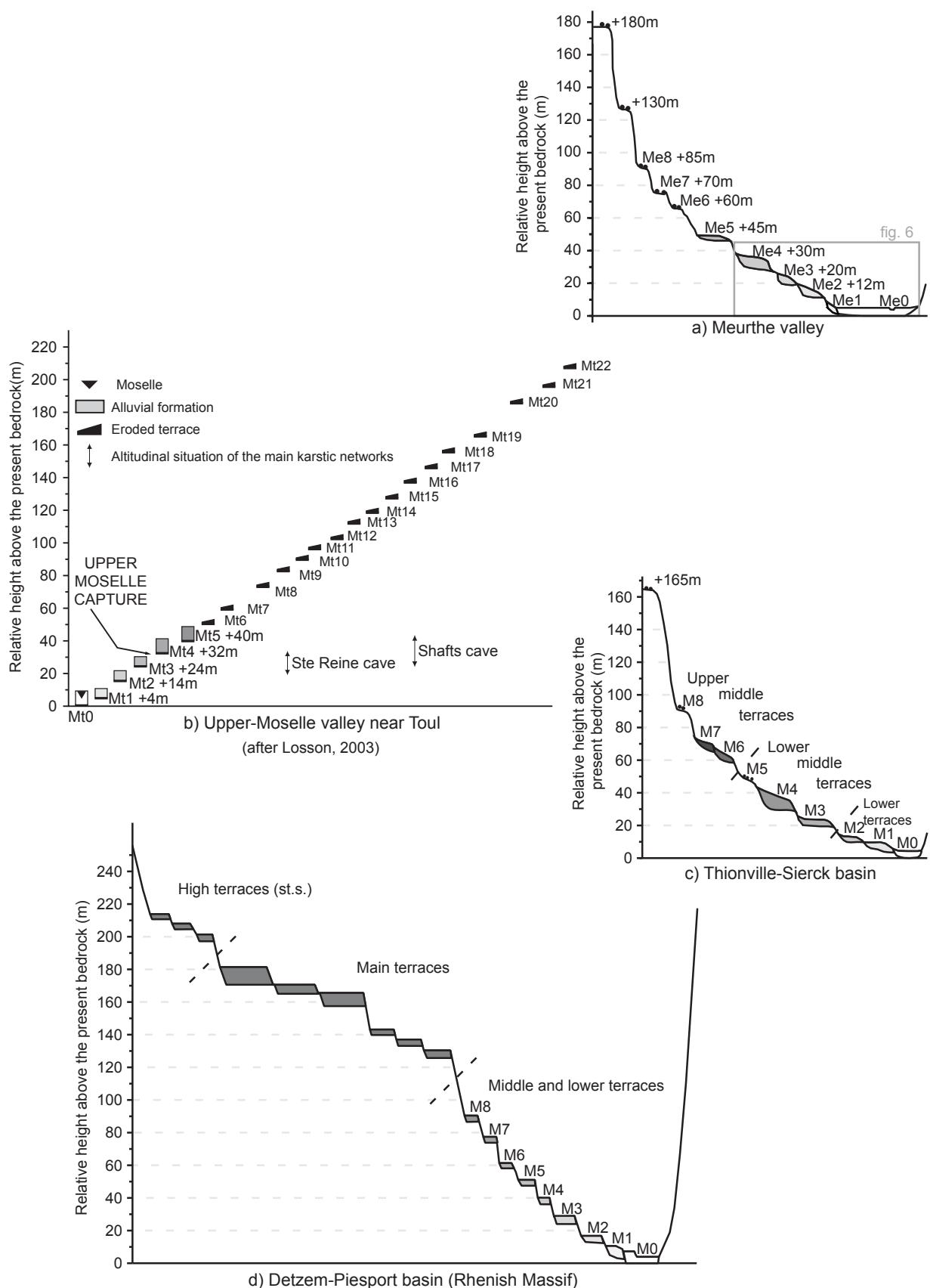


Fig. 2 : The terrace systems of the Meurthe and the Moselle valleys. a) terrace system of the Meurthe ; b) terrace system of the Upper Moselle near Toul ; c) terrace system of the Paléo-Meurthe-Moselle in the Thionville-Sierck basin ; d) Pleistocene terrace system of the Paléo-Meurthe-Moselle in the Rhenish Massif (after Hoffmann, 1996 and Cordier, 2004).

Fig. 2 : Les systèmes de terrasses de la Meurthe et de la Moselle. a) le système de terrasses de la Meurthe ; b) le système de terrasses de la Moselle touloise ; c) le système de terrasses de la Paléo-Meurthe-Moselle dans le bassin de Thionville-Sierck ; d) le système des terrasses pléistocènes de la Paléo-Meurthe-Moselle dans le Massif schisteux rhénan (d'après Hoffmann, 1996 et Cordier, 2004).

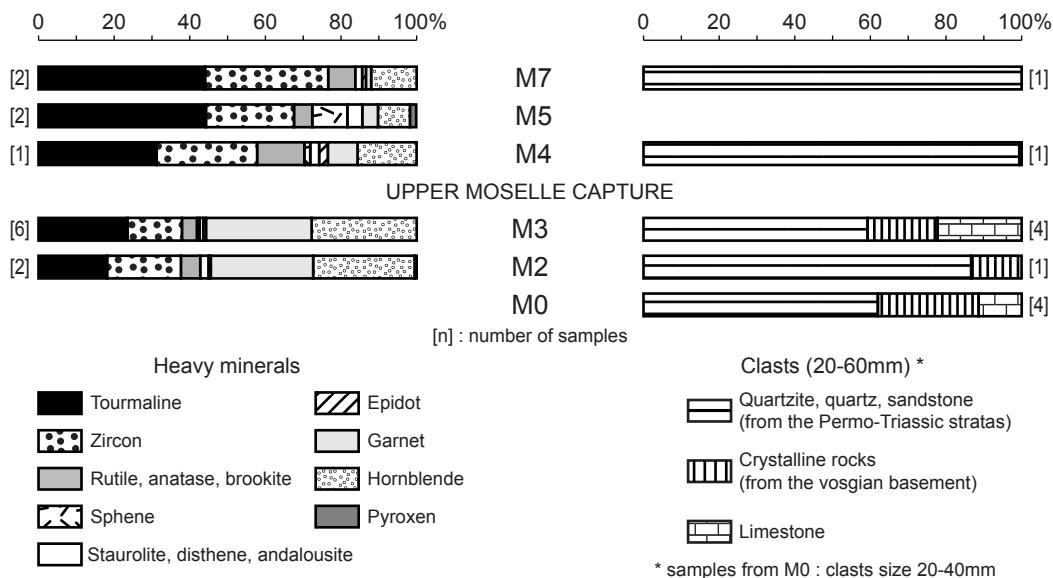


Fig. 3 : Mineralogical and petrographical composition of the alluvial formations between Pompey and Thionville.
 Fig. 3 : Composition minéralogique et pétrographique des formations alluviales entre Pompey et Thionville.

Several samples were taken from the alluvial formations, both in the Thionville-Sierck basin (owing to the realization of more than 120 drillings) and downstream from Trier, in the Detzem-Piesport basin (presence of several sections). Data concerning the Luxemburger valley have been taken from N.A. de Ridder (1957).

The alluvial formations are mainly composed of sediments originating in the Vosges Massif (fig. 4 and 5), as evidenced by the predominance of its typical heavy minerals (tourmaline and zircon, hornblende and garnet) and clasts (quartz and quartzite, granites). The only exception concerns the terraces of the Detzem-Piesport basin, where sediments from the Rhenish Massif are predominant, both in the clasts and gravels fraction (high proportion of schists) and in the sandy fraction : the heavy minerals counts actually evidence a significant proportion of pyroxene (fig. 5), allocated to Pleistocene volcanic activity in the Eifel (Meyer, 1994). As the sphene can be associated with the Eifel volcanoes (Schmincke et al., 1983), this could also explain the presence of sphene in the samples «Hoch», «Berg» and «Hettinger Weg» from the M4 and M3 alluvial formations in the Thionville-Sierck basin (fig. 4a).

The mineralogical and petrographical analyses give evidence for a major difference between the alluvial formations M8 to M4, situated at more than 30-35 m relative height, and the alluvial formations M3 to M0 (fig. 4 and 5) :

- the older alluvial terraces (M8 to M4) are mainly composed of sediments that originated in the Permo-triassic stratas : tourmaline and zircon often represent more than 50 % of the heavy mineral spectra, while in the coarse sediments crystalline clasts are very rare (less than 3 % in the Thionville-Sierck basin).

The one exception, which will be discussed later, concerns the Thionville-Sierck basin, where two samples («Hoch» and «Berg») located in the upper part of the M4 alluvial formation have a relative majority of hornblende and garnet ;

- in contrast, the youngest three alluvial terraces (M3 to M1) and the present floodplain M0 contain more crystalline material : the percentage of hornblende and garnet ranges between 37 % and 73 % in the Thionville-Sierck basin, between 55 and 76 % in the Luxemburger valley, and between 24 and 38 % in the Detzem-Piesport basin. This result is confirmed by the petrographical investigations, which evidence a significant proportion of crystalline clasts in the alluvial formations of the Thionville-Sierck basin (about 5 % in M3 and M2, 10 % in M1 and 18 % in M0). This percentage decreases downstream from Thionville, owing to increasing distance from the Vosges Massif ; in the Detzem-Piesport basin, the clasts counts indicate that the granites never represent more than 1 % of the total clasts percentage, even confirmed in the

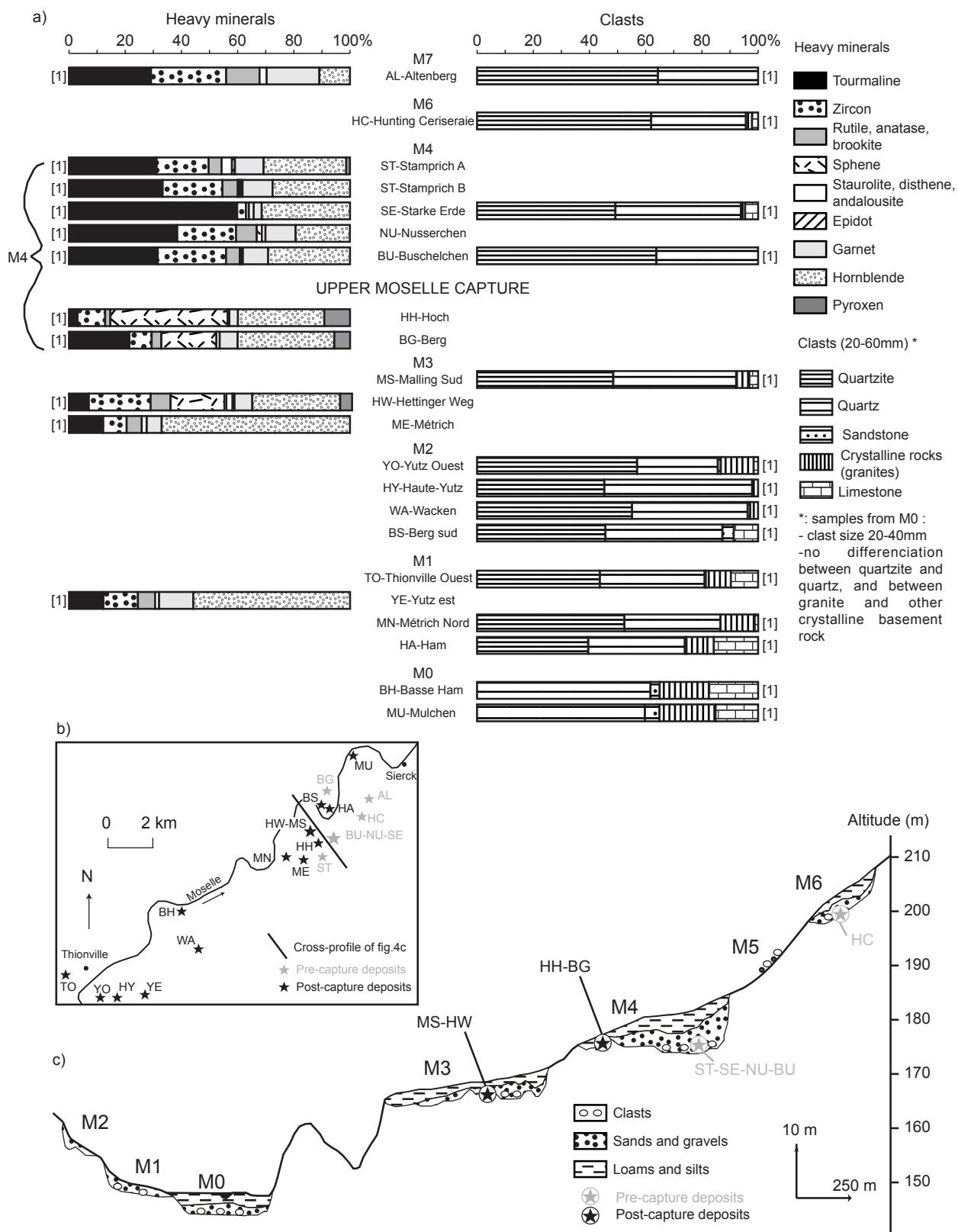


Fig. 4 : Sedimentological characteristics of the alluvial formations in the Thionville-Sierck basin. a) mineralogical and petrographical composition of the alluvial formations ; b) location map of the samples ; c) stratigraphical profile.

Fig. 4 : Caractéristiques sédimentologiques des formations alluviales entre Pompey et Thionville. a) composition minéralogique et pétrographique des formations alluviales ; b) carte de localisation des sites de prélèvement ; c) profil stratigraphique.

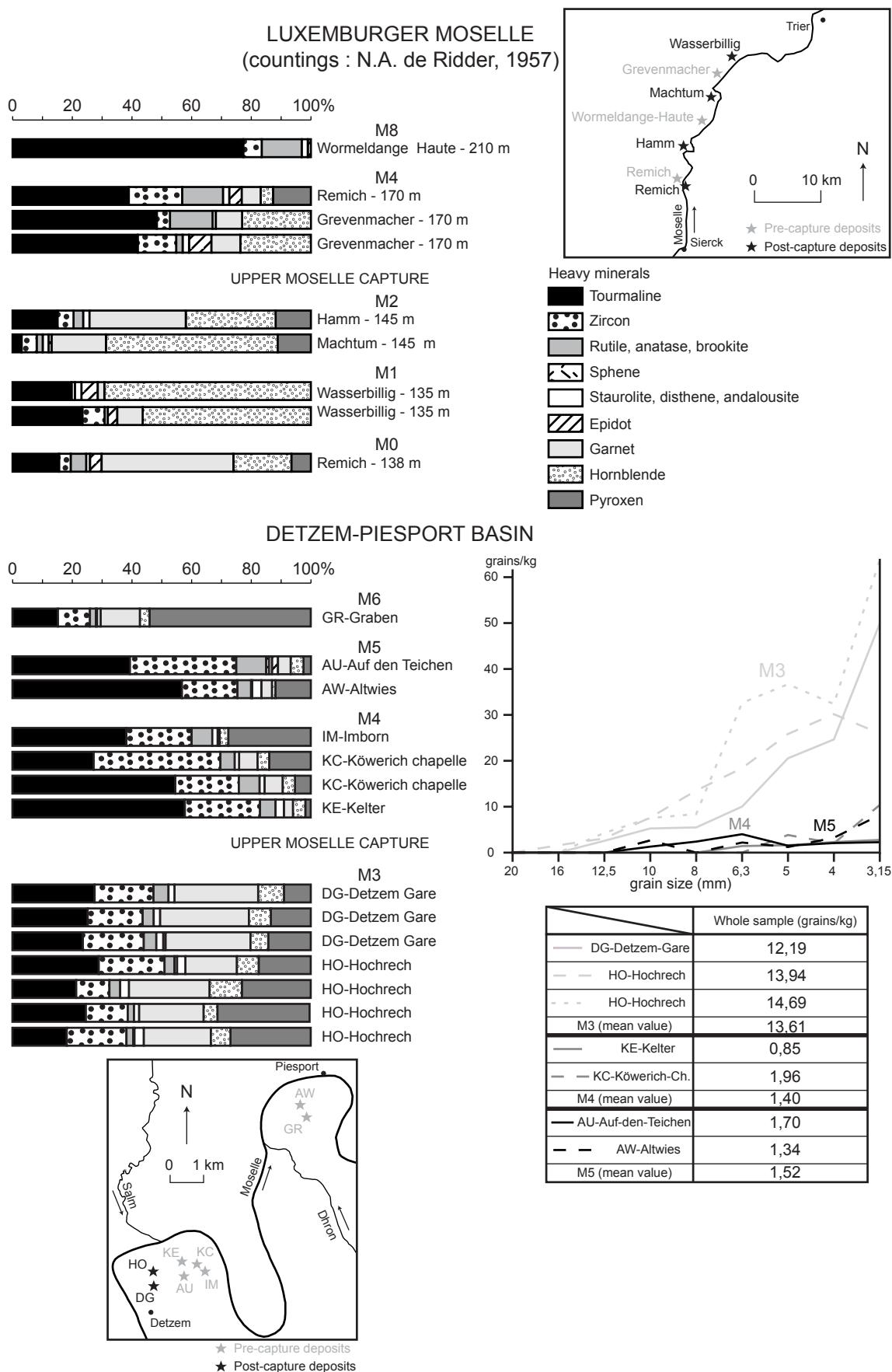


Fig. 5 : Mineralogical and petrographical composition of the alluvial formations between Sierck and Piesport.
Fig. 5 : Composition minéralogique et pétrographique des formations alluviales entre Sierck et Piesport.

lower terraces (Kremer, 1954 ; Müller, 1976 ; Löhnerz, 1982) ; as a consequence, the petrographical study in the Detzem-Piesport basin was based on gravels (between 3,15 and 20 mm diameter ; fig. 5), enabling to find a main difference between the sediments of the M4 and M3 terraces : the sediments of M3 actually contains more than 12 crystalline gravels/kg, but often less than 2 in M4 and M5.

This lithological contrast can not easily be explained only by the weathering of hornblende, garnet and granite in the older formations : mineralogical analysis in the Upper Moselle valley (Lossen, 2003) and in the Meuse valley (Krook, 1993) actually evidenced the presence of high proportions of hornblende and granite in old terraces. As this contrast is constantly observed between the terraces M4 and M3 (respectively located around 30 and 20 m above the present river bedrock) from Pompey to Bernkastel-Kues, it must be correlated with the Upper Moselle capture, which also took place before the aggradation of the M3 terrace.

This result allows a correlation with the youngest terraces of the Upper Moselle :

- the post-capture alluvial terraces M3 to M1 are connected with the three post capture alluvial terraces of the Upper Moselle valley (Mt3 to Mt1), which are situated at similar relative height.

- the lack of crystalline sediments in the alluvial terrace M4 (fig. 4 and 5) shows that this terrace is mainly pre-capture. However, the mineralogical investigations in the Thionville-Sierck basin (samples «Hoch» and «Berg», fig. 4) may indicate that the deposition of crystalline sediments occurred at the top of M4 immediately after the capture. This result is in excellent agreement with those from the Upper Moselle valley near Toul, which demonstrated that the capture occurred at the end of the deposition of Mt4 (Krook, 1993 ; Harmand et Le Roux, 2000). Terraces M4 and Mt4 can also be correlated, as they both correspond with the syn-capture terraces.

III–CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE YOUNGER MEURTHE AND MOSELLE TERRACES

IN THE MEURTHE VALLEY

Owing to the deficiency of absolute datings, the chronology of the Meurthe terraces staircase has remained hypothetical. Only the sediments from the present floodplain Me0 (section of Art-sur-Meurthe, fig. 1) were dated using radiocarbon method on woods, sampled both in the lower coarse unit and in the upper silty unit of the formation (Carcaud, 1992). The radiocarbon age results range between 10.500 ± 150 yr B.P. and modern. The ages are in good agreement with those obtained by the same author in the Upper Moselle valley 40 km upstream from Toul (section of Crévéchamps, fig. 1), ranging from 12.640 ± 105 to 3.050 ± 150 yr B.P. They evidence that the present floodplain formed during the Late Glacial and Holocene.

To complete these first chronological results, the sediments from the terraces Me3 (20 m relative height) and Me2 (10 m relative height) in the Mondon and Vitrimont basins have been dated using IRSL method (fig. 6).

Except for the sample «Laronxe», which provides a youngest age using the MAAD protocol, the age estimates for Me3 range between 163 ± 15 ky and 129 ± 13 ky : these data make it possible to correlate Me3 with the last cold period of the Saalian (OIS 6). The IRSL age estimates for Me2 (and the corresponding terrace in the lower Mortagne valley, sample «Xermaménil») range between 86.1 ± 6 and 40.6 ± 4.8 ky. It is very likely that fluvial aggradation of the Me2 sediments mainly occurred during the Early and Middle Pleniglacial (OIS 4 and 3).

The Meurthe terraces Me3 and Me2 were also formed during two successive climate cycles (fig. 6). Owing to the Late Glacial to Holocene age of the present floodplain, the youngest terrace Me1 may be correlated with the Upper Pleniglacial (OIS 2). As the luminescence age estimates are not available for the sediments of the oldest terraces, the age of Me4 remains unknown. According to its relative height (30 m)

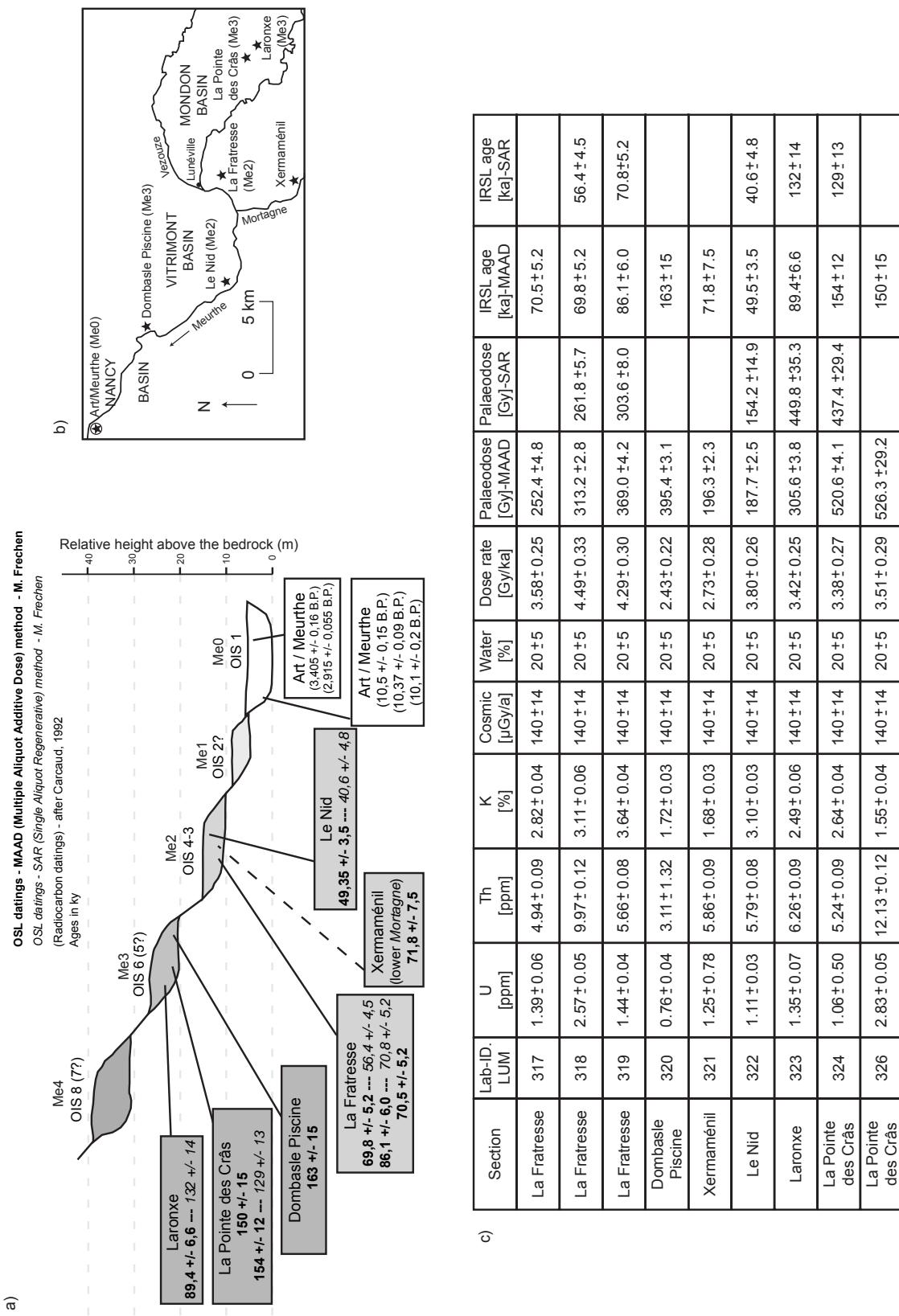


Fig. 6 : Datings results of the youngest alluvial formations in the Meurthe valley. a) schematical cross-profile ; b) location map of the IRSIL and radiocarbon samples ; c) synthetic table of IRSIL datings. Fig. 6 : Résultats des datations concernant les formations alluviales les plus récentes de la vallée de la Meurthe. a) profil transversal schématique ; b) carte de localisation des sites de prélèvement ; c) tableau récapitulatif des datations IRSIL.

and three-dimensional extent (presence of broad surfaces associated with an alluvial formation whose thickness often exceed 6 m), as well as to the chronological framework of the younger terrace sediments, Me4 could however be assigned to OIS 8 (fig. 6).

IN THE UPPER MOSELLE VALLEY

The only independent absolute dating is available for the Upper Moselle capture. Speleothem, sampled from a gallery filled with siliceous deposits correlated with Mt4 (Shafts Cave, fig. 2b) in the surrounding of Toul, was investigated by uranium/thorium dating. These dating results yielded an age of about 250-270 ka (Lossen and Quinif, 2001 ; Lossen, 2003). In the lower Meuse valley, burned flints was sampled near Maastricht and investigated by thermoluminescence dating (Huxtable and Aitken, 1985) resulting in similar age estimates. The syn-capture alluvial terrace Mt4 also correlates to the Middle Saalian (OIS 8), as confirmed by uranium/thorium and thermoluminescence dating.

DOWNSTREAM FROM THE MEURTHE-MOSELLE CONFLUENCE

The only chronological data from this area concerned the present floodplain M0 and the lowest terrace M1 :

- recent palynological studies from sediments of the present floodplain near Trier (Zolitschka and Löhr, 1999) enables a correlation with Late Glacial to Holocene age, confirming the radiocarbon ages obtained for Me0 and Mt0 by Carcaud (1992) in the French basin ;

- the terrace M1 has been dated in the Luxemburger valley using radiocarbon method on a Juniperus charcoal sampled in the middle part of the formation. The age estimates is of $30\ 770 \pm 300$ yr B.P. (unpublished data, provided by the National Museum of History and Art of Luxembourg ; laboratory number : β 182248). This result is confirmed by palaeoenvironmental evidences, as cryoturbation features (Coûteaux, 1970) and remains of *Mammuthus primigenius* and *Rhinoceros tichorhinus* in the Luxemburger valley (Ferrant, 1933b). It is in good agreement with the assumed Upper Pleniglacial age of the lowest Meurthe terrace Me1 (OIS 2).

Complementary chronological data is provided by the stratigraphical position of the Upper Moselle capture in the terraces staircase. As the alluvial terrace M4 formed contemporaneously with the Upper Moselle terrace Mt4, its sediments most likely accumulated during the Middle Saalian (OIS 8).

These datas lead us to propose an extrapolation of the IRSL age estimates obtained in the Meurthe valley for the terraces Me3 and Me2 to the post-capture terraces M3 and M2 ; on the same way, the Me4 terrace is likely to correlate with Mt4 and M4.

THE LONGITUDINAL PROFILE

The chronological frame is in good agreement with the geometrical and sedimentological correlations. A general longitudinal profile of the Palaeo-Meurthe-Moselle middle and lower terraces between Baccarat and Bernkastel-Kues can be set up (fig. 7), based on a linear correlation ($Me_n = M_n$, with n the serial number of each terrace). It evidences the parallelism of the alluvial terraces, especially for the syn- and post-capture terraces (Me4-M4 to Me1-M1). This parallelism indicates no relative tectonic deformation along the valley between the Rhenish Massif and the Paris basin, since at least the Upper Moselle capture (Middle Saalian). The correlations with the Upper Moselle underline the weak incidence of the capture on the evolution of the Palaeo-Meurthe-Moselle valley : the altitudinal gradient between the equivalent terraces in Toul and Pompey remained constant since the diversion (about 15 m in height).

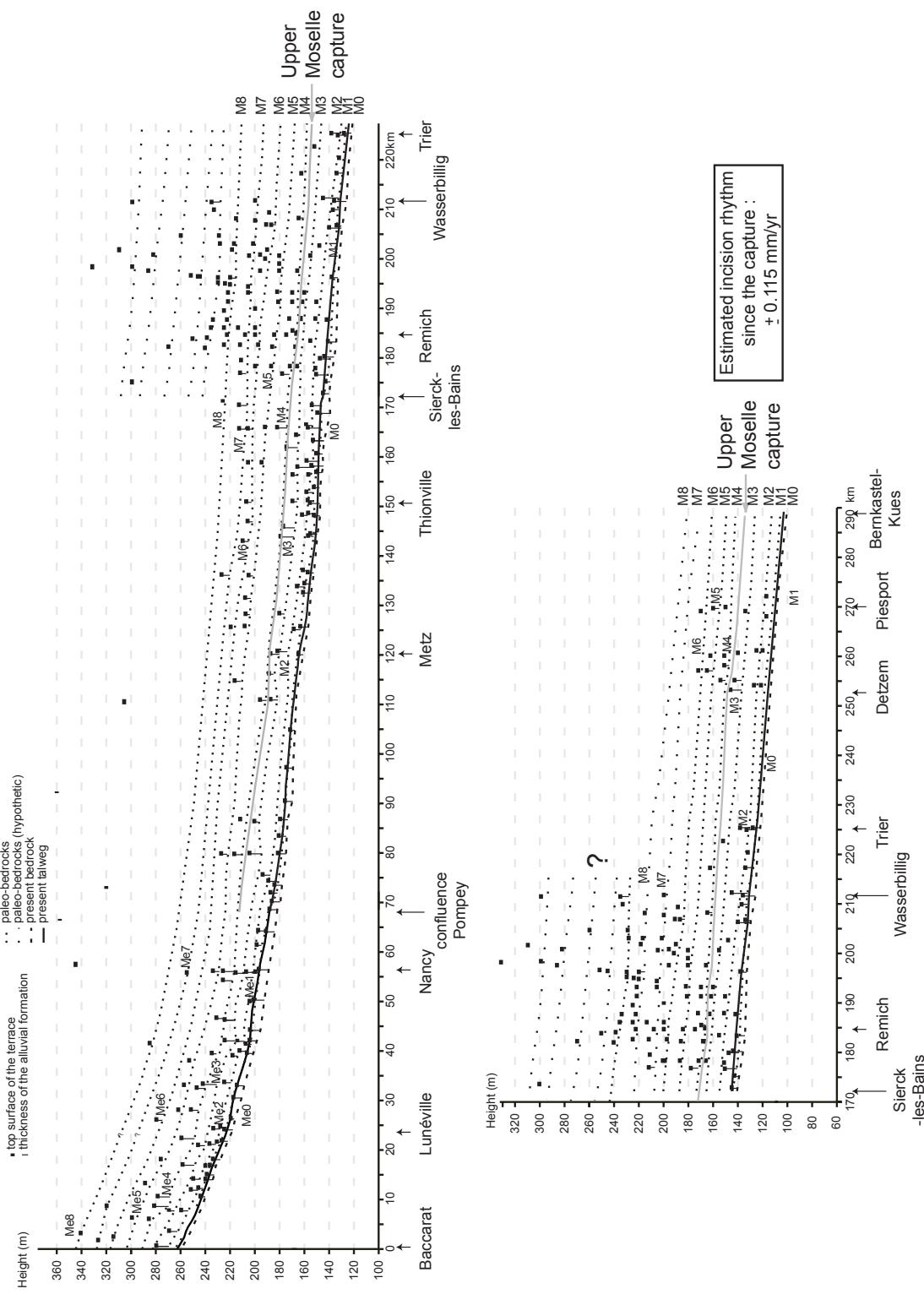


Fig. 7 : Longitudinal profile of the Palaeo-Meurthe-Moselle terraces between Baccarat and Bernkastel-Kues.
 Fig. 7 : Profil longitudinal des terrasses alluviales de la Paléo-Meurthe-Moselle entre Baccarat et Bernkastel-Kues.

IV – THE ALLUVIAL SEQUENCES IN THE PALAEO-MEURTHE-MOSELLE VALLEY : FIRST RESULTS

The Upper Moselle basin was covered by Pleistocene glaciers (Seret, 1966 ; Seret et al., 1990 ; Flageollet, 2002). Glacial forms and formations were also found on the crystalline basement of the Upper Meurthe basin (Nordon, 1928, 1931 ; Darmois-Théobald et Ménillet, 1973). According to the chronological results presented in this paper, the alluviation in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley can be linked to Pleistocene climatic fluctuations. This cyclic evolution is confirmed by the study of numerous sections, which lead to define four alluvial sequences along the Palaeo-Meurthe-Moselle valley. These sequences respectively concern the formations Me4 to Me2 in the Mondon basin (downstream from the Vosges Massif) ; the formations Me5 to Me2 in the Vitrimont and Nancy basins of the Meurthe valley, and the pre-capture formations downstream from Pompey (M8 to M4) ; the post-capture formations (M3 and M2) downstream from Pompey ; and the youngest formations (Me1-M1 and Me0-M0) in the whole Palaeo-Meurthe-Moselle valley.

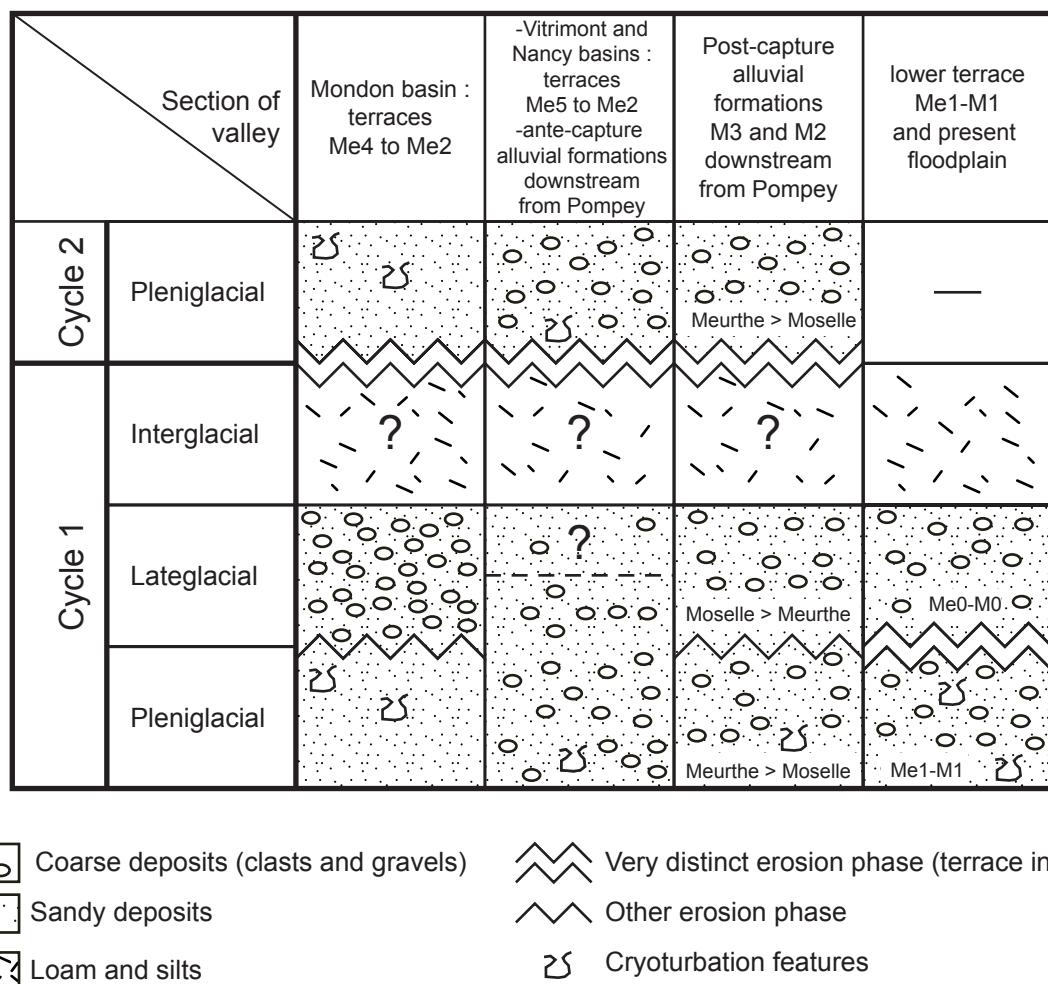


Fig. 8 : Synthetic presentation of the climato-sedimentary cycle proposed for the Palaeo-Meurthe-Moselle valley.

Fig. 8 : Présentation synthétique du cycle climato-sédimentaire proposé pour les formations alluviales de la Paléo-Meurthe-Moselle.

THE FORMATIONS Me4 TO Me2 IN THE MONDON BASIN

The sequence of the Mondon basin, defined by the study of seven main sections in the alluvial formations Me4, Me3 and Me2, was described in detail by Cordier et al. (2004). These alluvial formations are composed of three units (fig. 8) : the lower unit (whose thickness often exceeds 3-4 m) is sandy and mainly contains sediments from the Permo-Triassic sandstones and conglomerates ; cryoturbation features were described in several sections (e.g. Hériménil ; Cordier et al., 2004, p. 74). The middle unit (1-3 m in thickness) is coarse and contains many clasts and sands that originated in the vosgian basement ; it often channels the lower one (incision ranging from 1 to 3 m). The upper unit consists of silty to silty-sandy sediment, and its thickness ranges between 1 and 3 m.

Taking into account these characteristics, the lower unit is allocated to pleniglacial periods, while glaciers developed in the upper crystalline basin of the Meurthe. The presence of glaciers also appears as an important limiting factor for the supply of crystalline sediment. The middle coarse unit, with numerous crystalline elements, may be correlated with late glacial periods : a high capacity of the river, generated by the melting of the ice, can actually generate both the channelling of the lower sediments and the carriage of crystalline sediments. This interpretation is not contradicted by the radiocarbon age estimates obtained for the coarse unit of Me0, allocated to the Late Glacial or Early Holocene period (fig. 6 ; Carcaud, 1992). It however remains hypothetical, as the aggradation of middle unit might also occur under periglacial conditions (high seasonal contrasts in the flow regime, while the upper Meurthe basin is not covered by ice). The sedimentation of the upper unit and the main incision phasis may finally be correlated with interglacial conditions and with the warm-to-cold transition, respectively, despite neither pedological nor palaeontological evidence confirms it. This reconstruction (aggradation under periglacial context, main incision at the end of interglacial periods) is however in good agreement with those recently described in the Somme and Meuse valleys (Antoine, 1994 ; Vandenberghe et al., 1994).

THE VITRIMONT AND NANCY BASIN AND THE PRE-CAPTURE TERRACES DOWNSTREAM FROM POMPEY

The definition of this second sequence is mainly based on the study of several hundreds drillings, especially in the Nancy and Thionville-Sierck basins (fig. 4b). Although their thickness is highly variable, owing to the weathering of the sediments, the formation are often composed of three units (fig. 4b) : a lower coarse unit, where cold fauna remains (as *Mammuthus primigenius*) have been found (e.g. in Me3 in Nancy ; Corroy and Minoux, 1931) ; a middle sandy unit, and an upper silty unit. The difference with the latter sequence is attributed to the influence of the periglacial tributaries which join the River Meurthe in Lunéville (the Mortagne and Vezouze rivers, fig. 1). As evidenced by an IRSL dating of sediments from the Lower Mortagne valley (sample «Xermaménil», fig. 6), these rivers carry their coarser sediments during cold periods as elsewhere (Mol et al., 2000). This observation and the IRSL age estimates obtained in the Vitrimont basin, enable to propose a correlation of the coarse unit with both pleniglacial periods (owing to the influence of the tributaries) and with the beginning of late glacial periods (owing to the melting of the ice in the Upper Meurthe basin). The correlation of the sandy and silty unit with warmer periods of the climate cycle is however only hypothetical, owing to the lack of palaeoenvironmental evidence.

THE POST-CAPTURE FORMATIONS M3 AND M2

Downstream from Pompey, the post-capture fluvial dynamics is influenced by the Meurthe, the Meurthe and Moselle periglacial tributaries, and the Upper Moselle. The latter basin was more covered by the Vosgian glaciers during Pleistocene cold periods than the Meurthe basin. The study of several sections and numerous drillings in the formations M3 and M2 and the sedimentological analysis in the Thionville-Sierck basin (fig. 4) allow to distinguish three main stages in the terrace formation :

- a first sedimentation period with sediments (up to 5 m thick) predominantly originating in the Permo-Triassic sandstones and conglomerates (e.g. samples «Haute-Yutz», «Wacken» and «Berg sud», fig. 4a).

- the second aggradation period characterizes by a similar thickness and a more pronounced influence of the Upper Moselle, as evidenced by the presence of sands and clasts coming from the Vosgian basement (e.g. sample «Yutz ouest», fig. 4a). As these sediments are sometimes located close to the bedrock (e.g. samples «Métrich» and «Yutz est», fig. 4a), a minor incision (about 3-5 m) probably occurred before this aggradation period. Taking into account these characteristics, the deposition phases can be allocated to pleniglacial and late glacial periods, respectively. This reconstruction is confirmed by the presence of cold faunal remains (as *Mammuthus primigenius* in the M3 formation near Metz ; Delafosse, 1935 and 1965) The erosive phase may also correlate with early late glacial periods.

- the coarse and sandy deposits are covered by silts, whose aggradation may have occurred during interglacial periods. The main incision phasis for M3 and M2 (incision of up to 15 m in the sediments and the bedrock) can also be linked to early pleniglacial periods.

THE YOUNGEST FORMATIONS Me1-M1 AND Me0-M0

The genesis of the youngest formations (Me1-M1 and Me0-M0) differs slightly from the previous sequences : the morphological distinction between the Weichselian Upper Pleniglacial sediments (corresponding with the lower terrace M1) and the Late Glacial sediments (corresponding with the present floodplain M0) actually evidences a more important erosive activity at the Early Late Glacial period than during the previous early late glacial episods. This first reconstruction will be improved by ongoing study of new sections.

These four alluvial sequences must still be improved, by the evidencing of palaeoenvironmental indications in new sections. Nevertheless, their comparison shows a relatively constant evolution between Baccarat and Bernkastel-Kues, characterized by two main periods of sedimentation (allocated to pleniglacial and late glacial periods), separated by a minor erosive phase. Except for the youngest formations, the major period of incision occurred at the cold-to-warm transitions ; these results are similar to those recently described for the Lower Meuse valley (Vandenbergh et al., 1994), and in others main valleys of the Paris basin, as the Somme (Antoine, 1994) or the Yonne (Chaussé, 2003 ; Chaussé et al., 2004).

CONCLUSION

Along the Palaeo-Meurthe-Moselle valley, the middle and lower terrace system (less than 90 m relative height) was defined through the Paris basin and the Rhenish Massif ; it corresponds with eight alluvial terraces, the three younger being deposited after the Upper-Moselle capture. A the longitudinal profile was realized, based on morphological studies (relative height of the terraces), sedimentological analyses (evidencing a main contrast between the pre- and post-capture formations downstream from the Meurthe-Moselle confluence), and absolute datings. This longitudinal profile provided evidence that there was no relative deformation along the valley since at least the Upper Moselle capture (250-270 ka). These first results must however be completed, mainly in the lower valley (between Bernkastel-Kues and Koblenz) ; furthermore, the longitudinal profile and the age of the higher terraces (especially the main terraces in the Rhenish Massif) remains unknown, owing to the lack of reliable dating results.

On the other hand, the study of numerous sections in France, Germany and Luxemburg allowed to propose an evolution pattern for the valley (“alluvial sequence”) ; this first pattern will however be improved by new sedimentological and chronological research, especially for the interglacial periods and for the post-Saalian deposits.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to acknowledge gratefully the geoarchaeologists of the National Museum of History and Art of Luxembourg, for kindly providing the result of an unpublished radiocarbon dating of the lower Moselle terrace. Financial support for IRSL datings is acknowledged from the Deutsche Forschungsgemeinschaft (HI 643/2-3). The critical comments of Dr. J.F. Pastre and Dr. Christine Chaussé have greatly improved this paper. This paper is a contribution to IGCP 449 «Global Correlation of Late Cenozoic Fluvial Deposits».

REFERENCES

- AITKEN M.J., 1985 – Thermoluminescence dating. Oxford University Press, Oxford, 359 p.
- ANTOINE P., 1994 – The Somme valley terrace system (northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. *Terra Nova*, 6, 453-464.
- BORGSTÄTTE O., 1910 – Die Kieseloololitheschotter- und Diluvial-Terrassen des unteren Moseltales. Dissertation, Universität Bonn, 54 p.
- CARCAUD N., 1992 – Remplissage des fonds de vallée de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. Thèse Géographie, Université de Nancy II, 281 p.
- CHAUSSÉ C., 2003 – Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique. L'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy. Thèse doctorat, Université des Sciences et Technologie de Lille 1, 2 t., 444 p.
- CHAUSSÉ C., VOINCHET P., BAHAIN J.-J., CONNET N., LHOMME V., & LIMONDIN-LOZOUËT N., 2004 – Middle and upper Pleistocene evolution of the River Yonne valley (France). **First results.** *Quaternaire*, Paris, 15, (1-2), 53-64.
- CORDIER S., 2004 – Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblenze : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques. Thèse doctorat nouveau régime, Université Paris XII, 2 vol., 455 p.
- CORDIER S., HARMAND D., & BEINER M., 2002 – Les alluvions anciennes de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du bassin de Paris, France) : étude morphosédimentaire et essai de reconstitution paléoclimatique. *Revue géographique de l'Est*, 42, (4), 197-208.
- CORDIER S., HARMAND D., LOSSON B. & BEINER M., 2004 – Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris basin, France) : lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic variations. *Quaternaire*, Paris, 15, (1-2), 65-76.
- CORROY G., & MINOUX G., 1931 – Les mammifères quaternaires de Lorraine ; les éléphantidés. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, 5, (1), 635-653.
- COÛTEAUX M., 1970 – Étude palynologique des dépôts quaternaires de la vallée de la Sûre à Echternach et à Bertdorf, et de la Moselle à Mertert. *Archives de l'Institut Grand-Ducal du Luxembourg, section sciences naturelles, physiques et mathématiques*, 34, 297–336.
- DARMOIS-THEOBALD M., & MENILLET F., 1973 – Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 21, 113-128.
- DELAFOSSE W. (1935) – Deuxième contribution à l'étude de la faune quaternaire du département de la Moselle. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de la Moselle*, Metz, 34, 167-212.
- DELAFOSSE W. (1965) – Troisième Contribution à l'étude de la faune quaternaire du département de la Moselle : aurochs, rhinocéros, éléphants. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de la Moselle*, Metz, 39, 47-72.

DIETRICH B., 1910 – Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinland und Westfalen, Bonn, 67, 83-181.

FERRANT V., 1933a – Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System - Erster Teil. Les Cahiers Luxembourgeois, 1, 65-116.

FERRANT V., 1933b – Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Mosaltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System - Zweiter Teil. Les Cahiers Luxembourgeois, 2, 195-236.

FISCHER F., 1962 – Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel. Ann. Univ. Sarav. Nat., 10, 13-48.

FLAGEOLLET J.C., 2002 – Sur les traces des glaciers vosgiens. C.N.R.S. Éditions, Paris, 212 p.

FRECHEN M., NEBER A., TSATSKIN A., BOENIGK W. & RONEN A., 2004 – Chronology of Pleistocene sedimentary cycles in the Carmel Coastal Plain of Israel. Quaternary International, 121, 41-52.

HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNEFONT J.-C., & SARY M., 1995 – Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. Revue géographique de l'Est, 35, (3-4), 321-343.

HARMAND D., & LE ROUX J., 2000 – La capture de la Haute Moselle. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 37, (3), 4-14.

HOFFMANN R., 1996 – Die quartäre Tektonik des südwestlichen Schiefergebirges begründet mit der Höhenlage der jüngeren Hauptterrasse der Mosel und ihrer Nebenflüsse. Bonner Geowissenschaftliche Schriften, Band 19, 156 p.

HUXTABLE J., & AITKEN M.J., 1985 – Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 39, 41-44.

KREMER E., 1954 – Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. Arbeiten zur rheinischen Landeskunde, Bonn, 6, 100 p.

KROOK L., 1993 – Heavy minerals in the Belvedere deposits. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 47, 25-30.

LAMOTHE L. (DE), 1901 – Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. Preuves que leur formation est due à des oscillations eustatiques du niveau de base. Bulletin de la Société géologique de France, Paris, 4, (1), 297-383.

LIEDTKE H., 1963 – Geologisch-geomorphologischer Überblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Sierck und Remich. Arbeiten aus dem geographischen Institut der Universität des Saarlandes. 8, 37-57.

LÖHNERTZ W., 1982 – Die altpleistozänen Terrassen der Mittelmosel. Überlegungen zur «Horizontalkonstanz» der Terrassen der «Rheinischen Hochscholle». Catena, 9, 63-75.

LOSSON B., & QUINIF Y., 2001 – La capture de la Moselle : nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. Karstologia, 37, (1), 29-40.

LOSSON B., 2003 – Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. Thèse doctorat nouveau régime, Univ. Metz, 3 vol., 825 p.

MEYER W., 1994 – Geologie der Eifel. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 3. Auflage, Stuttgart, 614 p.

MOL J., VANDENBERGHE J. & KASSE C., 2000 – River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology, 33, 131–148.

MÜLLER M.J., 1976 – Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierers Moseltales und der «Wittlicher Senke». Forschungen zur deutschen Landeskunde, 207, 185 p.

NEGENDANK J.F.W., 1978 – Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. Forschungen zur deutschen Landeskunde, Trier, 211, 90 p.

NEGENDANK J.F.W., 1983 – Trier und Umgebung. Sammlung Geologischer Führer, Berlin-Stuttgart (Bornträger), 60, 195 p.

NORDON A., 1928 – Morphologie glaciaire du bassin de la Haute-Meurthe. Annales de Géographie, 210, 532-543.

NORDON A., 1931 – Étude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la Haute-Moselle. Bulletin de la Société géologique de France, 5, (1), 245-288.

OSMANI G.N., 1976 – Die Terrassenlandschaft an der unteren Mosel. Eine geologische Untersuchung. Dissertation, Universität Bonn, 125 p.

PARFENOFF A., POMEROL C. & TOURENQ J., 1970 – Les minéraux en grains. Méthode d'étude et détermination. Masson, 578 p.

PREScott J.R. & HUTTON J.T., 1994 – Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating : large depths and long-term time variations. Radiations measurements, 23, 497-500.

RIDDER N.A. (DE), 1957 – Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes. Universiteit Utrecht, 13, 138 p.

SCHMINCKE H.U., LORENZ V. & SECK H.A., 1983 – The quaternary Eifel volcanic fields. In : Fuchs et al. (ed.) (1983) : Plateau Uplift. The Rhenish Shield : a case history, Berlin, Heidelberg (Springer), 139-151.

SERET G., 1966 – Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. Société Royale Belge de Géographie, 90, 577 p.

SERET G., DRICOT E., & WANSARD G., 1990 – Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. Nature, 346, 453-456.

THÉOBALD N., & GARDET G., 1935 – Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. Bulletin du Centenaire de la Société d'Histoire Naturelle de Metz, 34-3, (10), 69-100.

TRICART J., 1952 – La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique, SEDES, Paris, 2 t. (t. 1 : la genèse du bassin; t. 2 : l'évolution morphologique au Quaternaire), 473 p.

VANDENBERGHE J., KASSE C., BOHNCKE S., & KOZARSKI S., 1994 – Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : a comparative study of the Warta and Maas rivers. Terra Nova, 6, 476-485.

WALLINGA J., MURRAY A.S., DULLER G.A.T. & TÖRNQUIST T.E., 2001 – Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. - Earth and Planetary Science Letters, 193, 617-630.

WANDHOFF E., 1914 – Die Moselterrasse von Zeltingen bis Cochem. Dissertation, Universität Giesen, 111 p.

ZOLITSCHKA B., & LÖHR H., 1999 – Geomorphologie der Mosel-Niederterrassen und Ablagerungen eines ehemaligen Altarmsees (Trier, Rheinland-Pfalz) : Indikatoren für jungquartäre Umweltveränderungen und anthropogene Schwermetallbelastung. Petersmanns Geographische Mitteilungen, 143, 401-416.

Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif)

S. Cordier^{a1*}, D. Harmand^b, M. Frechen^c, M. Beiner^d

^a Département de Géographie, Facultés des Lettres et Sciences Humaines, Université Paris XII Val de Marne, 61 avenue du Général de Gaulle F-94010 Créteil Cedex, France

^b Laboratoire de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, F-54000 Nancy, France

^c Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA), Section Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, Germany

^d 2a rue du Jardin Keck, F-67000 Strasbourg, France

Abstract

Research in the Meurthe and Moselle valleys downstream from the Vosges Massif has resulted in the definition of the terrace system, and in the recognition of the climatic influence on its formation. Eight alluvial terraces were recognized at less than 100 m relative height. An absolute chronology was established for the youngest alluvial terraces, based on IRSL and radiocarbon dating. This provides evidence that each terrace corresponds with a single glacial-interglacial cycle. This result is confirmed by the study of numerous sections, which present a constant succession of lithofacies in each valley part. Four alluvial sequences were also defined along the Meurthe and Moselle valleys, reflecting Middle and Late Pleistocene climate change: their upper basin, developed in the Vosges Massif, was actually covered by glaciers during the Pleistocene cold periods. The differences between these four alluvial sequences are attributed to the unequal expansion of ice in the upper basins of the Meurthe and Moselle rivers, and their tributaries.

In spite of these differences, the sequences show important similarities: main aggradation events correlate with cold periods (pleniglacial and lateglacial), whereas erosional phases occurred at the warm-to-cold transitions, and secondarily at the pleniglacial-lateglacial transitions. This evolution is comparable with those already described in other northwestern European valleys, especially since the Upper Saalian.

1. Introduction

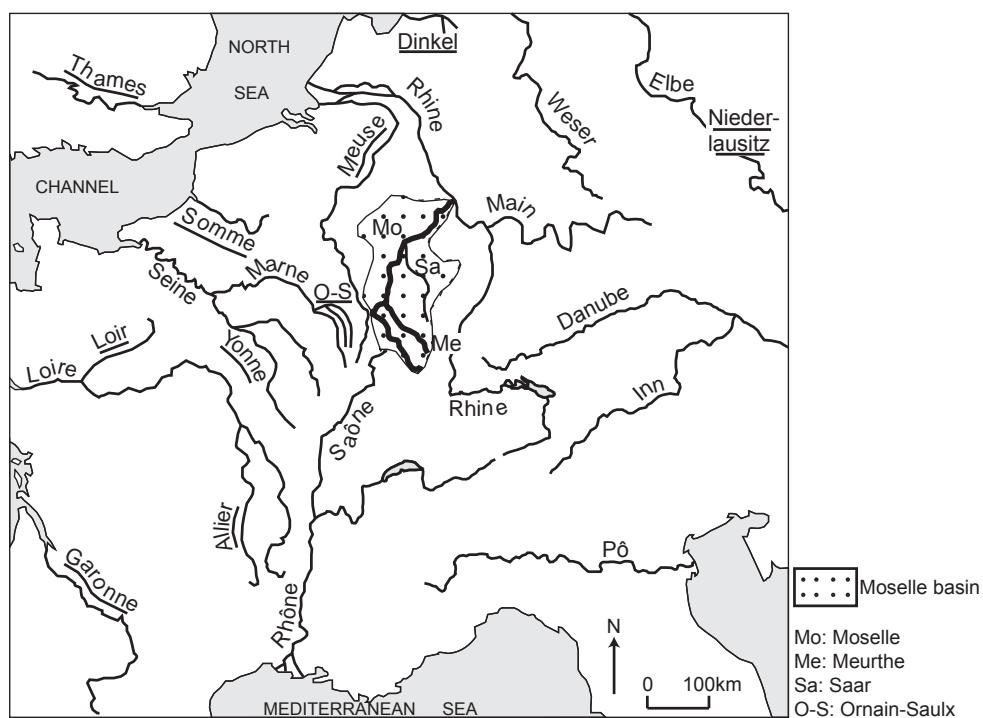
The fluvial system and the external and internal control on its evolution have been intensively studied for several decades (Büdel, 1977; Vandenberghe, 1993, 1995, 2002). In particular, the role of climate change has been underlined in numerous European valleys (e.g. Antoine, 1994; Starkel, 1994, 2003; Vandenberghe et al., 1994; Mol, 1997; Bridgland, 1994, 2000). This research provided evidence that climate-related changes in vegetation and sediment discharge both generated changes in the fluvial style, and explained the succession of periods of aggradation and erosion.

The present study is part of the continuing research on this theme, both in northern France (e.g. Antoine et al., 2003; Chaussé et al., 2004; Despriée et al., 2004) and in Germany (e.g. Bibus and Wesler, 1995; Danbeck and Bos, 2002; Houben, 2003). It focuses on a part of the Moselle basin; this basin, developed in France, Germany and Luxembourg, is dominated by three main rivers (Fig. 1 and 2), the Moselle and its two tributaries, the Meurthe and Saar (the last-mentioned is not considered here).

1 * Corresponding author.

Tel.: + 33-1-45-17-11-76

E-mail address: stephane.cordier@univ-paris12.fr (S. Cordier).



The rivers and areas mentioned in figures 5 and 9 are underlined.

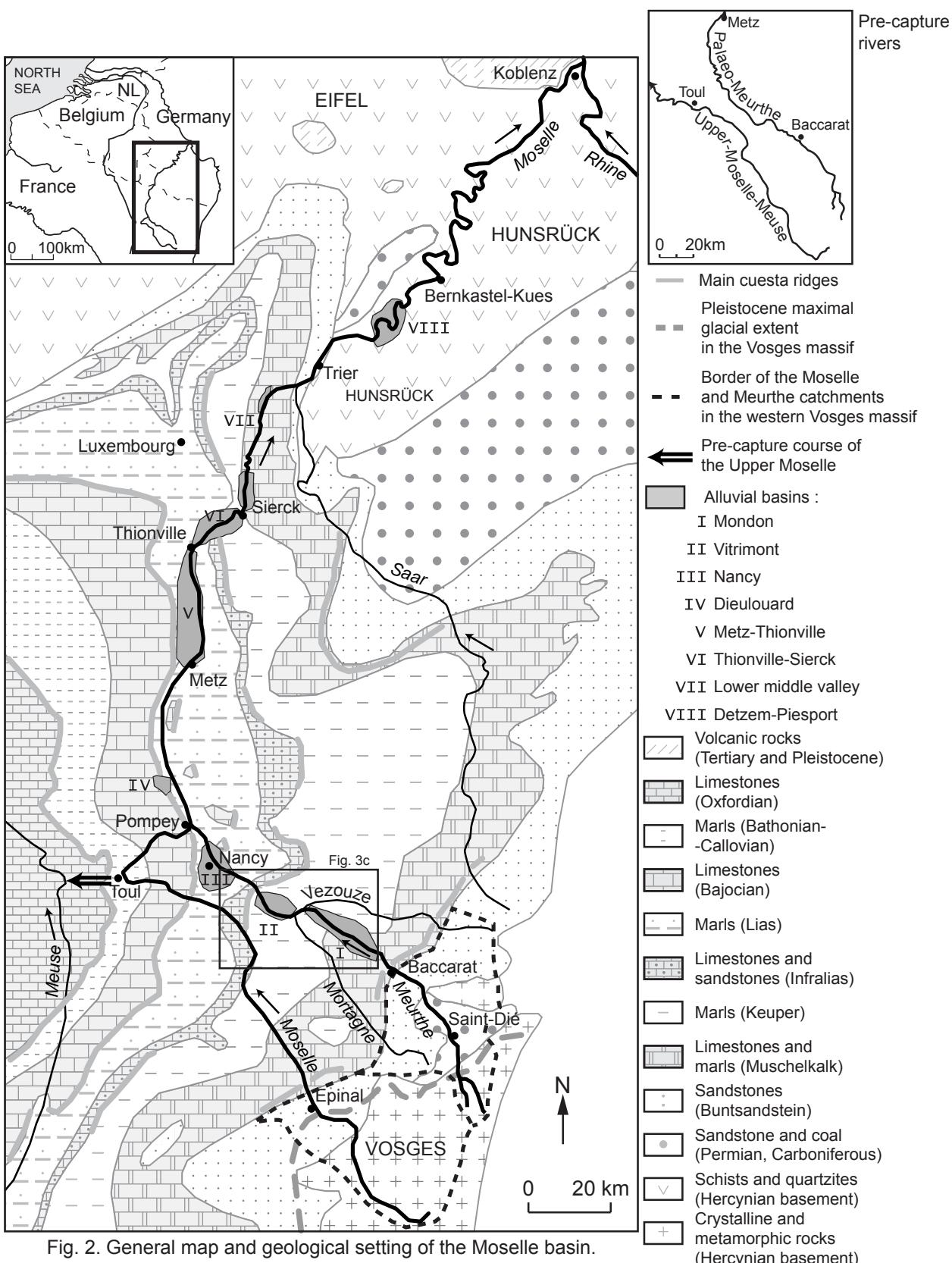
Fig. 1. The Moselle basin in the drainage network of Northwestern Europe.

The Moselle and the Meurthe rise within the Vosges Massif (NE-France), where they successively drain the crystalline basement and the Permo-Triassic cover of sandstones and conglomerates. This massif shows traces of several Pleistocene glaciations, especially in the Upper-Moselle basin (Seret, 1966; Flageollet, 2002). In contrast, glaciers were only active in a small part of the Meurthe basin, where they mainly covered crystalline basement outcrops (Nordon, 1928, 1931; Darmois-Théobald and Menillet, 1973; Fig. 2).

Downstream from the Vosges Massif, the Meurthe and Moselle flow subsequently through the cuesta ridges of the Eastern Paris Basin, where they join. The Moselle then flows through the Rhenish Massif where it separates the Eifel and the Hunsrück (Fig. 2), until its confluence with the Rhine at Koblenz. As evidenced by morphological and sedimentological studies (Davis, 1895; Harmand et al., 1995), an important change occurred in this drainage network during the Middle Saalian: before that time, the Upper-Moselle joined the Meuse («Upper-Moselle-Meuse valley», Harmand et al., 1995), and was later captured by the «Palaeo-Meurthe» (Fig. 2).

The studied area thus corresponds with the so-called «Palaeo-Meurthe-Moselle» valley, developed in the Paris Basin and the Rhenish Massif between Baccarat and Bernkastel-Kues (Fig. 2). Several alluvial basins are preserved in this valley section, both in the marly subsequent depressions situated at the foot of the cuesta ridges in the Paris Basin, and in the Rhenish Massif. However the terrace system has been only poorly investigated, partly due to the partition of the valley between three countries, which prevented general studies; the main publications (Ferrant, 1933a, b; Théobald and Gardet, 1935; Tricart, 1948; Kremer, 1954) proposed incomplete terrace systems, which were schematically correlated with Pleistocene climate changes.

The aim of this research is to define the terrace system, to put it in a chronological framework, and to establish the impact of climate variations on its formation. The study is based on detailed morphological data, combined with a sedimentological approach, owing to the study of more than thirty sections and several hundred drillings. This made it possible to undertake grain-size, mineralogical and petrographical analyses: heavy mineral spectra have been determined by M. Beiner on sands (40-315 µm fraction, at least 200 grains for each sample), isolated using bromoform (methodology in Parfenoff et al., 1970). Petrographical counts have also been made on clasts (20-40 mm diameter). Furthermore, infrared optically stimulated luminescence (IRSL) dating was carried out by M. Frechen in the luminescence laboratory at the GGA-Institut at Hannover, applying either the Single Aliquot Regenerative (SAR) dose protocol, or the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) protocol (Wallinga, 2002; Frechen et al., 2004; Cordier et al., 2005a).



2. The terrace system of the «Palaeo-Meurthe-Moselle» valley

2.1. Geometry of the terrace system and location of the Upper-Moselle capture

The stratigraphical position of each terrace is at first based on the relative height of its bedrock above the erosional basis of the modern floodplain M0. This morphological approach made it possible to distinguish:

- high terraces, located at more than 100 m relative height. They are well-preserved in the Rhenish Massif («main terraces»; Kremer, 1954; Müller, 1976), but in France and Luxemburg only consist of residual deposits preserved at the top of the cuesta ridges. Owing to this contrast, no longitudinal correlation can be made for these old terraces;

- middle and lower terraces, with bases located at less than 100 m above the base of M0. They are well-preserved both in the Paris Basin and the Rhenish Massif. In each of the studied alluvial basins, the height of the bedrock steps enables to recognize eight terraces (from M8, the oldest to M1), with bases between 90 and 5 m relative height (Fig. 3). Downstream from the Meurthe-Moselle confluence (located near Pompey), the longitudinal correlations are confirmed by sedimentological data: although sediments mostly originated from the Vosges Massif (except downstream from Trier, where the alluvial formations include a significant proportion of sediments from the Rhenish Massif), mineralogical and petrographical analyses (Cordier et al., 2004, 2005a) provide evidence of a major contrast between the upper units (M8-M4) and the younger ones (M3-M0): the older terraces contain mainly sediments from the Permo-Triassic cover (quartz and quartzite clasts, tourmaline and zircon). In contrast, the younger terraces (M3 to M1) and the modern floodplain M0 contain numerous crystalline sediments that originated from the Vosges basement (granite clasts, hornblende and garnet). Taking into account the lithology of the upper Meurthe and Moselle basins, which developed mainly in Permo-Triassic and crystalline basement outcrops, respectively, this lithological change has to be correlated with the Upper-Moselle capture, which also occurred between the formation of the terraces M4 and M3 (Fig. 3). This result enables a longitudinal profile to be produced (Fig. 3), which evidences the sub-parallelism of the successive terraces. It is in excellent agreement with the results obtained in the Upper-Moselle-Meuse valley (Harmand et al., 1995; Losson, 2003).

2.2. The chronostratigraphical frame of the middle and lower terraces

New IRSL results and previous dating (concerning the Luxemburger valley and the Upper-Moselle-Meuse valley) provide an age control for the post-capture alluvial units and for the latest pre-capture terrace M4.

- Nine samples were taken from the sediments of M3 and M2 in the Meurthe valley (Mondon and Vitrimont basins, Fig. 2 and 3). The IRSL age estimates (Cordier et al., 2005a) provide evidence that M3 was formed during the last cold period of the Saalian (MIS 6). According to the MAAD age obtained for the sample «Laronxe», the aggradation might have continued up to the Eemian and Early Weichselian (MIS 5e/5d-a). For its part, terrace M2 is of Early and Middle Pleniglacial age (MIS 4 and 3).

- Terrace M1 correlates with the Weichselian Upper Pleniglacial, as evidenced by the radiocarbon dating of a Juniperus charcoal fragment found in this formation in the Luxemburger Moselle valley, which gives an age of 30770 ± 300 yr B.P. (data provided by the National Museum of History and Art of Luxemburg; dating number: $\beta 182248$). Using the same method, the sediments of the present floodplain M0 were dated in the Meurthe valley (as in the Upper-Moselle valley) to the Lateglacial and Holocene (MIS 1; Carcaud, 1992). This age has been confirmed later on by palynological analyses in the vicinity of Trier (Zolitschka and Löhr, 1999).

- Dating from the Lower Meuse valley (near Maastricht; Huxtable and Aitken, 1985) and the Upper-Moselle valley (upstream from Toul; Losson and Quinif, 2001; Losson, 2003), using respectively thermoluminescence and U/Th methods, demonstrated that the Upper-Moselle capture (whose position in the

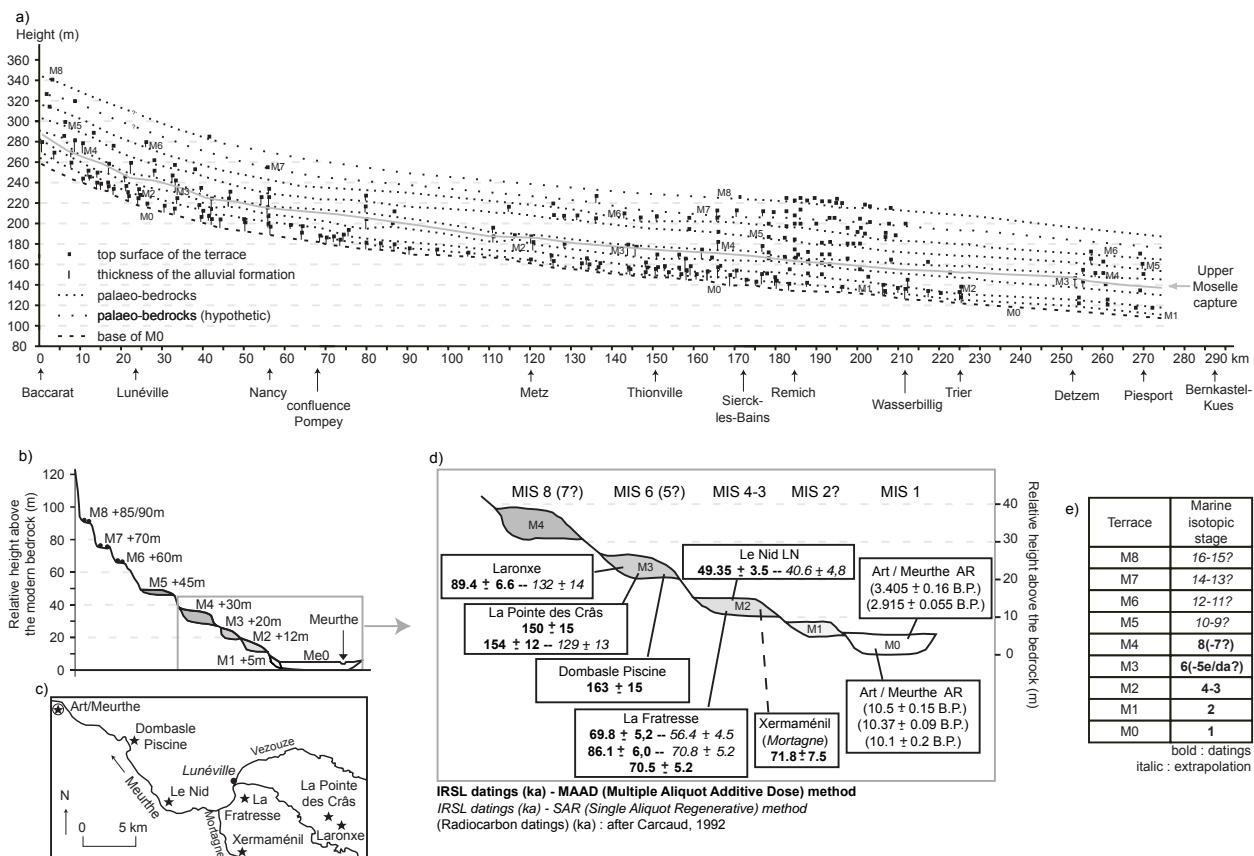


Fig. 3. Chronostratigraphy of the middle and lower terraces of the Meurthe and Moselle valleys.

a) longitudinal profile of the Middle and lower terraces between Baccarat and Bernkastel-Kues ; b) schematic cross-profile of the Meurthe terraces ; c) location map of the studied sections in the Meurthe valley d) IRSL and radiocarbon age estimates for the youngest alluvial formations of the Meurthe valley ; e) chronostratigraphy of the Meurthe and Moselle middle and lower terraces.

Lower Meuse sediments (Krook, 1993) occurred about 250-270 ka ago, at the end of an important aggradation period. The latest pre-capture terrace can thus be correlated with MIS 8, both in the Upper-Moselle-Meuse valley and in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley where it corresponds with the terrace M4 (Cordier et al., 2005a).

This chronological framework should be further improved by complementary datings. However, these first results provide evidence that each terrace generation correlates with a cold stage (MIS 8 for M4, MIS 6 for M3, MIS 4 for M2 and MIS 2 for M1): the Palaeo-Meurthe-Moselle valley evolution is thus cyclic, and linked to Pleistocene climate cycles. These correlations are in good agreement with Büdel (1977) and Bridgland (2000), who assumed terrace formation by many European rivers to be a response to Pleistocene glacial-interglacial cycles. By extrapolation, the older middle terraces M5 to M8 can be allocated to MIS 10 (M5), MIS 12 (M6), MIS 14 (M7) and MIS 16 (M8), respectively (Fig. 3).

3. Alluvial sequences in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley

The study of numerous exposures (especially in the youngest well-preserved alluvial formations M5 to M0) shows that the sediments of different formations present, in a given alluvial basin, a constant succession; this observation is in good agreement with that of the cyclic evolution of the valley evidenced by the chronostratigraphical framework. According to their location in the valley, four sedimentary patterns have been recognized; they respectively correspond with the Mondon basin (Fig. 2), the Lower Meurthe (Vitrimont and Nancy basin) and the pre-capture alluvial formations downstream from Pompey, the post-capture alluvial formations M3 and M2 downstream from Pompey, and the youngest formation M1 and M0 in the whole Palaeo-Meurthe-Moselle valley.

3.1. The alluvial sequence in the Mondon basin

The Mondon basin is located in the Meurthe valley, between the Vosges Massif and Lunéville where the River Meurthe joins two main periglacial tributaries (Vezouze and Mortagne rivers, Fig. 2). The well-preserved alluvial formations M4, M3 and M2 (up to 8 m thick) were studied in several quarries; they systematically present three units (Fig. 4):

- a sandy basal unit (unit A, between 2 and 5 m thick), with sediments mainly derived from the Permo-Triassic sandstones and conglomerates, as evidenced by its mineralogical and petrographical spectra (high proportion of sediments from the Permo-Triassic sandstones and conglomerates : tourmaline and zircon, quartz, quartzites and sandstones, Fig. 4). The sedimentary structures (horizontal or trough-cross-bedded layers, with locally a channel-fill-cross-bedding; Doeglas, 1962) show that the Meurthe river had a «sand-dominated braided» fluvial system (Einsle, 2000);

- a middle unit (unit B) which is separated from the basal one by an erosional surface, like in the sections of le Bois du Feys and la Fratresse (Fig. 4); it is often less than 2 m thick and consists of coarse-grained deposits (coarse gravels until 60 mm in diameter), with a significant crystalline component (high proportion of hornblende, garnet and granites); the irregular layout of the erosional surface enables the recognition of several channels (e.g. in the Bois du Feys section), reflecting a braided-river system;

- The upper unit (unit C) is often partly reworked prior to the quarrying, so its thickness never exceeds 2 m in the studied sections. This fine silty or sandy-silty unit may be interpreted as overbank deposits. It evidences a fluvial style change: a similar facies was recognized in the modern floodplain (Carcaud, 1992), and attributed to the development of a meandering style.

Taking into account the development of Pleistocene glaciers over the crystalline outcrops of the upper Meurthe basin, these lithofacies may correspond with climate changes as follows (Fig. 5):

- the aggradation of the basal unit is linked to a periglacial climate (pleniglacial periods), while the extension of the glaciers in the upper basin both cuts off the supply of crystalline sediment and reduce the discharge. As already described in other European basins (e.g. the Thames ; Bridgland, 1994), such extension of the ice limited the fluvial activity, and the River Meurthe mainly carries sands from the Permo-Triassic strata. This correlation is confirmed by the recognition of cryoturbation features (e.g. in the sections of le Bois du Feys and la Fratresse, Fig. 4), locally indicating the presence of permafrost (Vandenbergh, 1992), and by IRSL dating at la Pointe-des-Crâs and la Fratresse (Fig. 3 and 4);

- the erosion of these deposits and the aggradation of the middle unit occurred during lateglacial phases, at a time when the glacier was melting: only a considerable retreat of the glacier can actually generate, at first an erosional phase (generated by a fast increasing water supply), and then the sedimentation in braided channels of coarse gravels from the Upper-Meurthe basin;

- the upper deposits were probably deposited during interglacial periods. This reconstitution is in good agreement with the MAAD age obtained for the Laronxe section; however, neither palaeo-soil nor temperate faunal remains were found in this unit to validate this interpretation.

- the main erosional phases, generating the incision of the terraces, have to be linked with the warm-to-cold transitions, involving both the development of a nival flow (high seasonal water supply) and a reduced sediment load (due to temporarily persisting vegetation) at the beginning of a cold period (Vandenbergh, 1995).

3.2. The alluvial sequence of the lower Meurthe and the pre-capture terraces

The alluvial formations in the lower Meurthe (downstream from Lunéville, Fig. 6) and in the pre-capture units (M8 to M4) downstream from Pompey (Fig. 7) have been recognized in numerous boreholes (especially in the Nancy basin) and several sections. The succession differs from that observed in the Mondon basin: except when the sediments are constantly coarse (as in the Rhenish Massif where the coarse-grained size of the sediments results from their proximal origin; section of Köwerich, Fig. 7), three fining upwards units are distinguished. They are respectively dominated by gravels (lower unit, A), sands (middle unit, B)

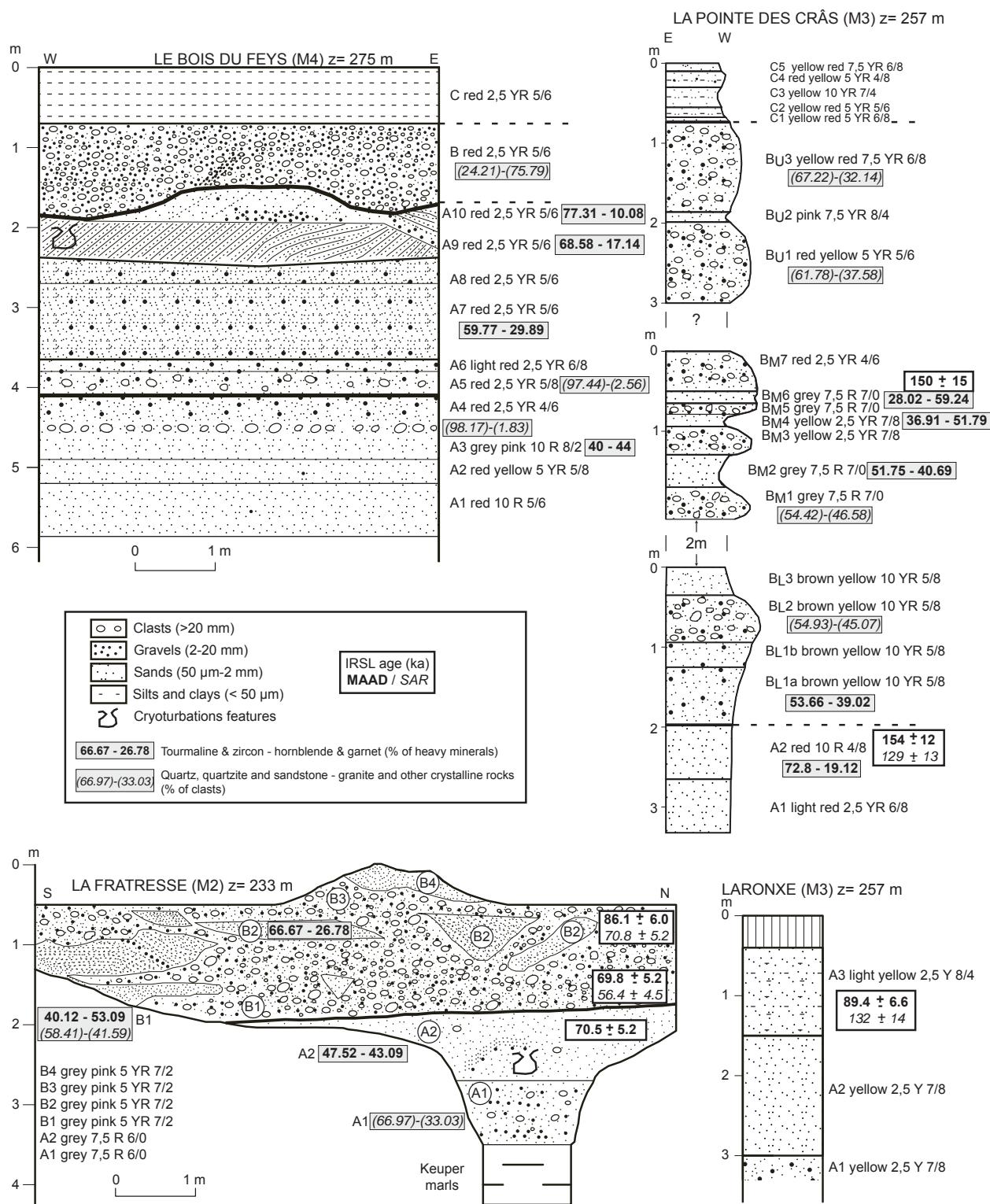


Fig. 4. Sedimentology, IRSL datings and stratigraphy of the main alluvial formations in the Mondon basin (Meurthe valley). For the location of the sections, see Fig. 3.

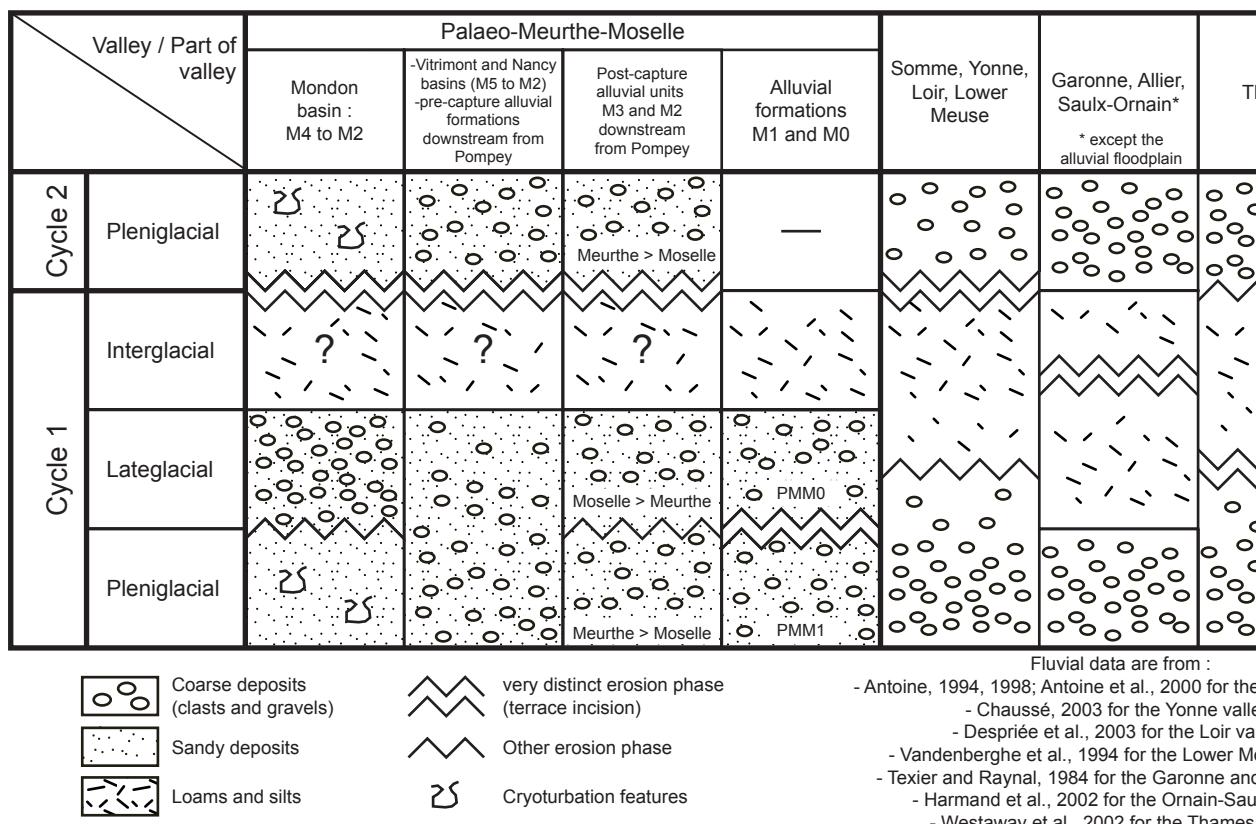


Fig. 5. The alluvial sequences along the Palaeo-Meurthe-Moselle valley and in several northwestern European valleys.

and silts (upper unit, C). To explain the difference in comparison with the Mondon basin one has to take into account both the influence of the Upper-Meurthe and of its tributaries (e.g. the Mortagne and Vezouze rivers): in these periglacial rivers, coarse aggradation occurs during cold periods, as evidenced by an IRSL dating in the Lower Mortagne (Fig. 6; Cordier, 2004; Cordier et al., 2005a). The presence of cryoturbations features, ice-raft sediments and cold-climate vertebrate remains (*Mammuthus Primigenius*, Fig. 6; Corroy and Minoux, 1931; Dubois and Dubois, 1933; Cordier et al., 2005b) in the lower and (but more rarely) in the middle units, also leads to the following sequence reconstruction (Fig. 5):

- the aggradation of the basal unit correlates both with pleniglacial phases (influence of the Rivers Mortagne and Vezouze, while the maximal expansion of the ice in the Upper-Meurthe basin limits its fluvial activity) and early lateglacial phases (beginning of the melting of the ice in the Upper-Meurthe basin); this interpretation is in excellent agreement with the IRSL age obtained in the Dombasle-piscine section, where the basal gravels have been dated to about 163 ± 15 ka (Fig. 6).
- the progressive reappearance of warmer conditions and the resulting disappearing glaciers then favoured the aggradation of sandy deposits (middle unit) during the final lateglacial periods, before the deposition of interglacial silts (upper unit). The aggradation during a warmer climate is confirmed by the IRSL dating of sandy sediments from the section of le Nid, which provided an approximative age of about 45 ka (Fig. 6).
- as in the Mondon basin, the main incision phases may occur at warm-to-cold transitions.

3.3. The post-capture alluvial terraces M3 and M2 downstream from Pompey.

The alluvial formations M3 and M2 have been recognized in several sections downstream from Pompey, both in the Paris Basin and in the Rhenish Massif. The top of the formations always consists of a silty cover (up to 5 m in thickness), the underlying sediments present two main lithofacies:

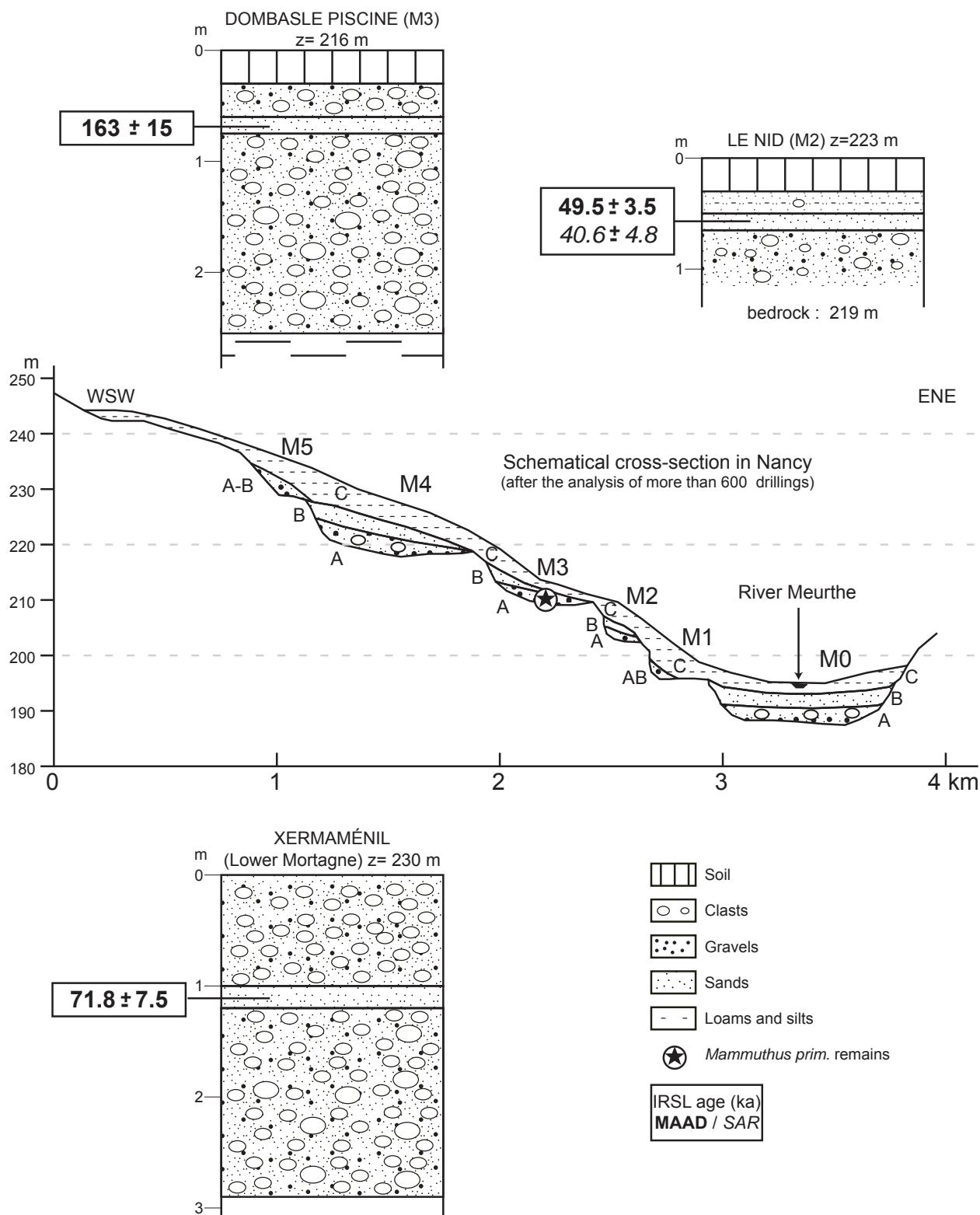


Fig. 6. Sedimentology of the alluvial formations and IRSL datings in the Vitrimont and Nancy basins (Meurthe valley) and in the Lower Mortagne valley. For the location of the sections, see Fig. 3.

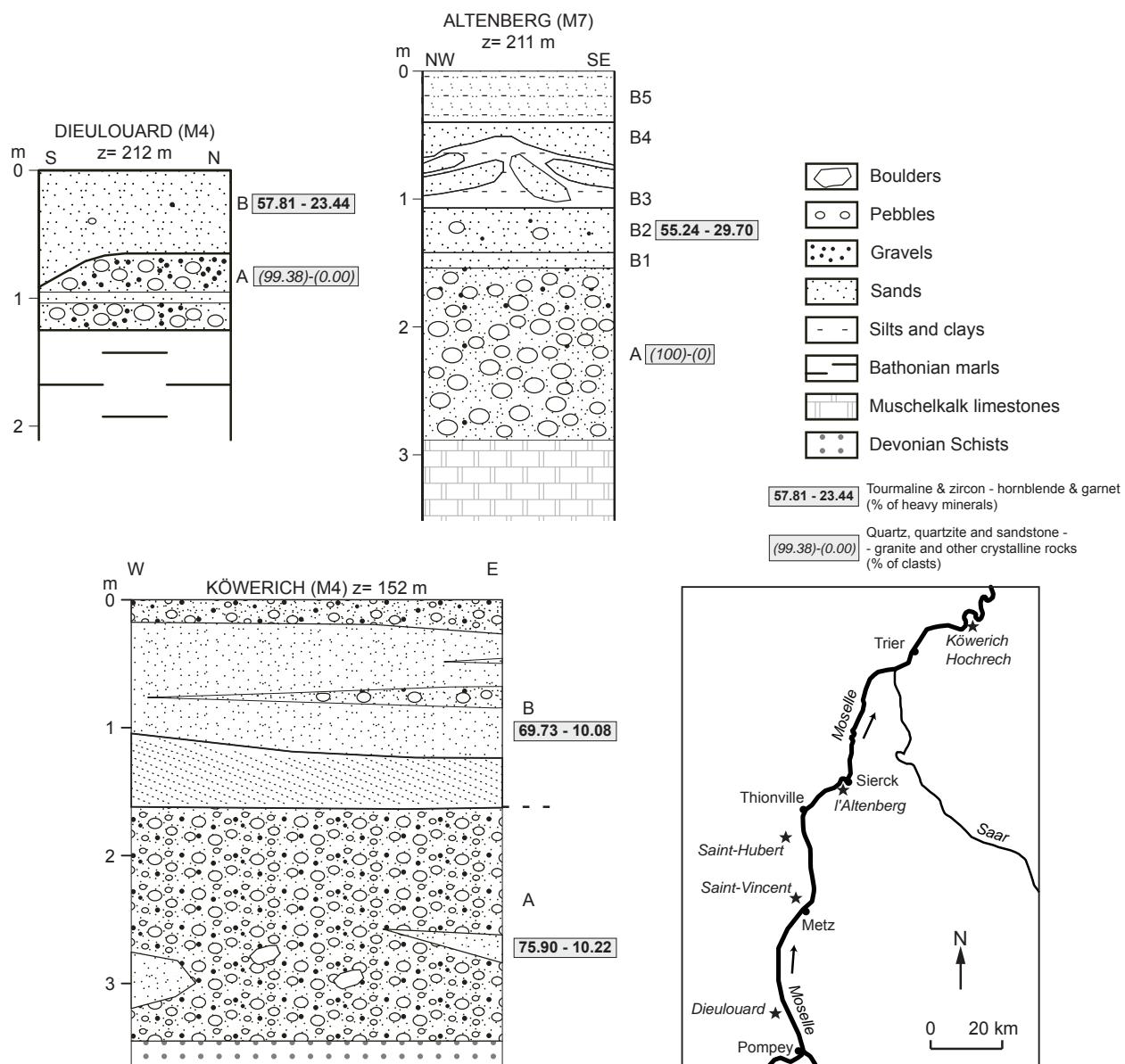


Fig. 7. Sedimentology of some "Palaeo-Meurthe" alluvial formations in the Paris Basin (sections of Dieulouard and Altenberg) and in the Rhenish Massif (section of Köwerich).

- a sandy facies originating from the Permo-Triassic cover (e.g. section of Saint-Hubert, Fig. 8); this facies can be associated in the Rhenish Massif with proximal coarse deposits;
- a coarser facies with a fining upwards trend, including more crystalline sediments (e.g. section of Saint-Vincent, Fig. 8).

These lithofacies are either recognized in separate sections, or superimposed, like in the section of Hochrech (Fig. 8).

Since the alluvial terraces M3 and M2 formed after the Upper-Moselle capture, this duality reflects the influence, not only of the River Meurthe, but also of the Upper-Moselle basin (which experienced a greater cover by the Pleistocene glaciers; Fig. 2) and of their periglacial tributaries (especially the Rivers Seille, Orne and Saar downstream from the Meurthe-Moselle confluence). The alluvial sequence may consist of five stages:

- a first aggradation period, starting during pleniglacial phases with sandy sedimentation (as in Saint-Hubert, Fig. 8) mainly derived from the Upper-Meurthe basin (associated with proximal deposits in the Rhenish Massif);

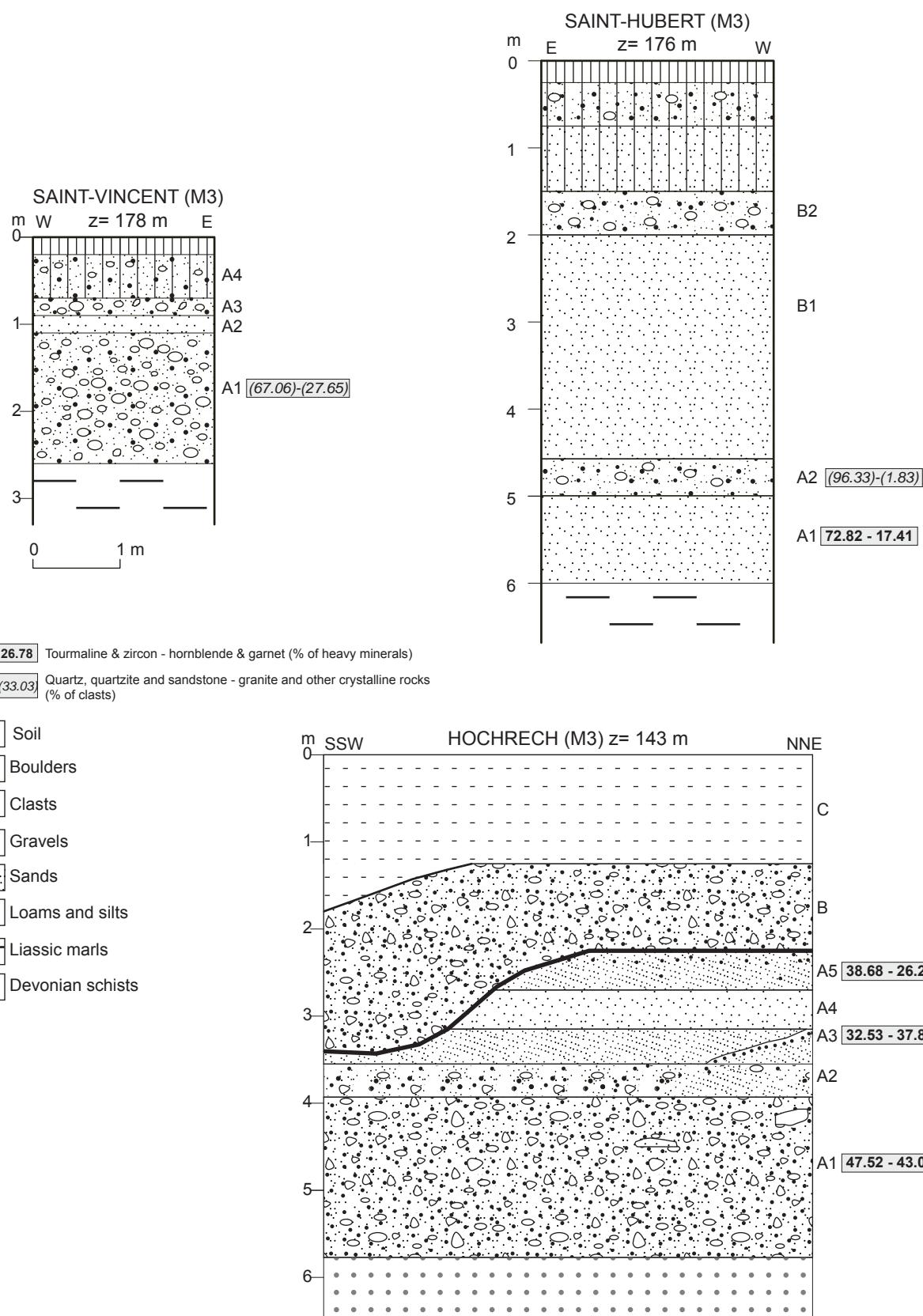


Fig. 8. Reference profiles for the post-capture alluvial formation M3.
For the location of the sections, see Fig. 7.

- the beginning of the melting of the Vosgian glacier (early lateglacial periods) caused a minor erosive phase (often less than 5 meters); it is evidenced in the section of Hochrech by the channelling of pleniglacial deposits (Fig. 8);
- as the glacier continues to retreat, the increasing water supply enabled aggradation to resume (final lateglacial periods). The fluvial sediments include more crystalline deposits, allocated to an increasing sediment supply from the Upper-Moselle basin, exhumed from its ice-cover; the presence of such sediments close to the bedrock (e.g. in the section of Saint-Vincent, Fig. 8) is in good agreement with the occurrence of an earlier erosive phase.
- the upper silty unit should also correlate with interglacial conditions, as evidenced upstream from Pompey. Despite neither palaeoclimatic nor palaeontological data could here confirm this interpretation, it is possible to notice that no remains of cold faunas (such as *Mammuthus primigenius*) have ever been recognized in this unit, in contrast to the numerous remains found in the lower deposits (Delafosse, 1935, 1965);
- as a consequence, the incision of the alluvial terraces must have occurred again at the warm-to-cold transitions.

3.4. The particular case of M1 and M0 in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley

In contrast with the older units, the lower alluvial terrace M1 and the present floodplain M0 formed during one glacial-interglacial cycle, as confirmed by the chronological data: they correlate with the Weichselian Upper Pleniglacial (MIS 2) and Lateglacial to Holocene (MIS 1), respectively (Fig. 3). This absolute chronology is confirmed by the recognition of cryoturbation features in the unit M1 (especially in the Luxemburger valley; Coûteaux, 1970), while they are missing in the present floodplain M0.

Taking into account this absolute chronological frame and the weak difference in height between the bedrock of these two formations (about 5 m), the formation of two separate alluvial units is allocated to a more important vertical erosion (about 10 m) at the Pleniglacial-Lateglacial transition (Fig. 5) than during the previous transitions (incision not exceeding 5 meters). This reconstitution has however to be confirmed by ongoing study of new sections, especially in the Luxemburger valley.

4. The Upper Pleistocene evolution of the Palaeo-Meurthe-Moselle valley : a comparison with northwestern European valley systems

The results presented above allow to develop a general comparison, focusing on the last 150 ka, i.e. since the Upper Saalian (Fig. 9). This period has indeed been well-studied during the last few years in several northwestern European fluvial systems, especially in the Somme and Yonne rivers in the Paris Basin (Antoine, 1994; Chaussé et al., 2004), the Thames in England (Gibbard, 1999; Preece, 1999; Bridgland, 2000; Bridgland et al., 2004; Lewis et al., 2004), the Dinkel in the Netherlands (Van Huissteden et al., 1986), and the Spree and Neiße in the Niederlausitz area in Eastern Germany (Mol, 1997; Mol et al., 2000; Bos et al., 2001).

4.1. The end of the Saalian and the Early Weichselian (MIS 6 to 5d-a)

The end of the Saalian glaciation (MIS 6) corresponds with an important aggradation period, both in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley (terrace M3) and in all studied areas. Sequences are often dominated by gravel. Although the Eemian and Early Weichselian deposits are less well-preserved, sedimentation seems to have continued during the MIS 5e and d-a. An erosional phase, however, is often recognized, either at the Saalian-Eemian transition (Thames valley) or at the end of the Early Weichselian (Niederlausitz area, Yonne and Somme valleys, and maybe the Palaeo-Meurthe-Moselle valley).

Chronostratigraphy	isotopic stages	age (ky B.P.)	Palaeo-Meurthe-Moselle	Niederlausitz (Eastern Germany)	Dinkel (the Netherlands)	Thames (England)	Somme (Northern France)	Yonne (Northern France)
		0	aggradation (silts)-M0	soil formation				
Holocene	(1)		aggradation (gravels)-M0	aggradation (fluvio-aeolian)	aggradation (fluvio-aeolian)	aggradation Staines Member / Maidenhead formation erosion	aggradation (peat)	aggradation (silts) Modern floodplain
Lateglacial		15	aggradation (gravel) incision					
Upper Pleniglacial	(2)		aggradation (gravel) M1	aggradation (sands) braided	aggradation (sands) erosion	aggradation (gravel) Shepperton Member incision	aggradation (silts)	aggradation (gravel) Modern floodplain incision
		30	incision					
Middle Pleniglacial	(3)		aggradation (sands and silts) M2	aggradation (sands and silts) anastomosing	aggradation (silts) anastomosing	aggradation (gravel) Kempton Park Member (sensu Gibbard, 1999)	aggradation (gravel) Modern floodplain	aggradation (silts) Gron sheet
		55						
Lower Pleniglacial	(4)		aggradation (gravel) M2		aggradation (sands-gravel) braided			aggradation (gravel) Gron sheet
		75	?	erosion?	erosion			
Lower Weichselian	(5a-d)		incision?	aggradation ?	aggradation (sands)	aggradation?	incision	aggradation?
		113	?	erosion				
Eemian	(5e)		aggradation (silts) M3?	aggradation (sands-peat)	aggradation (sands and silts) Spring G./Trafalgar Sq. Members incision	aggradation (silts) Étouvie formation	incision	aggradation (silts) Sens sheet
		126						
Saalian	(6)		aggradation (gravel) M3	aggradation (glacio-fluvial)	aggradation (glacio-fluvial)	aggradation (gravel) Taplow Member	aggradation (gravel) Étouvie formation	aggradation (gravel) Sens sheet

Fluvial data are from : Cordier (2004) for the Palaeo-Meurthe-Moselle valley; Mol, 1997; Mol et al., 2000; Bos et al., 2001 for the Niederlausitz area; Van Huissteden et al., 1986 for the Dinkel valley; Gibbard, 1999; Preece, 1999; Bridgland, 2000; Bridgland et al., 2004; Lewis et al., 2004 for the Thames valley; Antoine, 1994 for the Somme valley; Chaussé et al., 2004 for the Yonne valley.

Fig. 9. Fluvial evolution of several European rivers since the Upper Saalian.

4.2. The Early and Middle Pleniglacial (MIS 4 and 3)

The latter erosional period is followed by an important aggradation period during the Early and Middle Pleniglacial, corresponding with a terrace generation in the most important fluvial systems (Fig. 9) : terrace M2 in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley, Kempton Park member (in the meaning of P. Gibbard, 1999) in the Thames valley, Gron sheet in the Yonne valley. The deposits were coarse during MIS 4, but became sandy and/or silty during MIS 3, for instance in the Thames valley where organic sedimentation occurred (Bridgland et al., 2004; Lewis et al., 2004).

4.3. The Upper Pleniglacial, Lateglacial and Holocene (MIS 2 and 1)

The Middle to Upper Pleniglacial transition coincides in all the valleys (except the Somme) with an incision phase; in the most important fluvial systems (Palaeo-Meurthe-Moselle, Thames, Yonne), the first Weichselian terrace is also incised. A new period of aggradation then started, which is reflected in most of the valleys by gravel deposition. This corresponds either with the present floodplain (Somme and Yonne valleys), or with the lowest terrace: in the Palaeo-Meurthe-Moselle and Thames valleys (Cordier, 2004; Lewis et al., 2004), as in several main German valleys (Danube, Main, Isar; Schellmann, 1993), the last incision period actually occurred at the beginning of the Lateglacial. During MIS 1, the sedimentation then resumed; it mostly consists of fine-grained deposits, except in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley where Lateglacial deposits still contain gravels.

5. DISCUSSION

5.1. The alluvial sequences in the Meurthe and Moselle valleys

Although the four models presented in section 3 slightly differ from each other as a function of the distance from the Vosges Massif and the unequal influence of the periglacial tributaries, they present a similar cyclic evolution. A synthetic model can also be proposed. The main sedimentation occurred during the cold periods (pleniglacial and lateglacial), as they associate a high water flow and an important sediment load:

- during pleniglacial episodes, high water flow mainly characterizes the periglacial tributaries, since significant quantities of water were stored as ice in the upper basins of the Meurthe and Moselle rivers. The sediment load is also high, due to the seasonal melting. Furthermore the periglacial conditions led to the development of a more or less continuous permafrost (as evidenced in the section of la Fratresse, Fig. 4), favouring gelification on the slopes (Antoine et al., 2003).

- during lateglacial deglaciation periods, high water flow results from important seasonal rainfall (continental climate), and from the melting of the ice, which enables the carrying of sediments from the Vosges Massif.

- a short erosive phase was however recognized (mainly in the Mondon basin and in the post capture alluvial formations downstream from Pompey) between these two aggradation periods. It is correlated with the early lateglacial periods, i.e. while the glaciers started their retreat: the increase of water flow should in fact occur faster than that of the sediment supply (especially in the Meurthe basin, where the Permian depression of Saint Dié (Fig. 2) appears as a «trap sediment»; Carcaud, 1992). This explains the local erosion phase, affecting the pleniglacial sediments and, for the youngest terrace M1, the bedrock. This cold-to-warm erosion phase also seems to be contemporaneous with the main erosion phase described in the Thames valley (Bridgland et al., 2004).

- Despite most of the sediment observed along the valley accumulated during these phases, the aggradation is continuing under interglacial conditions. This is evidenced by the absolute datings of sediments from the formations M2 (IRSL dating in the section of Le Nid, Fig. 3 and 6) and M0 (radiocarbon age estimates of Carcaud, 1992, confirmed by palynological analyses of Zolitschka and Löhr, 1999; Fig. 3). Despite such sediments can also be associated with periglacial conditions (Vandenbergh, 2002, 2003), the fine grained-sediments (from silts to sands) of the upper unit sediments (allocated to temperate conditions) also characterizes moderate fluvial activity.

- As a consequence, the major erosional phase, associated with terrace generation, correlates with the warm-to-cold transition, owing to a high water flow under continental climate (irregular seasonal precipitations and snow melting), while the vegetation still stabilizes the slopes.

This model should be confirmed, especially by sedimentological and chronological studies of new sections. However, it clearly evidences the fluvial response to climate cycles. Nevertheless, it is important to notice that even the best preserved alluvial formations are too thin to reflect the long-time sedimentation that characterizes the Pleistocene cold periods. This demonstrates that minor erosive phases occurred under periglacial conditions, resulting in secondary climate changes (Vandenberghé, 2003).

Results from the Meurthe and Moselle valleys enable a comparison with alluvial sequences recently described in other northwestern European valleys (Fig. 5). It demonstrates this model is in good agreement with the main periglacial fluvial systems of the Paris Basin (Somme, Yonne), and with that of the Meuse valley. Despite the fact that the upper basins of these rivers were not covered by ice during Pleistocene cold periods (except for the Meuse, joined by the Upper-Moselle before it was captured by the Palaeo-Meurthe), all these rivers are characterized by coarse-grained deposition during cold periods, and fine grained aggradation during interglacial periods. The erosive phases occurred during the climate transitions (Vandenberghé, 2002).

In contrast, the results obtained in the Meurthe and Moselle valleys differ from the cyclic evolution of the River Thames (Bridgland, 2000; Fig. 5), although this valley was also partly covered by glaciers during the Pleistocene. In this latter valley, pleniglacial periods were characterized by weak fluvial activity, while the main incision phase corresponded, according to Bridgland (2000), with the cold-to-warm transition (melting of the permafrost). The difference between both fluvial systems cannot easily be explained. It might however reflect a stronger intensity of relief (presence of the Vosges massif), or a more pronounced continental climate in the upper Meurthe and Moselle basin compared with the Thames.

5.2. Post-Saalian evolution

The reconstruction of the valley evolution since the Upper Saalian in the Palaeo-Meurthe-Moselle and some others European valleys described in section 4 draws attention on two main ideas:

- the Upper Pleistocene evolution consists of a succession of incision-aggradation cycles. Aggradation essentially correlates with cold stages (MIS 6, 4 and 2; Fig. 9), while erosional phases coincide with the warm-to-cold transition (between MIS 5 and 4, and between MIS 3 and 2). Incision may however occur locally at the cold-to-warm transition (between MIS 2 and 1);

- although the evolution of the different valleys shows several similarities, evolution in each valley is specific. These exceptions to the general model evidence the impact of the morphostructural context (relief intensity, favouring the presence of glaciers or frozen ground, lithology of the substratum), and the influence of the complexity of each fluvial system (role of the tributaries). This appears clearly in the Moselle basin, where the glaciations strongly affected the Upper-Moselle basin, while they were only weakly developed in the Upper-Meurthe basin, and did not touch the main tributary basins (Mortagne, Vezouze, Sarre...).

6. Conclusion

This research in the Palaeo-Meurthe-Moselle valley has made it possible to define the middle and lower terrace system and to establish a longitudinal profile through the Paris Basin and the Rhenish Massif. Independant age control obtained by IRSL (and radiocarbon) dating also evidenced the cyclic evolution of the fluvial system; the study of numerous sections confirmed this result, and enabled correlation with the Pleistocene climate changes apart from local incidences (glaciations in the Vosges Massif, fluvial dynamics of periglacial tributaries). The model of river response obtained is close to those recently described in periglacial fluvial systems, especially in the northwestern Europe, where the climatic transitions (warm-to-cold, and secondarily cold-to-warm transitions) are associated with erosional phases. In contrast, minor climate changes are not reflected in the terrace sequences; they are only able to explain minor sedimentary structures described in sections (e.g. channel avulsion or channel-fill cross-bedding). Some points of the Palaeo-Meurthe-Moselle Pleistocene history, however, remain hypothetical; future research should also focus both on the recognition of interglacial deposits and on more detailed Weichselian fluvial evolution.

Acknowledgements

Jef Vandenberghe and David Bridgland are gratefully acknowledged for their constructive review of the manuscript. This paper is a contribution to IGCP 449 and 518.

References

- Antoine, P., 1994. The Somme valley terrace system (northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. *Terra Nova* 6, 453–464.
- Antoine, P., 1998. Terrasses et systèmes fluviatiles dans la France du nord-ouest. In : Collectif (Ed) – La géomorphologie. Géochronique 65, 8–9.
- Antoine, P., Lautridou, J.P., Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: Response of the seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology* 33, 183–207.
- Antoine, P., Munaut, A.V., Limondin-Lozouët, N., Ponel, P., Dupéron, J., Dupéron, M., 2003. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2061–2076.
- Bibus, E., Wesler, J., 1995. The middle Neckar as an example of fluviomorphological processes during the Late Quaternary Period. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. Supplementband 100, 15–26.
- Bos, J.A.A., Bohncke, S.J.P., Kasse, C., Vandenberghe, J., 2001. Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science* 16, 269–289.
- Bridgland, D.R., 1994. Quaternary of the Thames. Chapman and Hall, London, 441 pp.
- Bridgland, D.R., 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift, and early human occupation. *Quaternary Science Review* 19, 1293–1303.
- Bridgland, D.R., Maddy, D., Bates, M., 2004. River terrace sequences: templates for Quaternary geochronology and marine-terrestrial correlation. *Journal of Quaternary Science* 19, 203–218.
- Büdel, J., 1977. Klima-Geomorphologie. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Carcaud, N., 1992. Remplissage des fonds de vallée de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. Doctoral thesis, Univ. Nancy 2, 281 pp.
- Chaussé C., 2003. Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approche géométrique et chronostratigraphique. L'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy.. Thèse doctorat, Univ. des Sciences et Technologies de Lille 1, 444 p.
- Chaussé, C., Voinchet, P., Bahain, J.J., Connet, N., Lhomme, V., Limondin-Lozouët, N., 2004. Middle and upper Pleistocene evolution of the River Yonne valley (France). First results. *Quaternaire* 15, 53–64.
- Cordier, S., 2004. Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblenze: étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques. Doctoral thesis, Univ. Paris XII, 455 pp.
- Cordier, S., Harmand, D., Lossen, B., Beiner, M., 2004. Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris basin, France): lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic variations. *Quaternaire*, 15, 65–76.
- Cordier, S., Frechen, M., Harmand, D., Beiner, M. 2005a (submitted). Middle and upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris basin and the Rhenish Massif. *Quaternaire*.
- Cordier, S., Mathieu, J., Frechen, M., 2005b (submitted). Paléoenvironnements et cultures préhistoriques dans le bassin de Nancy (Lorraine, France) au Pléistocène moyen et supérieur. *Géomorphologie*.

Corroy, G., Minoux, G., 1931. Les mammifères quaternaires de Lorraine; les éléphantidés. Bulletin de la Société géologique française 5, 1, 635–653.

Coûteaux, M., 1970. Étude palynologique des dépôts quaternaires de la vallée de la Sûre à Echternach et à Bertdorf, et de la Moselle à Mertert. Archives de l’Institut Grand-Ducal du Luxembourg, section sciences naturelles, physiques et mathématiques 34, 297–336.

Dambeck, R., Bos, J.A.A., 2002. Lateglacial and Early Holocene landscape evolution of the northern Upper Rhine River valley, south-western Germany. Zeitschrift für Geomorphology, Supplementband 128, 101–127.

Darmois-Théobald, M., Menillet, F., 1973. Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). Annales Scientifiques de l’Université de Franche-Comté 21, 113–128.

Davis, W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. Annales de Géographie, 25–49.

Delafosse, W., 1935. Deuxième contribution à l’étude de la faune quaternaire du département de la Moselle. Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle de la Moselle 34, 167–212.

Delafosse, W., 1965. Troisième Contribution à l’étude de la faune quaternaire du département de la Moselle: aurochs, rhinocéros, éléphants. Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle de la Moselle 39, 47–72.

Despriée, J., Voinchet, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Lorain, J.M., Duvialard, J., 2003. Les nappes alluviales pléistocènes du Loir dans la région de Vendôme (Loir et Cher, France) : contexte morphosédimentaire et chronologie RPE. Quaternaire 14, 4, 207–218.

Despriée, J., Gageonnet, R., Voinchet, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Duvialard, J., Varache, F., 2004. Pleistocene fluvial systems of the Creuse river (Middle Loire basin – Centre region, France). Quaternaire 15, 77–86.

Doeglas, D.J., 1962. The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology 1, 167–190.

Dubois, G., Dubois, C., 1933. Analyse pollinique d’un échantillon de lignite de Jarville. Annales de la Société de Géologie du Nord 58, 174–179.

Einsele, G., 2000. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. Springer, Berlin, 792 pp.

Ferrant, V., 1933a. Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. Erster Teil. Les Cahiers Luxembourgeois 1, 65–116.

Ferrant, V., 1933b. Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. Zweiter Teil. Les Cahiers Luxembourgeois 2, 195–236.

Flageollet, J.-C., 2002. Sur les traces des glaciers vosgiens. C.N.R.S., 212 pp.

Frechen, M., Neber, A., Tsatskin, A., Boenigk, W., Ronen, A., 2003. Chronology of Pleistocene sedimentary cycles in the Carmel Coastal Plain of Israel. Quaternary International 121, 41–52.

Gibbard, P-L., 1999. The Thames valley, its tributary valleys and their former courses. In: Bowen, D.Q. (ed), A revised correlation of Quaternary deposits in the British isles. Geological Society of London, special report 23, 35–58.

Harmand, D., Weisrock, A., Gamez, P., Le Roux, J., Occhietti, S., Deshaies, M., Bonnefont, J.-C., Sary, M., 1995. Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. Revue géographique de l’Est 35, 3-4, 321–343.

Harmand, D., Fauvel P.J., Jaillet, S., Le Roux, J., Allouc, J., Bruhlet, J., Brocandel, M., 2002. Incision anté- et post-capture dans les vallées de l’Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). Revue géographique de l’Est 42, 4, 171–183.

Houben, P., 2003. Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany. Quaternary Science Reviews 22, 2125–2140.

- Huxtable, J., Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 39, 1, 41–44.
- Kremer, E., 1954. Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte., Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde 6, Bonn, 100 pp.
- Krook, L., 1993. Heavy minerals in the Belvédère deposits. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 47, 25–30.
- Lewis, S., Maddy, D., Glenday, S., 2004. The Thames valley sediment conveyor: fluvial system development over the last two interglacial-glacial cycles. *Quaternaire*, 15, 17–28.
- Losson, B., 2003. Karstification et capture de la Moselle (Lorrain, France): vers une identification des interactions. Doctoral thesis, Univ. Metz, 825 pp.
- Losson, B., Quinif, Y., 2001. La capture de la Moselle: nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia* 37, Paris, 29–40.
- Mol, J., 1997. Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). *Journal of Quaternary Science* 12, 43–60.
- Mol, J., Vandenbergh, J., Kasse, C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* 33, 131–148.
- Müller, M.J., 1976. Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierers Moseltals und der «Wittlicher Senke». *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 207, 185 pp.
- Nordon, A., 1928. Morphologie glaciaire du bassin de la Haute-Meurthe, *Annales de Géographie* 210, 532–543.
- Nordon A., 1931. Etude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bassin de la Haute-Moselle. *Bulletin de la Société géologique de la France* 5, Paris, 245–288.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J., 1970 – Les minéraux en grains. Méthode d'étude et détermination. Masson, 578 pp.
- Preece, R.C., 1999. Mollusca from last interglacial fluvial deposits of the river Thames at Trafalgar Square, London. *Journal of Quaternary Science* 14, 77–89.
- Schellmann, G., 1993. La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallée dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne. *Revue géographique de l'Est* 33, Nancy, 3–18.
- Seret, G., 1966. Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Société Royale Belge de Géographie* 90, 577 pp.
- Starkel, L., 1994. Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river Basin, Poland. *Terra Nova* 6, 486–494.
- Starkel, L., 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountains areas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2189–2198.
- Texier, J.P., Raynal, J.P., 1984. Les dépôts et terrasses fluviatiles d'Aquitaine et du bassin de l'Allier. *Bulletin de l'Association française d'Études quaternaires* 21, 17–18–19, 67–71.
- Théobald, N., Gardet, G., 1935. Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *Bulletin du Centenaire de la Société d'Histoire Naturelle de la Moselle* 34, 69–100.
- Tricart, J., 1948. La partie orientale du Bassin de Paris (étude morphologique). S.E.D.E.S., Paris, 765 pp.
- Vandenbergh, J., 1992. Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and periglacial processes* 3, Wiley, 343–352.
- Vandenbergh, J., 1993 – Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplement Band 88, 17–28.

Vandenberghé, J., 1995. Timescales, climate and river development. Quaternary Science Reviews 14, 631–638.

Vandenberghé, J., 2002 – The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. Quaternary International 91, 17–23.

Vandenberghé, J., 2003 – Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. Quaternary Science reviews 22, 2053–2060.

Vandenberghé, J., Kasse, C., Bohncke, S., Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. Terra Nova 6, 476–485.

Van Huissteden, J., Vandenberghé, J., Van Geel, B., 1986. Late Pleistocene stratigraphy and fluvial history of the Dinkel basin (Twente, eastern Netherlands). Eiszeitalter und Gegenwart 36, 43–59.

Wallinga, J., Murray, A.S., Duller, G.A.T., Törnqvist, T.E., 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. Earth and Planetary Science Letters 193, 617–630.

Westaway, R., Maddy, D., Bridgland, D., 2002. Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of south-east England : constraints from the Thames terrace records. Quaternary Science Review 21, 559–603.

Zolitschka, B., Löhr, H., 1999. Geomorphologie der Mosel-Niederterrassen und Ablagerungen eines ehemaligen Altarmsees (Trier, Rheinland Pfalz): indikatoren für jungquartäre Umweltveränderungen und anthropogene Schwermetallbelastung. Petermanns Geographische Mitteilungen 143, 401–416.

Stéphane JAILLET¹
 Benoît LOSSON²
 Jacques BRULHET³
 Jeannine CORBONNOIS²
 Bruno HAMELIN⁴
 Edwige PONS-BRANCHU^{3,4}
 Yves QUINIF⁵

1 – UMR CNRS 7566 G2R « Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Énergétiques », Université Henri Poincaré – Nancy 1, BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy.

Mel : Stephane.Jaillet@g2r.uhp-nancy.fr

2 – CEGUM – Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz, île du Saulcy, 57045 Metz cedex.

3 – ANDRA – Agence Nationale pour la gestion des Déchets RadioActifs, Direction Scientifique, 1/7, rue Jean-Monnet, 92298 Châtenay-Malabry.

4 – UMR CNRS 6635 CEREGE « Sciences de l'environnement », Europole de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4.

5 – CERAK – Centre d'Études et de Recherches appliquées au karst, Faculté polytechnique de Mons, rue de Houdain 9, 7000 Mons (Belgique).

Article reçu le 4 décembre 2002 ; accepté, après révisions, le 8 avril 2003

Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien

INTRODUCTION

La Lorraine et la Champagne orientale offrent des paysages de plateaux calcaires aux reliefs modérés comparés aux massifs karstiques du pourtour des Alpes, des Causses ou des Pyrénées. Aussi les études karstologiques y ont été relativement tardives dans le champ des études menées sur le karst depuis une trentaine d'années. Des travaux préliminaires (Beaudoin, 1974, 1989 ; Gamez, 1977) avaient pourtant montré l'intérêt de ce secteur de bas-plateaux, mais ce n'est qu'avec la thèse de Patrice Gamez (1992) que la première véritable étude de karstologie voit le jour en Lorraine. Essentiellement axée sur l'hydrologie et le fonctionnement du karst (secteur de la Woëvre septentrionale), elle n'offre pas d'éléments de datation à partir de dépôts sédimentologiques en grotte. Ce n'est qu'à la fin des années 1990, avec les travaux de Jaillet (2000), Pons-Branchu (2001) et Losson (en cours)¹, que les premières datations U/Th sont entreprises sur les karsts de Lorraine. Les recherches menées autour du laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne de l'ANDRA² ont permis la réalisation de la plupart de ces datations. Elles ont pour vocation de caler chronologiquement les schémas d'évolution du relief, en particulier l'incision du réseau hydrographique et le recul des couvertures. L'objectif du présent article est d'intégrer la mise en place des drains majeurs du karst dans la dynamique de l'incision des vallées et du recul des couvertures. Une synthèse de l'ensemble des datations U/Th qui ont été réalisées sur cette région est ensuite proposée. Celles-ci sont d'un apport novateur à la connaissance de l'évolution du relief. Pour cela trois grandes vallées de la France de l'Est (la Moselle, la Meuse et la Marne) constituent le support spatial (fig. 1). Elles recoupent toutes les auréoles carbonatées de l'Est du Bassin parisien et ont permis le développement plus ou moins marqué de ces karsts.

I. — LA MISE EN PLACE DES DRAINS DU KARST ET LEUR RELATION AVEC L'INCISION DES VALLÉES

1 – Les thèses de Jaillet (2000) et Losson (en cours) ont été mises en œuvre sous la direction de Patrice Gamez (†).

2 – ANDRA : Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs.

sédiments externes (matériel fluviatile) dans le karst. Sous certaines conditions, ils sont le siège de précipitation de calcite avec mise en place de spéléothèmes. Un certain nombre de ces drains du karst sont visitables spéléologiquement et ces informations (alluvions, spéléothèmes) y sont relevées. Les études menées sur l'endokarst sont cependant limitées par la taille des conduits imposant une vision parcellaire du karst. Conscient de ces limites, nous avons réalisé un grand nombre de prélèvements dans les cavités lorraines.

Dans l'Est du Bassin parisien, deux dispositifs majeurs sont identifiés pour la mise en place des drains du karst : soit au pourtour des couvertures subsistantes sur les plateaux, soit au droit des grandes vallées, sous le talweg.

1. — Une karstification des plateaux en limite de couverture

C'est le cas le plus général. Il a été reconnu par Beaudoin (1974) sur le Barrois, par Gamez (1977) en Woëvre septentrionale, par Durup de Baleine (1989) en forêt de Hesse, par Jaillet et Gamez (1995) en forêt de Trois Fontaines. La karstification des calcaires s'effectue en limite de couverture généralement argileuse. Les écoulements de surface ruissellent sur cette couverture et, une fois concentrés, rejoignent les pertes au contact de la dalle calcaire (fig. 2). De même, les niveaux sableux de la couverture constituent des réservoirs perchés qui contribuent à l'étalement du flux hydrique sur l'année hydrologique. La compresse humide (Gamez, 1992) joue donc ce rôle double sur la karstification et constitue le facteur essentiel de la localisation des karsts en Lorraine. Le recul du front de la couverture au cours du temps déplace le point de concentration des écoulements dans les calcaires et génère une migration des appareils karstiques. En outre, de part et d'autres des vallées, les drains du karst s'étagent en suivant peu ou prou cette incision (fig. 2). Ainsi, les drains les plus anciens seront les plus haut perchés tandis que les plus récents seront proches du niveau de base (Delannoy, 1997 ; Audra, 2001). Cependant, cette tendance générale doit être nuancée par le remblaiement fini-quaternaire des vallées (Carcaud, 1990 ; Weisrock, 1993), qui peut conduire à des réajustements locaux des drains karstiques. Dans les vallées de la Marne et de la Saulx, ce remblaiement alluvial génère localement la remontée du niveau des drains karstiques, mais dans un espace proche de la zone des exutoires (fig. 3).

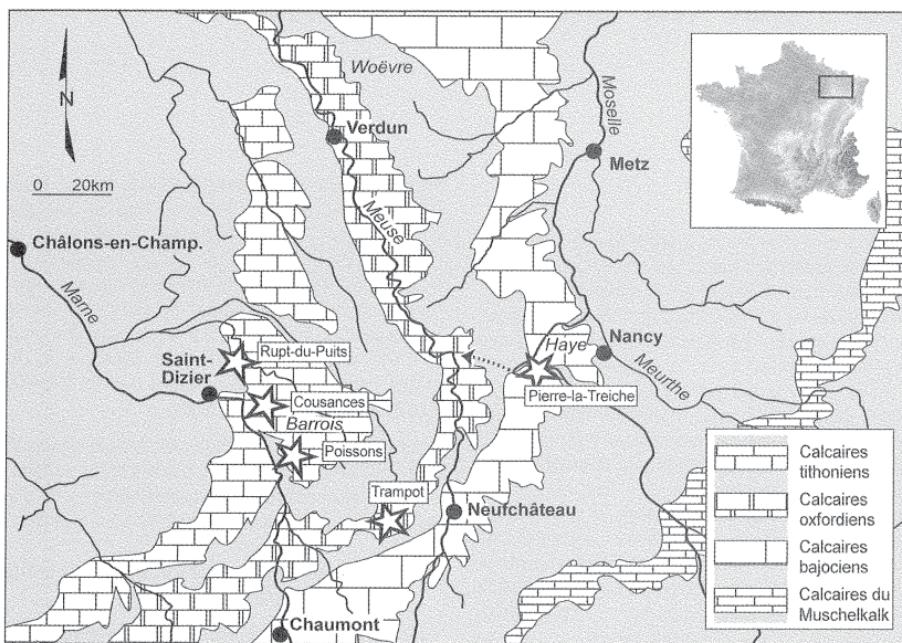


Figure 1 : Localisation des karsts étudiés dans le contexte géologique et hydrographique de l'Est du bassin de Paris.

RÉSUMÉ :

Dans l'Est du Bassin parisien, la karstification s'exprime selon deux modes essentiels, soit au contact d'une couverture argilo-sableuse sur les plateaux calcaires, soit au contact d'une nappe alluviale dans les fonds de vallée. Dans tous les cas, l'évolution de ces karsts suit l'incision des vallées. On présente ici trois sites karstiques majeurs (Pierre-la-Treiche, Trampot et le Barrois), inféodés à trois grandes vallées de l'Est du Bassin parisien (la Moselle, la Meuse et la Marne) recoupant trois grandes masses carbonatées (Bajocien, Oxfordien, Tithonien). Dans ces karsts, 84 datations ont été entreprises par la méthode U/Th soit en alpha, soit en TIMS. La synthèse de ces dates confirme l'apport que constitue le karst dans les reconstitutions paléoenvironnementales en particulier dans le domaine de l'incision du réseau hydrographique, du recul des couvertures non carbonatées et des reconstructions paléoclimatiques.

ABSTRACT :

Contribution of the U/Th datings of speleothems to knowledge of the incision of the hydrographic network, eastern France. — In the eastern part of the Paris Basin, karstification occurs, essentially in two modes, one at the contact of a sandy-clayey cover on limestone plateaus, the other beneath alluvium in the floors of valleys. In every case, evolution of the karsts follows incision of the valleys. In this paper, three major karstic systems are presented (Pierre-la-Treiche, Trampot and the Barrois), associated with three large valleys (the Moselle, the Meuse and the Marne), cutting three large limestone masses (Bajocien, Oxfordien, Tithonien). In these karsts, 84 dates were obtained using the U/Th method (alpha, TIMS). These dates confirm the contribution of the karst to palaeoenvironmental reconstruction in the fields of river system incision, retreat of the non-carbonate cover and palaeoclimatic reconstruction.

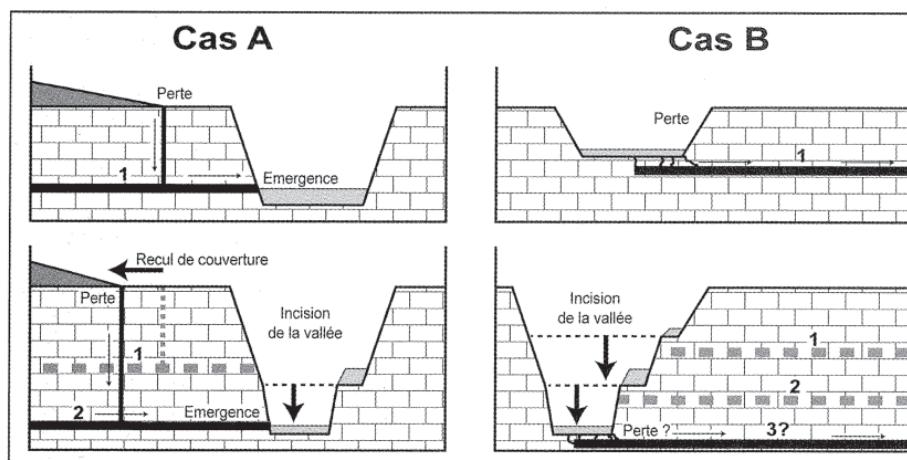
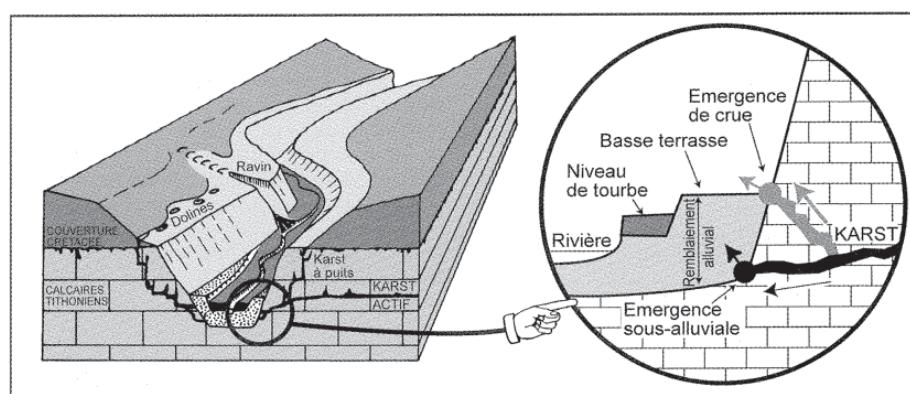


Figure 2 : Mise en place des drains du karst associés à l'incision des vallées et au recul des couvertures non carbonatées.

Figure 3 : Bloc-diagramme illustrant le raccordement du karst actuel au remblaiement finiquaternaire des fonds de vallées lorraines. Schéma réalisé à partir de l'exemple de la vallée de la Saulx dans sa partie aval.



ZUSAMMENFASSUNG :

Beitrag höhlenkundlicher Datierungen zur Kenntnis des Einschneidens des hydrographischen Netzes im Osten Frankreichs. — Im Osten des Pariser Beckens erscheint die Verkarstung in zwei wesentlichen Formen – in Kontakt mit einer lehmig-sandigen Decke auf den Kalkplateaus oder in Kontakt mit einer alluvialen Schicht in den Talgründen. In allen Fällen folgt die Entwicklung dieser Karste dem Einschneiden der Täler. Hier werden drei größere Karstbereiche vorgestellt (Pierre-la-Treiche, Trampot und das Barrois), die drei großen Tälern (Mosel, Maas und Marne) zugehören und drei große Kalkmassive (Bajocien, Oxfordien, Tithonien) anschließen. In diesen Karstgebieten wurden 84 Datierungen nach der Methode U/Th in alpha oder in TIMS vorgenommen. Die Synthese dieser Daten bestätigt den Beitrag, den der Karst für die paläogeographische Rekonstruktion liefert, insbesondere im Bereich des Einschneidens des hydrographischen Netzes, des Rückweichens der nichtkalkigen Deckschichten und paläoklimatischer Rekonstruktionen.

Mots-clés :
karst, incision de vallées, spéléothèmes, datations U/Th, Bassin parisien.

Keys-words :
karst, valley incision, speleothems, U/Th datings, Paris Basin.

Schlüsselwörter :
Karst, Taleinschneiden, Höhlenkunde, Datierungen, U/Th, Pariser Becken.

2. — Une karstification sous formation alluviale de fond de vallée

Les grandes vallées lorraines drainées par les cours d'eau nés dans le Massif Vosgien (Paléo-Moselle-Meuse, Paléo-Meurthe, Moselle-et-Meurthe), recèlent d'importantes quantités de matériaux fluviatiles, essentiellement constituées d'alluvions siliceuses, issues du socle cristallin ou des terrains gréseux du Trias. Ces formations superficielles présentent actuellement en fond de vallées, une épaisseur moyenne de 5 à 10 m (Carcaud, 1990 ; Buzzi *et al.*, 1993 ; Weisrock, 1993). Elles se comportent donc comme une couche géologique sablo-conglomératique meuble, dont la répartition spatiale linéaire est limitée aux tracés et paléotracés des artères hydrographiques majeures.

La surimposition de celles-ci à travers les systèmes de cuestas jurassiques (Le Roux et Harmand, 1998), implique le recouvrement de massifs à dominante carbonatée (vers calcaires du Muschelkalk, du Bajocien et de l'Oxfordien). On trouve alors une situation analogue aux plateaux sous couverture, c'est-à-dire le développement d'un karst, se développant sous la vallée, en relation avec une formation sus-jacente (la masse alluviale), qui joue un rôle de compresse humide (fig. 2). De toutes les conditions nécessaires à l'endokarstification (Quinif, 1998), deux sont ubiquistes : substratum fracturé et nappe phréatique alluviale dont l'eau agressive est constamment renouvelée par échanges hydrologiques avec les rivières. La dernière, constituée par le gradient hydraulique, est moins généralisée dans l'espace ; elle est fonction des contextes géomorphologiques propres à chaque tronçon de vallée (largeur, pente).

La différence principale entre les karsts de plateaux sous couverture et les karsts sous-fluviaux tient donc

au gradient hydraulique, bien plus faible dans le second cas. Une certaine compensation résulte des quantités d'eau, plus importantes dans les vallées, grâce aux rivières allochtones.

3. — Relation entre ces deux dispositifs et l'incision des vallées

Dans un cas comme dans l'autre, l'enfoncement du réseau hydrographique conduit à des réajustements des drains du karst (fig. 2). Ces réajustements s'expriment par le jeu d'un étagement souterrain des conduits. À chaque stade d'incision va ainsi correspondre un nouvel épisode de karstification associé à la mise en place d'une nouvelle série de drains. Les drains les plus hauts perchés sont abandonnés au profit de niveaux d'écoulement plus profonds en relation avec le nouveau niveau de base que constitue la vallée. Dans le cas des karsts de plateaux sous couverture (fig. 2 – cas A), le niveau des drains est globalement calé au droit de la surface piézométrique et donc au niveau de la rivière (à moins de 5 mètres près). A l'inverse dans le cas des karsts sous fluviaux (fig. 2 – cas B), la karstification s'opère sous le niveau de la vallée (parfois sur plus de 10 mètres de profondeur). C'est dire que l'étude d'un drain de ce karst sera à rattacher à un niveau de terrasses nettement supérieur à l'altitude du conduit analysé. Cette différence (cas A/cas B) impose donc une reconnaissance fine des morphologies souterraines afin de distinguer précisément dans quel dispositif morphogénétique se situe le conduit étudié. La nature des remplissages, les morphologies des parois (en particulier les paléosens de circulation) permettent généralement de trancher sans ambiguïté. Dans la suite, nous présentons deux exemples de karsts de plateaux sous couverture et un cas de karst sous-fluvial.

Dans l'Est du Bassin parisien, les épisodes d'incision ont, en outre, été clairement identifiés dans les vallées de la Moselle, de la Meuse (Harmand, 1992) et de la Marne. Cette dernière, avec ses affluents de rive droite, la Saulx et l'Ornain, a fait l'objet de travaux récents conduisant à un découpage de l'incision en 4 stades notés « D », « C », « B », « A » (Harmand *et al.*, 2002 ; Marre *et al.*, 2002). Il est possible de raccorder certaines phases de karstification du plateau tithonien à ces stades d'incision.

II. — QUELQUES KARSTS DE L'EST DU BASSIN PARISIEN ASSOCIÉS À DE GRANDES VALLÉES

A travers les exemples de la Marne, de la Meuse et de la Moselle, trois axes de drainage majeurs recouvrant respectivement les auréoles calcaires du Bajocien, de l'Oxfordien et du Tithonien, on montre que la karstification est intimement liée à l'incision des vallées dans les masses carbonatées.

1. — Le karst sous-fluvial des calcaires bajociens de la Moselle

Les réseaux karstiques que l'on rencontre à flanc de versant de la vallée cataclinal de la Moselle, dans le plateau de Haye, revers de la cuesta « bajocienne », (Gamez *et al.*, 1995), résultent d'une spéléogénèse liée à des pertes de la rivière sous le talweg, comme le prouvent divers éléments morphologiques et sédimentologiques hypogés (Gamez et Lossan, 1998 ; Lossan, 2000, 2001). Ces mêmes indices ont permis de préciser la profondeur minimale à laquelle se sont développées les galeries, sous le fond de la vallée. A Pierre-la-Treiche, l'essentiel des cavernes a été créé avant l'encaissement de la Moselle dans ses alluvions F4, que l'on retrouve en grande quantité sous terre, jusqu'à - 25 m sous le talweg rocheux de la formation alluviale considérée (fig. 4). Le détournement de la Haute Moselle vers le bassin versant rhénan s'est produit précisément à la fin du remblaiement de la formation F4 (noté Fx2 in Harmand *et al.*, 1995 ; Pissart *et al.*, 1997).

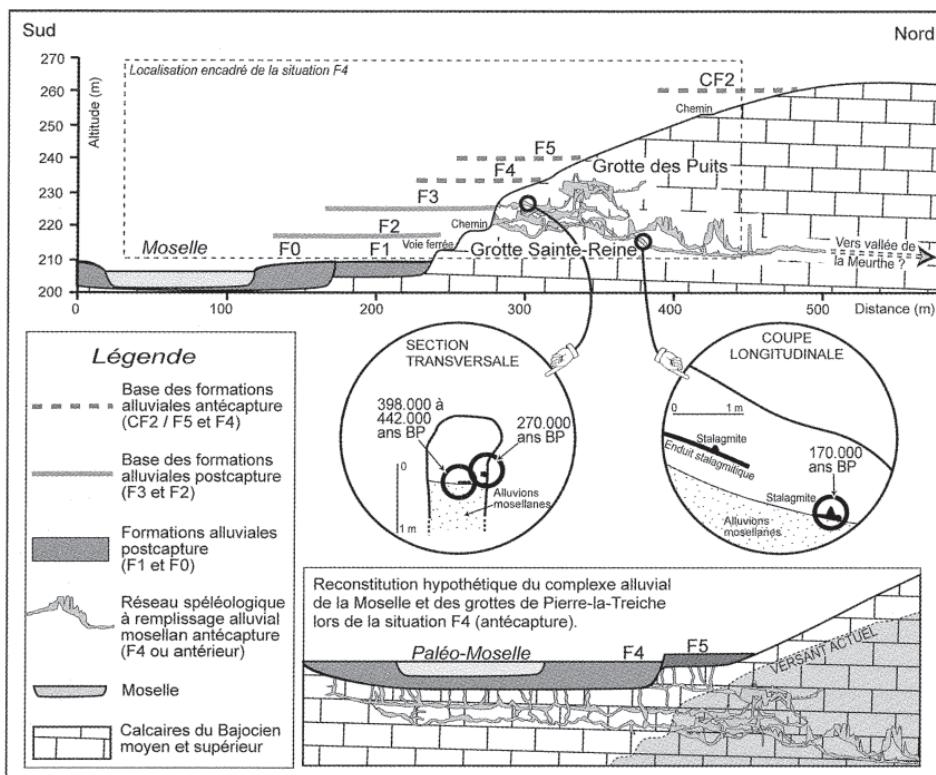


Figure 4 : Le karst de Pierre-la-Treiche (calcaires bajociens) est constitué d'anciennes pertes sous-fluviales de la Moselle aujourd'hui étagées et dont les remplissages alluviaux sont scellés par des spéléothèmes.

Cette dernière considération est primordiale pour comprendre les raisons de la karstification sous-fluviale, particulièrement exprimée le long du cours cataclinal de la Moselle, et à une telle profondeur. En effet, hormis une phase initiale probable en régime noyé, des écoulements libres ont participé à l'évolution spéléologique des réseaux, ainsi qu'en a pu le déceler dans les remplissages endokarstiques attribués à la formation F4. Un tel fonctionnement hydrogéologique ne peut s'expliquer que par l'existence d'un secteur déprimé pouvant recueillir les infiltrations mosellanes au sein du plateau de Haye. Ce niveau de base correspond nécessairement au bassin versant de la Meurthe, qui commandait le degré de structuration de l'endokarst, et donc la pente de la surface piézométrique (Quinif, 1994).

Le contexte géomorphologique précédant la capture de la Moselle, avec deux bassins versants situés à des altitudes moyennes différentes, est donc pleinement responsable de la majeure partie de la karstification reconnue du plateau central de Haye, ceint actuellement par la « Boucle de la Moselle » (fig. 1). La présence de petites cavités d'âge postcapture dans la paléovallée du Terrouin, désormais empruntée par la Moselle, à l'aval de Toul, indique la persistance d'infiltrations sous-fluviales après le détournement hydrographique et une adaptation au nouveau contexte géomorphologique.

Ainsi, le karst sous fluvial des calcaires bajociens du plateau de Haye s'est-il mis en place au cours de l'incision de la vallée de la Moselle. La plupart des cavités reconnues traduisent une phase de karstification antérieure à la capture de la Moselle et l'étude des dépôts de ces cavités renseigne sur les conditions paléo-environnementales qui prévalait au moment de leur abandon (phase de remplissage). C'est-à-dire que l'analyse de spéléothèmes scellant ces dépôts de grottes permet de dater à minima la capture de la Moselle (Lisson et Quinif, 2001).

2. — Le karst des calcaires oxfordiens et de la haute vallée de la Meuse

« Des grands massifs calcaires lorrains, l'Oxfordien fait figure de parent pauvre de la karstologie, à l'exception de la région de Neufchâteau » (Gamez, 1985). En effet, la karstification de l'Oxfordien est lacunaire et c'est vers le haut bassin de la Meuse, dans le secteur de Tramptot, au droit de la ligne de partage des eaux de la Marne, de l'Ornain et de la Meuse, que l'on rencontre les phénomènes les plus spectaculaires. Ici, dans une unité karstique de 15 km² environ, une centaine de phénomènes karstiques a été répertoriée. Les Calcaires à Astartes inférieurs font ici office de couverture plus ou moins argileuse.

Vingt mètres sous la surface, le réseau Hadès (fig. 5) est un tube horizontal syngénétique, tracé en baïonnette, de 2 à 5 m de diamètre, marquant un ancien niveau phréatique (Jaillet, 2000). Le réseau a été ensuite abandonné, ce que montrent les puits trépanant les galeries à l'emporte-pièce, la détente générale du réseau, les éboulis, le basculement des banquettes pariétales et l'écartement des parois. Ces éléments sont la marque de l'abandon progressif de cette paléostructure de drainage endokarstique associé à une détente lithostatique généralisée.

Nous proposons de raccorder cette décompression généralisée au décapage en surface d'une tranche de couverture. La détente lithostatique superficielle, ajoutée au soutirage des écoulements, déstructure le réseau souterrain et fragilise les voûtes. Certaines parois s'écartent et génèrent la rupture de planchers stalagmitiques datables.

Il est par contre délicat de rattacher clairement le tube phréatique originel du réseau Hadès à un stade d'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien. Ce secteur géographique est perché à 400 m d'altitude, dans les têtes de réseau hydrographique de la Marne et de la Meuse. Les écoulements souterrains actuels semblent d'ailleurs divergents et il est possible qu'une partie de l'aquifère des calcaires oxfordiens se vidange dans la vallée de la Marne par un de ses affluents, le Rongeant (coupe fig. 5 ; Jaillet, 2000). On ne cherchera donc pas ici à rattacher ce réseau à un stade d'évolution de la vallée de la Meuse ou de la Marne. Il est par contre très intéressant de relier son évolution à la dynamique du retrait de la couverture des Calcaires à Astartes inférieurs. C'est ce que l'étude et la datation des spéléothèmes vont permettre.

3. — Le karst des calcaires tithoniens de la vallée de la Marne

Le massif de Poissons (fig. 6) est aujourd'hui un karst à puits comblés, exploité en minières au cours du XIX^e siècle (Cornuel, 1879). C'est une unité discontinue, mais longiligne, de 1 à 3 km d'est en ouest et de 8 à 10 km du nord au sud, qui jalonne l'ancien contact de la couverture crétacée avec les calcaires tithoniens sous-jacents, dans un espace délimité entre les vallées de la Marne et de la Saulx (Jaillet, 2000). La synthèse des descriptions de ces minières et leur cartographie laissent penser que le paléo-niveau des écoulements horizontaux de ce karst devait se situer vers 300 à 330 m d'altitude, soit environ, de 120 à 150 m au-dessus des écoulements actuels de la Marne. Il se raccorde donc aux épisodes anciens de l'incision du réseau hydrographique local (épisode « D » in Harmand *et al.*, 2002 ; Marre *et al.*, 2002). Les karsts actifs, tels ceux de Savonnières-en-Perthois ou du Rupt du Puits, sont plus

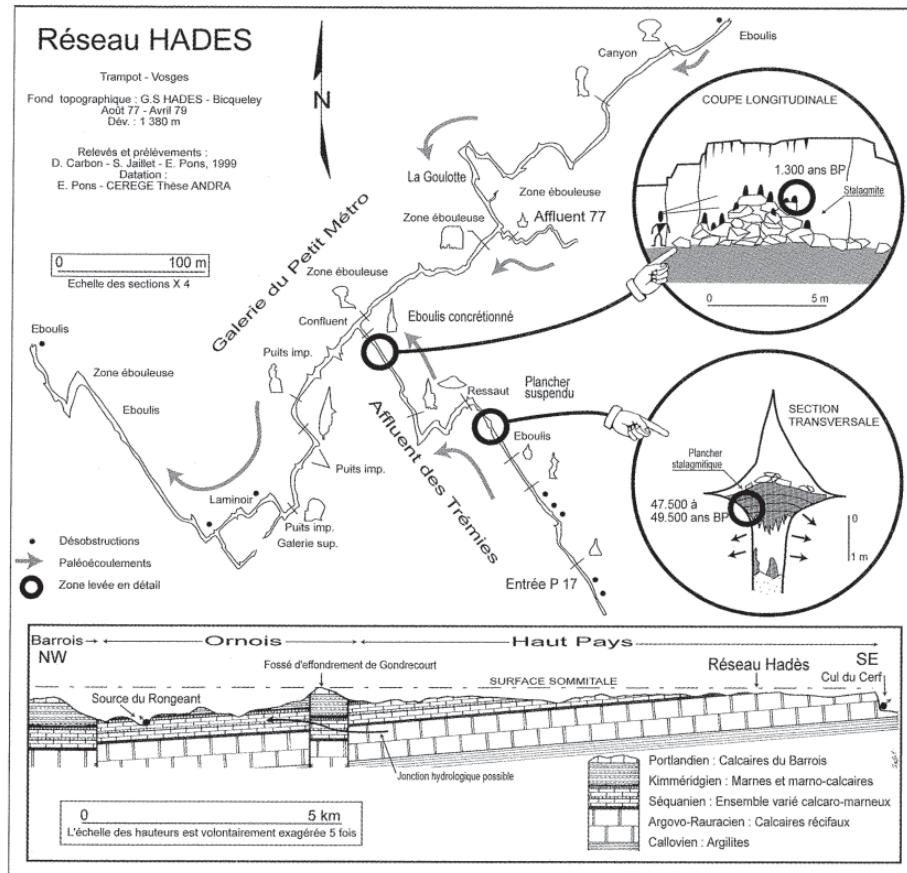


Figure 5 : Le réseau Hadès (calcaires oxfordiens) témoigne d'un haut niveau perché des écoulements karstiques et d'une ancienne extension de la couverture du Séquanien, aujourd'hui démantelée.

récents. Ce dernier, d'un développement spéléologique supérieur à 10 km, constitue à ce jour le réseau le plus important du Bassin parisien. C'est un exemple remarquable de karstification récente où l'organisation est déjà très aboutie. La position géographique de ces réseaux souterrains implique un débâlement d'une épaisseur de 70 à 100 m de Crétacé avant que la table calcaire tithonienne ne soit atteinte. Aussi leur existence est-elle plutôt liée aux dernières incisions des vallées du Barrois et de la Marne en particulier (épisodes « B » et « A » d'incision du réseau hydrographique ; Harmand *et al.*, 2002 ; Marre *et al.*, 2002).

III. — LES DATATIONS U/TH

84 datations (dont 73 exploitables) ont été réalisées dans six ensembles spéléologiques de l'Est du Bassin

de Paris (tabl. 1). Elles sont toutes rassemblées pour la première fois dans cette synthèse (fig. 7). Elles ont été réalisées au CERAK (Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst) de Mons, en Belgique, par la méthode dite de spectrométrie³ (36 datations ; Quinif, 1989 ; Jaillet, 2000 ; Loosan, thèse en cours) ou au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géoscience de l'Environnement) à Aix-en-Provence par la méthode TIMS⁴ (48 datations ; Pons-Branchu, 2001). Elles couvrent l'ensemble de la méthode U/Th (0 à 350 000 ans). Ces dates ont été obtenues lors de campagnes de prélèvements définies autour de problématiques géomorphologiques et où le contexte a été reconnu afin d'assurer un contrôle correct (position du spéléothème dans la cavité et dans le milieu karstique, enchaînement des séquences sédimentaires endokarstiques...).

3. Spectrométrie α . Cette méthode est basée sur la mesure de l'activité de tous les isotopes d'Uranium. Elle nécessite généralement une quantité importante de calcite.

4. TIMS : Thermal Ionization Mass spectrometry. Cette méthode de spectrométrie de masse est basée sur la mesure de la masse des différents isotopes de l'Uranium. Elle peut être mise en œuvre avec des quantités d'échantillons bien plus petites.

Figure 6 : Le karst de Poissons (calcaires tithoniens) est le témoin d'une ancienne extension de la couverture crétacée et d'un niveau de la Marne perché de 120 à 150 m au-dessus des écoulements actuels.

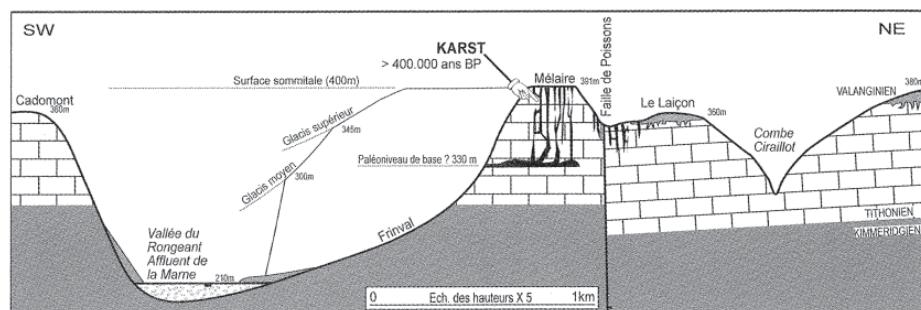


Tableau 1 : Présentation des 84 datations U/Th réalisées sur 6 systèmes karstiques de l'Est du Bassin parisien.

Etage	Systèmes karstiques	Nb. datations méthode α	Nb. datations méthode TIMS	Total datations	Gamme de datation
Tithonien	Rupt-du-Puits	2	24	26	0 à 32 000 ans BP
	Cousances	4	10	14	16 000 à 150 000 ans BP
	Poissons	4	0	4	29 000 à + de 400 000 ans
Oxfordien	Hadès	0	4	4	1 000 à 50 000 ans BP
Bajocien	Pierre-la-Treiche	24	10	34	0 à + de 350 000 ans BP
	Marron	2	0	2	55 000 à 70 000 ans BP

1. — Les résultats

Dans le karst du plateau de Haye, les prélèvements ont été effectués dans les grottes Sainte-Reine et des Puits. Elles appartiennent toutes deux aux systèmes des grottes de Pierre-la-Treiche. Des analyses ont aussi été effectuées dans la grotte de la carrière à Marron, mais les résultats les plus intéressants et les plus fiables ont été obtenus dans les cavités de Pierre-la-Treiche. Les dates s'étaient sur l'ensemble de la méthode (0 à 350 000 ans) avec une forte proportion dans les stades isotopiques 3 et 1 (fig. 7). Les plus anciennes (170 000, 270 000 et plus de 350 000 ans B.P.) ont été obtenues dans les réseaux spéléologiques les plus bas en altitude. Les observations morphologiques et l'analyse des sédiments endokarstiques montrent que tous ces réseaux se raccordent à un épisode anté-capture de la Moselle. La large gamme de dates obtenue sur cet ensemble montre l'absence de relation absolue entre l'âge des conduits karstiques et la poussée des concrétions qui suit la mise en place de ces conduits. Seuls les datations les plus anciennes seront réellement exploitables dans la reconstitution de l'évolution géomorphologique, en particulier de l'incision du réseau hydrographique.

Dans le karst de Trampot (réseau Hadès), un plancher reposant sur deux banquettes de la galerie syngénétique originelle a été daté entre 47 500 et 49 500 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001). Ce plancher a subi une phase de décompression généralisée liée à la détente du massif (fig. 5). Dans le même réseau, un éboulis lié à cette détente est scellé par une dizaine de petites stalagmites dont l'une a pu être datée de 1 260 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001). Les datations entreprises sur ce réseau laissent penser que cette détente généralisée n'a pu se produire qu'après le stade isotopique 3, probablement pendant le dernier maximum glaciaire (stade isotopique 2).

Dans les karsts du Barrois, les prélèvements ont été effectués à Poissons, à Cousances et au Rupt-du-Puits. Dans le plus haut perché de ces karsts (Poissons), une datation dépasse les limites de la méthode (350 à 400 000 ans B.P.) et montre qu'au cours du Pléistocène moyen, ce karst était déjà en voie de comblement (Jaillet, 2000). Un autre échantillon, daté de 168 800 à 194 000 ans B.P., montre qu'à ce moment-là, des écoulements susceptibles de générer la précipitation de calcite transitaient encore dans ce karst. Ce n'est plus le cas aujourd'hui, où l'ensemble des conduits est comblé

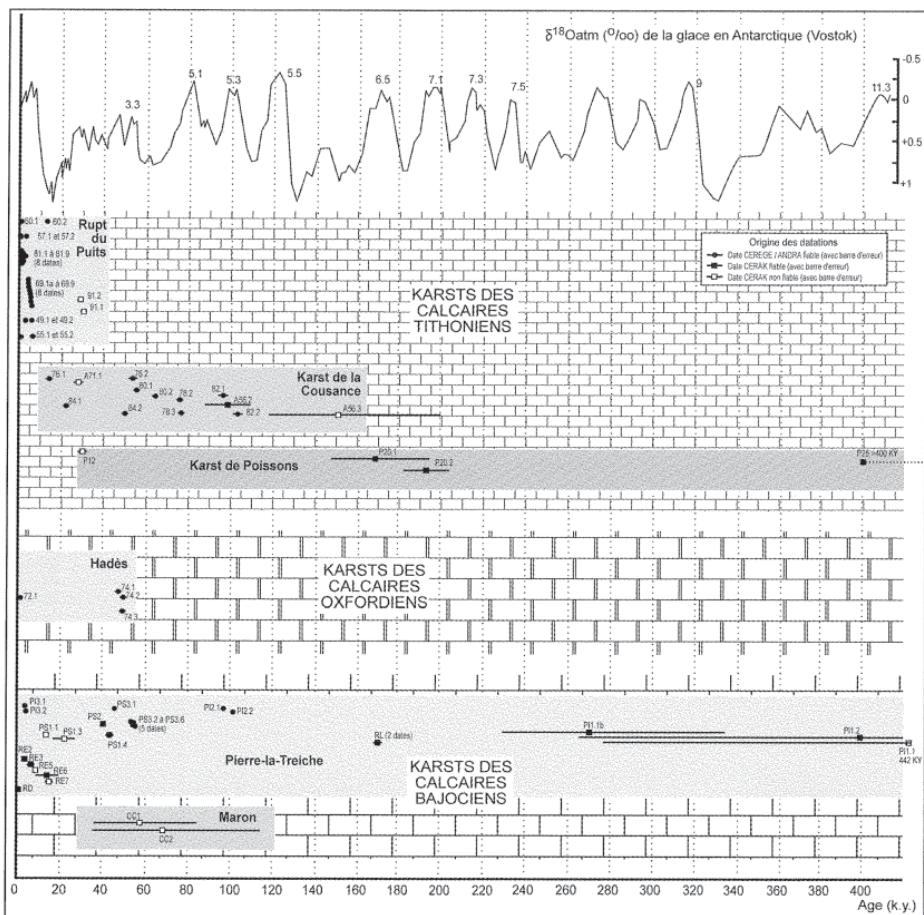


Figure 7 : Classement des datations U/Th obtenues sur les karsts lorrains (Maron, Pierre-la-Treiche, Hadès, Poissons, Couances, Rupt-du-Puits) en regard de la courbe $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ du forage de Vostok en Antarctique (Petit *et al.*, 1999).

d'un remplissage ferrugineux issu du démantèlement du Crétacé. Bien qu'on n'accède plus aujourd'hui qu'à la partie superficielle du karst, on suppose que sa mise en place a été similaire à celle des karsts actifs reconnus aujourd'hui plus au nord (Jaillet, 2000).

Dans le karst de Cousances, des prélevements ont été effectués à différents niveaux des réseaux, jusqu'à des conduits perchés à une quinzaine de mètres au-dessus de la Marne. Les datations les plus anciennes (100 000 à 150 000 ans B.P.) impliquent qu'au cours de l'Eémien (stade isotopique 5), le niveau des écoulements de la Marne devait se situer au plus à une dizaine de mètres au-dessus des écoulements actuels (Pons-Branchu, 2001 ; Jaiillet *et al.*, soumis). Dans le karst du Rupt-du-Puits, toutes les datations appartiennent aux stades iso-

topiques 1 et 3, raccordés à un fonctionnement récent de ce système karstique.

2. — Le raccordement de ces datations au contexte géomorphologique

Avant d'intégrer ces résultats dans le cadre de l'évolution géomorphologique de l'Est du Bassin parisien, il convient de s'interroger sur la signification réelle de ces datations U/Th de spéléothèmes et sur leur raccordement à l'évolution du relief. Les concrétions de grottes croissent dans un contexte bien particulier. La zone karstique doit être non saturée, c'est-à-dire que le conduit doit être abandonné de tout écoulement phréatique ou fluviatile. Certaines concrétions poussent en

zone épinoisée, mais des critères morphoscopiques (corrasion, intercalations détritiques), permettent généralement de les reconnaître.

Le spéléothème pousse alors et scelle un conduit et/ou un remplissage. Outre les problèmes liés à l'analyse géochimique de l'échantillon et les barres d'incertitudes liés à ces analyses, il est bon de se poser deux questions.

— Quel est le raccordement géométrique du réseau karstique étudié par rapport au contexte externe (notion d'altitude relative par rapport au niveau de base ; éloignement du drain reconnu par rapport à l'événement fondateur, par exemple la vallée ; comblement partiel ou total de ce drain et sur quelle épaisseur) ?

— Quel est le décalage temporel entre l'édification du réseau karstique (marqueur d'un événement géodynamique externe) et la pousse du spéléothème (notion de décalage lié à l'ouverture du système pour faciliter l'infiltration de l'eau, rôle des changements climatiques dans l'efficacité de la croissance des concrétions) ?

Face à ces différents problèmes (analytique, spatial et temporel), des stratégies d'études et d'échantillonnages sont mises en place. Elles consistent généralement à multiplier les datations au sein d'un même réseau karstique, en cherchant en première approche les objets potentiellement les plus anciens (perchés dans le réseau ou bien à la base des coupes) avec le risque, parfois recherché, de dépasser la méthode (350 000 à 400 000 ans). Dans la mesure du possible, plusieurs datations sont entreprises sur un même spéléothème afin de contrôler la succession chronologique conforme de celles-ci, voire de saisir les interruptions de croissance. Enfin, s'il est possible que plusieurs stalagmites encadrent un événement (avec la possibilité de le dater parfois finement), bien souvent les spéléothèmes de grottes ne proposent que des dates *a minima* (notion de scellement) ce qui implique des reconstitutions paléogéographiques limitées par une borne temporelle minimale. Conscients de ces limites, nous essayons cependant de mesurer l'apport que peuvent constituer ces datations à la connaissance de l'évolution géomorphologique régionale.

3. — Apport à l'évolution du relief de l'Est du Bassin parisien

L'apport des études karstiques et des datations U/Th des karsts de l'Est du Bassin parisien porte sur l'incision des vallées, le recul des couvertures et les variations climatiques.

Sur l'incision des vallées

C'est l'apport le plus fondamental. Qu'ils fonctionnent en pertes ou en émergences, les drains du karst s'étagent globalement en suivant l'incision des vallées desquels ils dépendent. Les spéléothèmes datés qui marquent l'abandon de ces karsts jalonnent, avec un certain décalage, les étapes de cette incision. Les datations obtenues sur le karst de la Moselle conduisent aujourd'hui à vieillir la date communément admise pour la capture de la Moselle de 250 000 à plus de 300 000 ans B.P. (Losson et Quinif, 2001).

Dans le Barrois, les karsts de Poissons, de la Cousances et du Rupt-du-Puits jalonnent l'incision du réseau hydrographique de la Marne et de ses affluents. Les datations obtenues montrent que cette incision s'est amorcée avant le Pléistocène moyen. Le caractère ancien du karst de Poissons, son comblement total par des matériaux issus du Crétacé et son altitude élevée militent en faveur d'un raccordement de ce karst au moins au Pléistocène ancien.

Les datations obtenues sur le karst de Cousances montrent qu'au Pléistocène récent, et en particulier à l'Eémien, la Marne est au plus à une dizaine de mètres au-dessus de ses écoulements actuels. Une telle datation impliquerait une vitesse d'incision maximale de l'ordre de 0,1 m par millénaire. Ceci s'accorde assez bien avec la découverte dans les terrasses perchées de l'Ornain d'une association d'industries et faunes situant les vallées de l'Ornain et de la Saulx vers + 25 m au début du Saalien (Guillaume, 1982, Harmand *et al.*, 2002).

Sur le recul des couvertures

Le recul des couvertures est enregistré dans le karst à plusieurs échelles. À Trampot, au contact des Calcaires à Astartes et des calcaires de l'Oxfordien, on identifie des phases de recul de la couverture qui semblent être responsables de la détente lithostatique du réseau. Les spéléothèmes datés encadrent cette phase. Un plancher stalagmitique affecté par cette détente est daté 47 500 à 49 500 ans B.P. (fig. 5). Ceci permet de montrer que ce recul des Calcaires à Astartes (non chiffré en distance) a pu s'effectuer lors du dernier maximum glaciaire.

Dans le Barrois, les karsts s'égrènent du sud vers le nord, du plus ancien (Poissons – Pléistocène ancien probable) au plus récent (Rupt-du-Puits – Pléistocène récent) et jalonnent le recul de la couverture crétacée sur les calcaires tithoniens. En effet, le karst de Poissons, le plus méridional, contient des restes de Crétacé démantelé alors qu'il en est éloigné aujourd'hui de plusieurs kilomètres. Au Rupt-du-Puits (le plus septentrional), la couverture est présente et mesure près de

30 m de puissance. Compte tenu de l'épaisseur de couverture qui devait exister au moment de la mise en place du karst de Poissons, le recul du front de la couverture crétacée, sur les calcaires tithoniens, a été évalué à une dizaine de kilomètres au cours de l'ensemble du Pléistocène (Jaillet, 2000).

Sur les variations climatiques

Les ensembles stalagmitiques édifiés au sein des systèmes karstiques présentés se sont mis en place sous des conditions climatiques particulières, jamais étudiées précisément dans le cadre strict de la Lorraine. En regroupant les 73 datations obtenues, on constate une organisation en groupes temporels présentés sur la figure 7, parallèlement à la courbe des rapports isotopiques de l'oxygène 18 (Petit *et al.*, 1999).

Globalement, les concrétions poussent en stade chaud (stades isotopiques impairs), mais quelques dates se situent dans des stades isotopiques pairs (froid). Ainsi, les stades isotopiques 2 et 4 ont-ils vu la pousse de quelques concrétions dans le karst de Cousances. Aucun spéléothème n'a été reconnu dans le stade 5.5, chaud, de l'Éémien. Le stade 5.3 et le début du stade 3 sont riches en concrétions datées. Enfin le stade isotopique 1, l'Holocène, concentre pratiquement tous les spéléothèmes datés dans le réseau du Rupt-du-Puits et un nombre important dans les grottes de Pierre-la-Treiche.

Ces résultats montrent (à la marge d'erreur près des datations U/Th) que la vision traditionnelle qui s'accorde d'une croissance des concrétions en périodes chaudes est peut-être à nuancer dans le cadre des karsts de l'Est du Bassin parisien. Les péjorations climatiques traditionnellement reconnues dans les karsts de montagnes (Maire, 1990 ; Delannoy, 1997) ou de hautes latitudes ne sont peut-être pas si marquées dans les karsts de bas-plateau. D'autres dates, des études plus fines, permettraient certainement de préciser cette approche qui dépasse le cadre de cette première synthèse.

CONCLUSION

Les études menées sur les karsts associés aux grandes vallées de l'Est du Bassin parisien constituent un apport novateur à la connaissance de l'évolution géomorphologique et les datations U/Th entreprises sur ces karsts apportent un calage chronologique depuis le Pléistocène moyen. Dans les domaines de l'incision du réseau hydrographique, du recul des couvertures non carbonatées et des reconstitutions paléoclimatiques, ces études complètent et précisent les schémas d'évolution qui avaient été proposés à partir d'autres enregistreurs

(formes et formations superficielles). La multiplication de ces datations sur ces mêmes karsts de Lorraine, mais aussi sur d'autres, situés dans des contextes morphoclimatiques proches (plateau de Haute-Saône, bordure ardennaise, Nivernais...) serait d'un apport certain à la connaissance des évolutions géomorphologiques de la France du Nord-Est. Cependant, le caractère discontinu de ces enregistreurs endokarstiques, le peu de spéléothèmes datables, leurs petites tailles, doivent inciter à la prudence sur l'utilisation disproportionnée de méthodes de datations, forcément destructrices, qui laisserait à l'avenir peu de concrétions utilisables. Des stratégies de prélèvement pourraient être proposées, qui permettraient d'identifier des cibles fiables, efficaces et correctement raccordées au contexte géomorphologique régional.

Remerciements : Les auteurs remercient David Carbon (GeoTen), Jean-Pierre Depaquis et Claude Herbillon pour leur aide lors des campagnes de prélèvement des échantillons. Richard Maire et André Weisrock ont bien voulu apporter une lecture constructive du manuscrit, contribuant ainsi à son amélioration. Qu'ils en soient remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDRA P. (2001). — L'organisation verticale des réseaux karstiques non confinés. Contrôle de la structure et du niveau de base. *Actes de la 11^e rencontre d'octobre*, Spéléo Club de Paris, Lisle-en-Rigault, 13-15.
- BEAUDOIN J.P. (1974). — *Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois*. Mém. Maîtrise, Univ. Nancy 2, 96 p.
- BEAUDOIN J.P. (1989) — *Karsts en Meuse, le travail des eaux souterraines en pays calcaires*. Centre Départ. Doc. Pédagogique de la Meuse, Conseil général de la Meuse, 93 p.
- Buzzi P., CARCAUD N., KOENIG M.-P., WEISROCK A. (1993). — Morphodynamique fluviale holocène et établissements humains protohistoriques en fond de vallée de la Moselle à Crevéchamps (Lorraine méridionale). *Revue Géogr. de l'Est*, Tome 33, n° 4, Nancy, 281-296.
- CARCAUD N. (1990). — Etude préliminaire du comblement de fond de vallée de la Moselle à Vandières (Meurthe-et-Moselle). *Revue Géogr. de l'Est*, Tome 30, n° 1, Nancy, 37-48.
- CORNUEL J. (1879). — Observations sur les puits naturels des calcaires portlandiens des départements de la Haute-Marne et de la Meuse et sur le minerai de fer qu'ils renferment. *Bull. Soc. Géol. France*, 3^e série, t.1, 722-739.
- DELANNOY J.-J. (1997). — *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst*. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, Septentrion, 678 p.
- DURUP DE BALEINE A. (1989). — *Le karst de la forêt de Hesse. Etude géomorphologique d'un karst vert en Lorraine occidentale*. Mém. Maîtrise, Univ. Nancy 2, 286 p.

- GAMEZ P. (1977). — *Etude géomorphologique d'un bassin versant karstique : les « bouillons » de Delut (Meuse)*. Mém. Maîtrise, Univ. Metz, CEGUM, 64 p.
- GAMEZ P. (1985). — Karstologie lorraine. La spéléologie en Lorraine, *Spéléo-L* n° 15, spécial congrès Féd. Fr. Spéléologie, Nancy, 35-46.
- GAMEZ P. (1992). — *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine)*. Thèse, Univ. Metz, CEGUM, Mosella, t. 21, 1995, 397 p.
- GAMEZ P., LOSSON B. (1998). — Premiers résultats de l'étude des remplissages dans le karst de Pierre-la-Treiche (54), l'entrée E du réseau Sainte-Reine. *Mosella*, Metz, t. 23, n° 3-4, 41-59.
- GAMEZ P., WEHRLI A., FIZAINE J.-P., SCAPOLI J. (1995). — L'implication du karst dans la capture de la Moselle. *Revue Géogr. de l'Est*, t. 35, n° 3-4, Nancy, 297-308.
- GUILLAUME C. (1982). — Stations de surface du Paléolithique inférieur et moyen de Lorraine. *Bull. de l'Assoc. Fr. pour l'Etude du Quaternaire*, n° 2-3, 135-146.
- HARMAND D. (1992). — *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*. Thèse Univ. Nancy 2, Presses univ., Nancy, 146 p.
- HARMAND D., FAUVEL P.-J., JAILET S., LE ROUX J., ALLOUA J., BRULHET J. ET BROCANDEL M. (2002). — Incisions ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx, *Revue géogr. de l'Est*, t. 42, n° 4 (en ce volume).
- HARMAND D., WEISROCK A., GAMEZ P., LE ROUX J., OCCHIETTI S., DESHAIES M., BONNIEFONT J.-C., SARY M. (1995). — Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. *Revue Géogr. de l'Est*, t. 35, n° 3-4, Nancy, 321-343.
- JAILET S. (2000). — *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-fonctionnement-évolution*. Thèse, Univ. Bordeaux 3, 710 p.
- JAILET S., GAMEZ P. (1995). — Observations morphologiques sur le géosystème du Rupt-du-Puits. *Karstologia*, 26, 27-38.
- JAILET S., PONS-BRANCHU E., BRULHET J. ET HAMELIN B. (à paraître). — Karstification as a geomorphological witness of river incision: the karst of Cousance and the Marne Valley (Eastern Paris Basin). *Terra Nova*, soumis.
- LEJEUNE O., MARRE A., DEVOS A., LAURAIN M. ET BRULHET J. (2002). — Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François. *Revue géogr. de l'Est*, t. 42, n° 4 (en ce volume).
- LE ROUX J., HARMAND D. (1998). — Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de la capture de la Moselle. *Gemodinamica Acta*, vol. 11, n° 4, 149-162.
- LOSSON B. (2000). — Modalités des défluviations partielles souterraines de la Moselle avant sa capture. *Bull. Info. Géol. Bassin Paris*, vol. 37, n° 3, 15-22.
- LOSSON B. (2001). — Quelques aspects de la karstification du plateau de Haye (Lorraine, France). Actes 3^e Journée Spéléologie Scientifique, Han-sur-Lesse, *Regards*, n° 41, 26-28.
- LOSSON B. ET QUINIF Y. (2001). — La capture de la Moselle ; nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, 37, 29-40.
- MAIRE R. (1990). — *La haute montagne calcaire. Karsts, Cavités, Remplissages, Quaternaire, Paléoclimats*. Thèse d'Etat, Karstologia-mémoires n° 3, 731 p.
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.I., BARNOLA J.-M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAGUE G., DEMOTTE M., KOTLYAKOV V.M., LEGRAND M., LIPENKOV V.Y., LORIUS C., PEPIN L., RITZ C., SALTZMAN E. ET STEVENARD M. (1999). — Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- PISSART A., HARMAND D., 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 Quaternaire*, vol. 51, n° 3, Montréal, 267-284.
- POINS-BRANCHU E. (2001). — *Datations hautes-résolutions de spéléothèmes (230Th/234U et 226Ra/226U). Application aux reconstructions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse / Haute-Marne*. Thèse Univ. Aix-Marseille, ANDRA, 225 p.
- QUINIF Y. (1989). — La datation uranium-thorium. *Spéléochronos*, n° 1, CERAK, Mons, pp. 3-21.
- QUINIF Y. (1994). — Hit 15 : la plus belle synthèse régionale : le karst de Couvin. TOP 15 des phénomènes karstiques wallons. *Lapiaz, hors-série*, 43-47.
- QUINIF Y. (1998). — Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31, 1-11.
- WEISROCK A. (1993). — Le remplissage tardiglaciaire et holocène des vallées lorraines. *L'eau, la Terre et les Hommes : au fil de l'eau*. Hommage à R. Frécaut. Presses universitaires de Nancy, 303-309.

New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris Basin) and Koblenz (Rhenish Massif).

STÉPHANE CORDIER, DOMINIQUE HARMAND, MANFRED FRECHEN and MONIQUE BEINER

with 7 figures and 2 tables

Summary:

The Moselle valley runs through three countries (France, Germany and Luxembourg). While its Pleistocene history was a constant matter of interest since a hundred years, most of the research only took into consideration little parts of the valley, and shed light either on the climate control on the valley evolution in the Paris Basin, or on the tectonics control in the Rhenish Massif. No reliable correlation was possible so far.

This paper aims to propose a first overview of the middle and lower Moselle valley (i.e. between the Meurthe confluence and the Rhine confluence). Ongoing research in this area has allowed the distinction of eight middle and lower terraces (located at less than 100 m above the present river bed), due to geomorphological studies and lithological analyses (e.g. identification of a mineralogical and petrographical break corresponding with the Upper Moselle capture). This resulted in the realization of a longitudinal profile. The chronostratigraphical frame recently provided by absolute datings (especially in the Meurthe valley) led to the following results :

- the middle and lower terrace system formed during the Middle and Lower Pleistocene ;
- the Moselle valley evolution is climatically controlled, each terrace formation corresponding with a cold stage ;
- this fluvial response to climate change coincides with a slow uplift (0,12 mm/yr) of both the Paris Basin and the Rhenish Massif, without differential movement of one tectonic unit against the other. Therefore, the idea of a strong continuous uplift of the Rhenish Massif since 800 ky must be reconsidered.

No similar correlation could be evidenced for the high terraces, which are only well-preserved in the Rhenish Massif where they correspond with the so-called main terraces. Furthermore, the stratigraphy of these main terraces remains hypothetical, for both the number of alluvial units and their longitudinal profile between Trier and Koblenz. On the same way, the chronological frame of the middle and lower terraces calls into question the previously assumed age for the middle main terrace (ca 800 ky). The hypothesis for the valley evolution at the Lower Pleistocene/Middle Pleistocene transition is finally discussed.

Zusammenfassung:

Revision der Stratigraphie der Moselterrasse zwischen der Meurthemündung im Pariser Becken und Koblenz im Rheinischen Schiefergebirge. – Das Moseltal verläuft geographisch durch die drei Länder Frankreich, Deutschland und Luxemburg. In zahlreichen Arbeiten wurde versucht, die Fluss- und Talgeschichte zu rekonstruieren. Diese Studien beschäftigten sich jedoch oft nur mit einem Teilbereich des Flusslaufes und konzentrierten sich entweder auf den Einfluss der Klimawechsel (Arbeiten im Pariser Becken) oder der Tektonik (Arbeiten im Schiefergebirge). Eine länderübergreifende Korrelation unter Berücksichtigung eines multidisziplinären Ansatzes fehlt bisher.

Das Ziel dieser Arbeit ist ein terrassenstratigraphischer Überblick über das „Mittel-“ und „Niedermoseltal“, d.h. zwischen der Meurhemündung und Koblenz. Morphologische und sedimentologische Untersuchungen ermöglichen es, acht Mittel- und Niederterrassen unterhalb von 100 m relativer Höhe über dem heutigen Flussbett zu unterscheiden und ein Terrassenlängsprofil zu rekonstruieren. Infolge des Vergleich mit absoluten Datierungen der Meurthe-Terrassen ergibt sich Folgendes:

- Das Alter der Mittel- und Niederterrassen korreliert mit dem Mittel- und Jungpleistozän.
- Während dieser Zeit ist die Mosel-Terrassenentwicklung von kalt-warmzeitlichen Klimawechseln beeinflusst, d.h. jede Hauptakkumulationsphase korreliert mit einer Kaltzeit.
- Synchron erfolgt eine geringe Hebung von 0.12 mm/yr des Pariser Beckens und des Schiefergebirge, jedoch ohne nachweisbare relative Hebung einzelner Regionen. Eine starke regelmäßige Hebung des Schiefergebirges muß also bezweifelt werden.

Da die älteren Terrassen nur im Schiefergebirge gut erhalten sind („Hauptterrassen“), ist es schwierig, ein verlässliches Längsprofil zu erstellen. Problematisch sind ebenfalls Gliederung und Längsprofil der Hauptterrassen zwischen Trier und Koblenz. Die Mittel- und Niederterrassen-Stratigraphie steht außerdem im Widerspruch zu dem oft zitierten Alter der „mittleren Hauptterrasse“ von ca 0.8 Mio a. Die Flussgeschichte der Mosel wird für die Grenze Unterpleistozän/Mittelpleistozän diskutiert.

Résumé:

Révision de la stratigraphie des terrasses alluviales de la Moselle entre la confluence de la Meurthe (Bassin parisien) et Coblenze (Massif schisteux). – La vallée de la Moselle s'inscrit à travers trois pays (la France, l'Allemagne et le Luxembourg). De nombreuses études ont été réalisées, concernant son évolution pléistocène. La plupart d'entre elles ne portaient cependant que sur des petites sections de vallées, en privilégiant tantôt l'origine climatique des terrasses (dans le Bassin parisien), tantôt l'influence de la tectonique (cas des recherches dans le Massif schisteux). La réalisation de corrélations d'ensemble s'avérait ainsi délicate.

L'objectif du présent article est de proposer une première étude d'ensemble le long de la moyenne et de la basse vallée de la Moselle, entre la confluence de la Meurthe et la jonction avec le Rhin. Les recherches menées dans ce secteur ont de fait débouché sur la reconnaissance de huit moyennes et basses terrasses alluviales à moins de 100 m d'altitude relative. Cette reconnaissance, basée à la fois sur une approche morphologique, et sur des études minéralogiques et pétrographiques, aboutit à la réalisation d'un profil longitudinal d'ensemble. La prise en considération des repères chronologiques (relatifs et absous) obtenus notamment dans la vallée de la Meurthe permet d'établir les résultats suivants :

- les moyennes et basses terrasses ont été mises en place au cours du Pléistocène moyen et supérieur ;
- l'évolution de la Moselle durant cette période est déterminée par les fluctuations climatiques, chaque phase d'aggradation majeure étant corrélée à un stade isotopique froid ;
- cette évolution s'inscrit dans le cadre d'un soulèvement général lent (0,12 mm/an) affectant à la fois le Bassin parisien et le Massif schisteux, sans mouvement différentiel entre ces deux blocs tectoniques. L'hypothèse d'un soulèvement rapide du Massif schisteux depuis 800 ka doit donc être reconsidérée.

Aucune corrélation similaire ne peut en revanche être établie pour les hautes terrasses, celles-ci n'étant bien conservées que dans le Massif schisteux où elles constituent les «terrasses principales». La stratigraphie de ces terrasses demeure en outre incertaine, aussi bien pour le nombre des terrasses principales que pour l'allure de leur profil longitudinal entre Trèves et Coblenze. De même, la chronologie proposée pour les moyennes et basses terrasses incite à remettre en cause l'âge généralement avancé pour la terrasse principale moyenne (environ 800 ka). Plusieurs hypothèses peuvent ainsi être proposées pour l'évolution de la vallée de la Moselle à la transition Pléistocène moyen/Pléistocène supérieur.

1. INTRODUCTION

Research on the evolution of European fluvial systems and their response to climate and tectonic control has been carried out since more than a century. The terraces of the Meuse valley were recently correlated between France, Belgium and the Netherlands (PISSART ET AL., 1997 ; HARMAND ET AL., 1998). A similar project has never been carried out along the Moselle river. The Moselle valley has been intensively studied, es-

pecially downstream from the Meurthe confluence in France (THÉOBALD, 1932; THÉOBALD & GARDET, 1935; TRICART, 1948; FISCHER, 1965; CORBONNOIS, 1981), along the German-Luxembourgian border (FARRANT, 1933a, b; DE RIDDER, 1957; FISCHER, 1962; LIEDTKE, 1963), and in Germany (BORGSTÄTTE, 1910; DIETRICH, 1910; WANDHOFF, 1914; KREMER, 1954; MÜLLER, 1976; OSMANI, 1976, 1989; LÖHNERTZ, 1982; NEGENDANK, 1983a, b; HOFFMANN, 1996).

Morphological research, often combined with sedimentological analyses, allowed each author to define a local terrace system in the distinct parts of the valley. Despite these approaches, the Pleistocene history of the River Moselle has remained hypothetical, for several reasons :

- Most of the studies focused on a relatively short part of the valley, resulting in various local and regional interpretations of the terrace system. Furthermore, these attempts of correlation were not reliable, owing to major differences in the number and the altitudes of the assumed terraces. No consistent longitudinal profile crossing the national borders has ever been realized along the Moselle valley. The attempt of FISCHER (1962, 1965) only considered the most developed terraces between the Vosges Massif and the confluence with the River Saar, without sedimentological evidence, while the correlation of NEGENDANK (1978) consists of a juxtaposition of the results in each part of the valley.

No real distinction was made in these parts of the Moselle valley between the terraces formed before the Upper Moselle capture (i.e. while the Upper Moselle joined the Meuse) and the post-capture terraces.

The national borders are not only scientific, but also geological boundaries, since the valley crosses three tectonic units: the Vosges Massif in France, the eastern Paris Basin mainly developed in France and Luxembourg, and the Rhenish Massif in Germany. This morphostructural context and the presence of Pleistocene glacial deposits in the Vosges Massif led the French authors to focus on the relations between the climate change and the river style in the Paris Basin: THÉOBALD & GARDET (1935) tried to correlate terraces, both with the sea-level changes and with the Alpine glaciations of Penck and Brückner (PENCK, 1910). TRICART (1948) recognized four alluvial units, which he also correlated with the four alpine glaciations. A similar approach was developed by FARRANT (1933a, b) in the Luxembourgian Moselle valley. However, the subsequent research in the Luxembourgian part of the valley, as well as the research in Germany, considered climate change only as a chronostratigraphical evidence. German authors actually mainly focused on the tectonic control of the valley evolution in the Rhenish Massif; the studies of NEGENDANK (1978, 1983), LÖHNERTZ (1982), BIBUS (1983) or HOFFMANN (1996) shed light on the space- and timescales of tectonic deformations and uplift.

As a consequence, the datings of the terraces were only relative, based either on the Alpine or on the Nordic chronology; no independent age control was available for the alluvial terraces, both in the Paris Basin and the Rhenish Massif, and the terraces' stratigraphies were often schematical.

The aim of this study was to define properly the Moselle terrace system including the stratigraphical location of the Upper Moselle capture, to revise its chronological frame, and to relate the Moselle terrace system with the palaeoclimate and tectonic activity.

2. STUDY AREA AND METHODS

The studied part of the valley corresponds with the middle and lower Moselle valley, located between the Meurthe confluence and the Rhine confluence. The River Meurthe is actually a major tributary of the River Moselle because it corresponds with the pre-capture river, flowing through the Paris Basin and the Rhenish Massif while the Upper Moselle courses westwards. Both rivers rise within the Vosges Massif, where they successively drain the crystalline basement, mainly developed in the Upper Moselle basin (Fig.1), and the Permo-Triassic sandstones and conglomerates, mainly developed in the Upper Meurthe basin.

Downstream from the Vosges mountains, the two rivers flow through the Lorraine cuesta ridges until their confluence at Pompey. The river Moselle then crosses the German-Luxembourgian border in the Sierck threshold, which corresponds with small Devonian quartzite outcrops ("Taunus quartzite"). This threshold actually separates the "upper middle valley" (Pompey-Sierck) and the "lower middle valley" (so-called "Obermosel" of the German authors), located between Sierck and Trier. In this latter area, the river

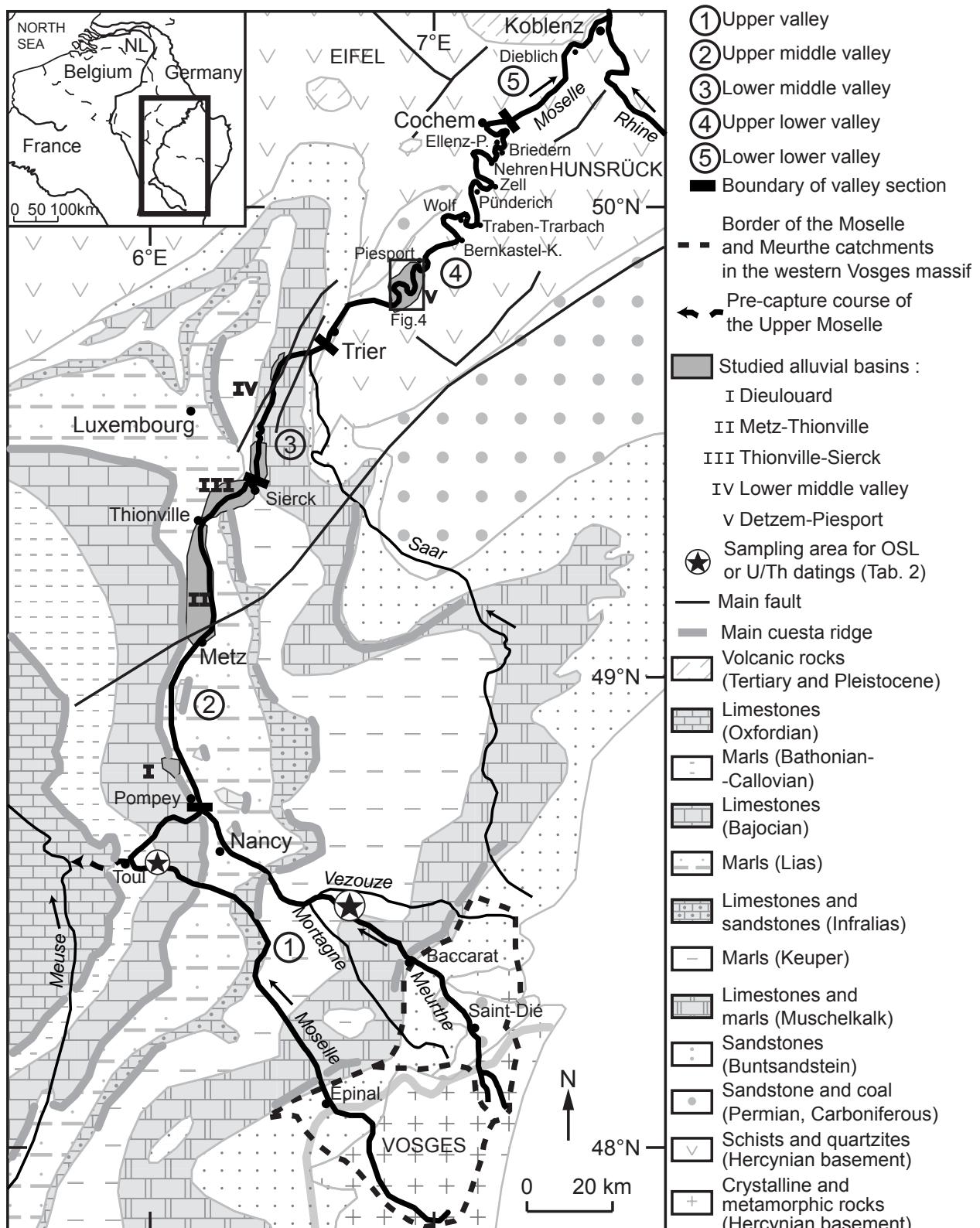


Figure 1: general map of the Moselle basin. Proposition of partition of the Moselle valley into five main sections and location of the studied alluvial basins along the valley.

Moselle flows through the Luxembourgian Gulf, which develops in the same rocks as the northern Lorraine (essentially limestones and marls). However the regularity of the cuesta ridges is here transected by several major faults (Fig. 1).

Downstream from Trier, the “lower Moselle valley” (middle and lower valley of the German authors) develops through the Devonian schists of the Rhenish Massif until the Rhine confluence at Koblenz. The Moselle course within this high plateau can be characterized by a succession of entrenched meanders, the most important being located in the surroundings of Bernkastel-Kues.

Alluvial basins with well-preserved terraces, have been investigated both in the marly depressions of the eastern Paris Basin and in the Rhenish Massif (Fig. 1). While most of the previous research in the area under study only considered the top surface of the terraces, in this paper the morphological study of the terrace system is based additionally on the relative height of the terrace basis above the present floodplain bedrock, which is estimated on the basis of several hundred boreholes (especially in the Thionville-Sierck basin), as demonstrated in numerous other European river valleys (HARMAND, 1989; ANTOINE, 1989, 1993; JUVIGNÉ & RENARD, 1992; CHAUSSÉ, 2003; CHAUSSÉ ET AL., 2004; DESPRIÉE ET AL., 2003, 2004). It is supplemented by sedimentological investigations including mineralogy, petrography and grain-size, and for the youngest units OSL and radiocarbon dating.

As this research on the Moselle valley evidenced a prevailing dichotomy between the middle and lower terraces located at less than 100 m relative height, and the upper terraces, located at more than 100 m relative height, the paper will deal with these two systems separately, before proposing a general chronostratigraphical discussion.

3. THE MIDDLE AND LOWER TERRACE SYSTEM

3.1. France

In France, the terraces of the upper middle valley (Pompey-Sierck) have been investigated in three alluvial basins, corresponding to depressions mostly developed in the Keuper and the Liassic marls (Fig. 1) : Dieulouard, Metz-Thionville and Thionville-Sierck. In the basin of Thionville-Sierck, a collaboration with the French Geological Survey (BRGM ; MÜLLER ET AL., in prep.) made it possible to realize 120 boreholes into the alluvial units in order to define precisely the morphology of their bedrocks.

The middle and lower terrace system consists of eight stepped terraces (from M8 the oldest to M1 the youngest), whose basis is situated at a constant height above the bedrock of the present floodplain M0 (Fig. 2a). The youngest units (from M4 to M1) and the floodplain are well preserved, and have broad flat surfaces with alluvial sediment sheets up to 8 m thick. Broad terraces can be associated with the units M7, M6 and M5, especially in the Thionville-Sierck basin; however, their alluvial formations are weathered and the thickness of the deposits is often less than 3-4 m. The upper middle terrace M8 is finally mainly evidenced by residual deposits in the Thionville-Sierck basin.

Despite of major differences in the mapping of the alluvial units, this result is in good agreement with the results proposed by THÉOBALD & GARDET (1935) suggesting a similar terrace system for the middle and upper terraces (Fig. 3).

3.2. Along the German-Luxembourgian border

Owing to the absence of wide marly depressions in the lower middle valley between Sierck and Trier, the alluvial terraces are not well preserved. The terraces often show gentle slopes towards the River Moselle and the sediment remains are often only residual. The only major exception concerns the lower alluvial terrace (M1), which corresponds with “broad surfaces” in the Wintrange basin between Schengen and Remich, and in the Wasserbilliger basin between the Syr and Sauer confluences. In the latter area,

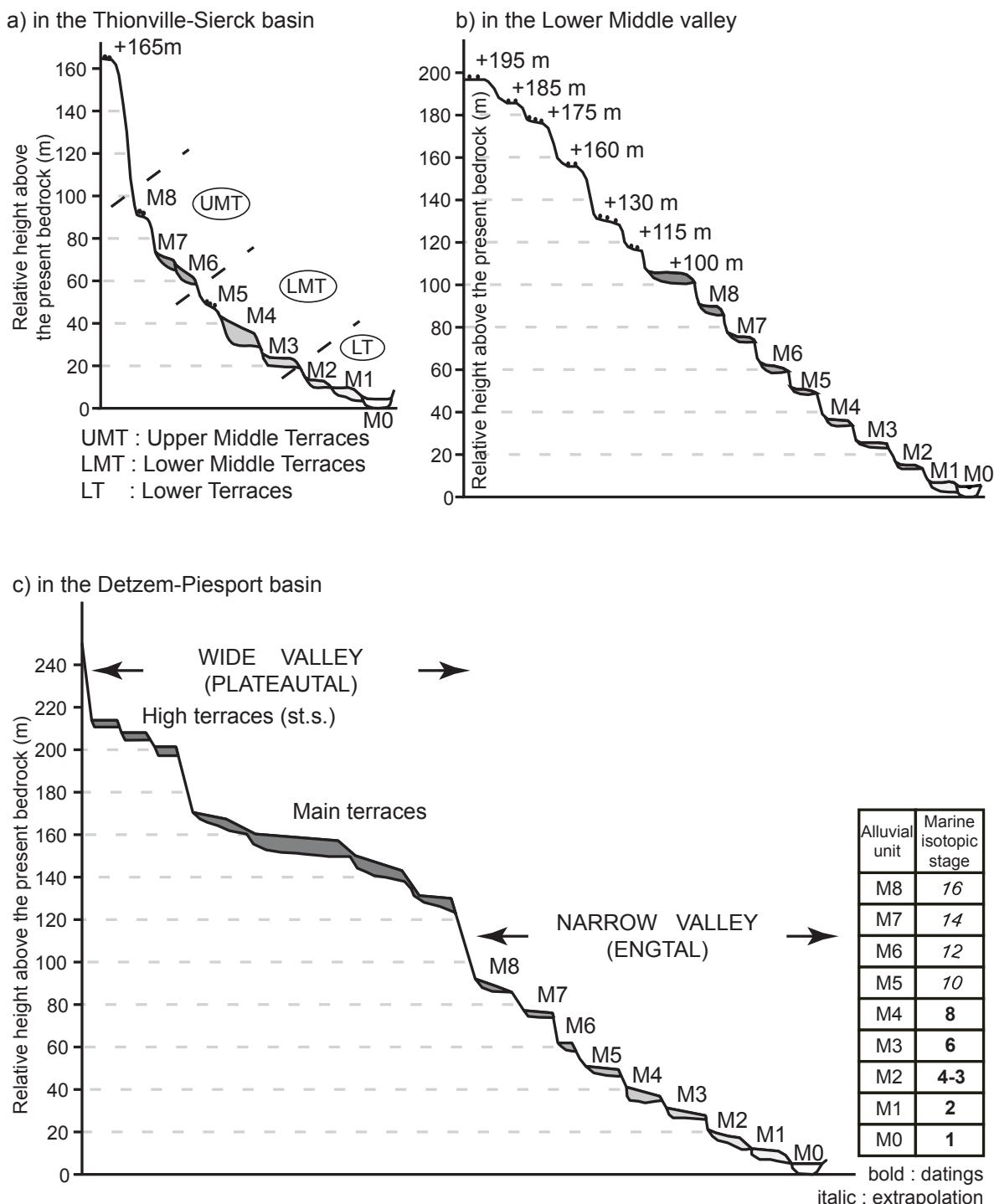


Figure 2: schematic cross-profiles of the Moselle valley a) in the Thionville-Sierck basin b) along the german-luxembourgian border c) in the Detzem-Piesport basin. Note the constancy of the relative height of the middle and lower terraces M8-M1 through the Paris basin (a and b) and the Rhenish Massif (c).

boreholes provided evidence that the thickness of the alluvial formation can exceed 12 m.

Intensive field work and the realization of complementary boreholes in collaboration with the BRGM and the National Museum for History and Art of Luxembourg, made it possible to define eight middle and lower terraces separated by steep slopes. They are located at the same relative height as those of the upper middle valley (Fig. 2b). This terrace system is relatively similar to that proposed by FERRANT (1933a, b); whereas it strongly differs from that of DE RIDDER (1957) and LIEDTKE (1963), which suggested two middle terraces and one lower terrace only (Fig. 3).

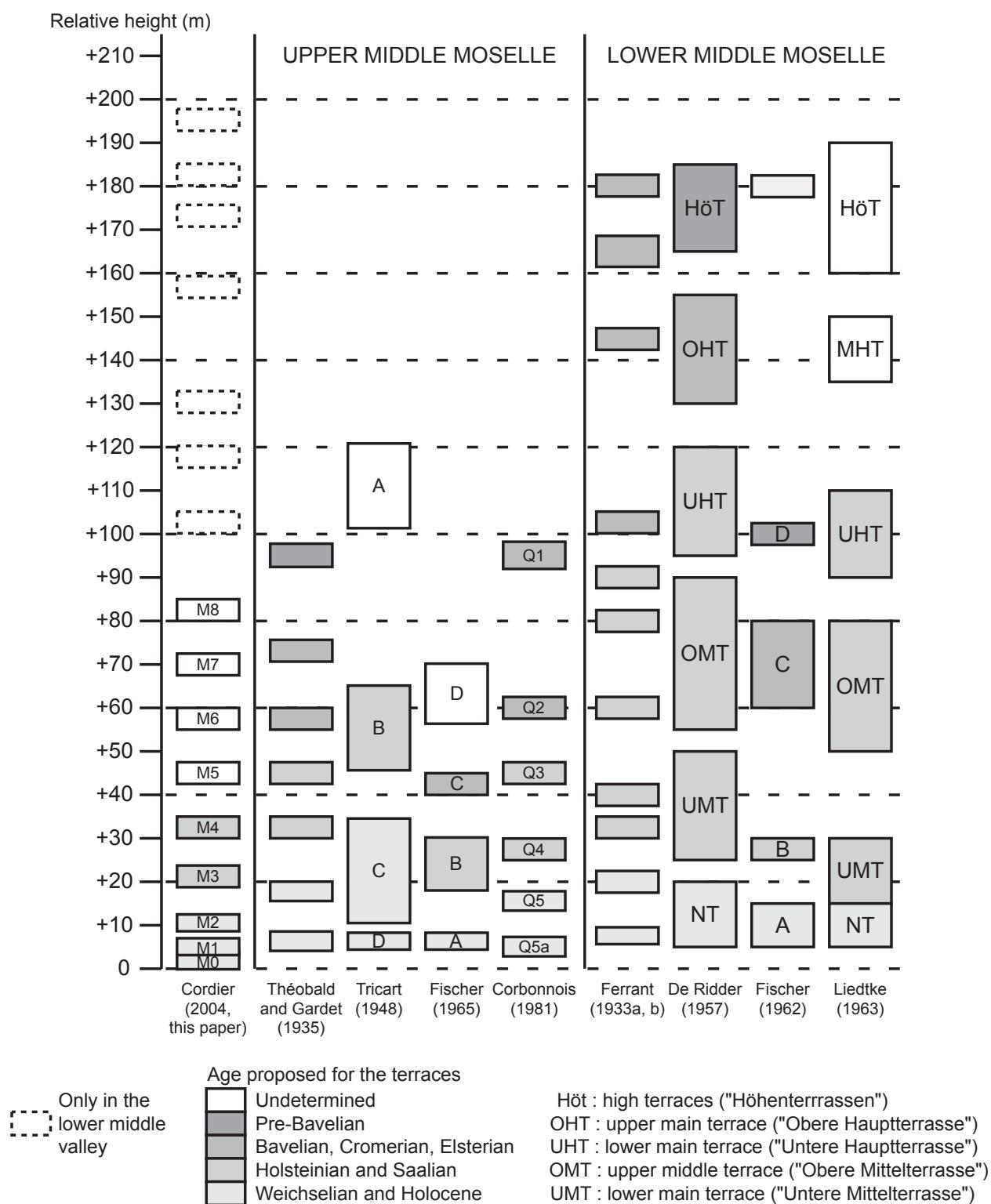


Figure 3: chronostratigraphy of the Moselle terraces in the middle valley, according to several authors. The thick alluvial terraces (e.g. UMT, OMT...) recognized in some previous studies (e.g. De Ridder, 1957 ; Liedtke, 1963) actually corresponds with «terraces systems», each one including two or three terraces.

		UPPER LOWER VALLEY (Trier-Cochem)					LOWER LOWER VALLEY (Cochem-Koblenz)			WHOLE LOWER VALLEY				
TERRACE SYSTEMS		CORDIER (2004)	KREMER (1954)	MÜLLER (1976)	LÖHNERTZ (1982)	NEGENDANK (1983a,b)	OSMANI (1976)	BIBUS (1983)	NEGENDANK (1983a)	HOFFMANN (1996)	Relative height in Trier	Relative height in Cochem	Relative height in Koblenz	
"PLATEAUTAL"	high terraces		Htes T	HÖT	HöT	t1 - t2	t _{MM1/2}	ÄHT	t _{M1}		HöT	180-205m	220-250m	—
	upper	main terraces	TPS	OHT	HT	t3	t _{MM3}	OHT	t _{M2}	t _{UM1}	äHT	165-175m	200-215m	—
	middle			MHT		t4	t _{MM4}	MHT	t _{M3,4}	t _{UM2}	jHT (several levels)	130-150m	180-200m	135-180m
	lower		TPI	UHT		t5 - t6	t _{MM5}	UHT	t _{M5,6}	t _{UM3} t _{UM4,5?}	UjHT (several levels)	110-125m	—	110-120m
	upper	middle terraces	M8 M7 M6 M5 M4 M3	OMT	OMT	t7	t _{MM6}	OMT	t _{M7}	t _{UM6}	OMT	70-90m	70-85m	80-90m
	lower		UMT	UMT	t8	t _{MM7}	UMT	t _{M8}	t _{UM7}	UMT	UMT	30-55m	35-65m	25-60m
	lower terraces		M2 M1	NT	NT		t _{MM8}	NT	t _{UM8}	NT	0-15m	0-10m	0-20m	
							t _{MM9}							

Age proposed for the terraces

- Undetermined
- Pre-bavelian
- Bavelian, Cromerian and Elsterian
- Holsteinian and Saalian
- Weichselian and Holocene

Table 1: chronostratigraphy of the Moselle terraces in the lower valley, according to several authors. Despite a general agreement concerning the distinction between high, main, middle and lower terraces system, the number of terraces in the upper systems (high and main terraces system) is not unquestionable so far.

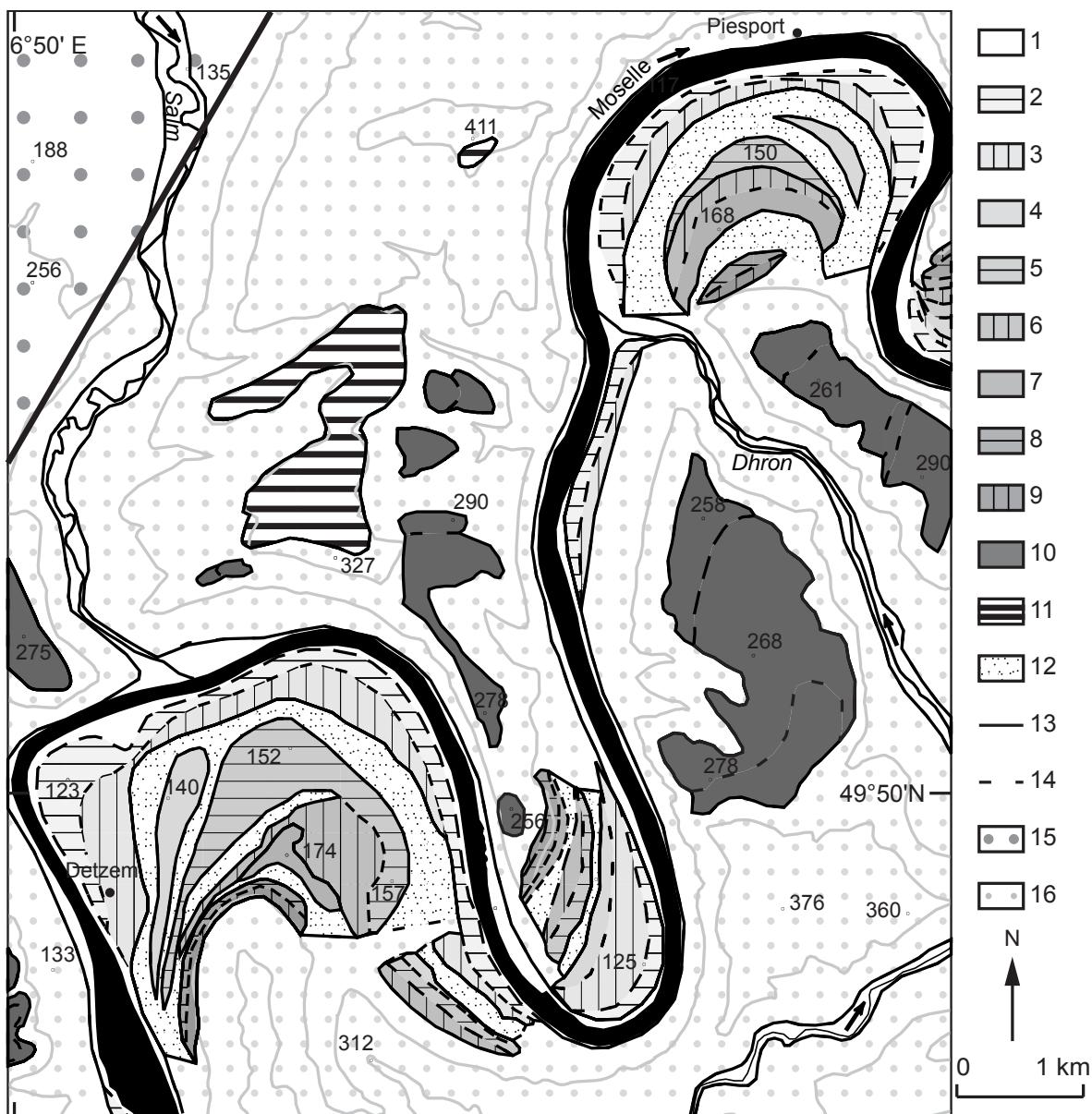
3.3.Rhenish Massif

The terrace morphology changes downstream from Trier, in the lower valley. The distinction between the middle and lower terrace systems, as well as the high terrace system appears very clearly in the valley morphology.

The middle and lower terraces are indeed well preserved along the convex bank of the Moselle meanders, the so-called entrenched valley ("Engtal", sensu HOFFMANN, 1996). Previous investigations recognized three terrace levels only: the lower, lower middle and upper middle terraces, sensu KREMER (1954), MÜLLER (1976) and OSMANI (1976) (Tab. 1). ZÖLLER (1985) however recognized two lower middle terraces in an old meander of the Moselle in the present lower Saar valley ("Konzer Tälchen"). On the same way, NEGENDANK (1983a, b) locally suggested a subdivision between two lower terraces, especially downstream from Bernkastel-Kues. The subdivision was mainly based on the differences in elevation of the fluvial deposits.

ZOLITSCHKA & LÖHR (1999) established a clear morphological subdivision between two lower terraces (NT1 and NT2) near Trier, whose basis are located at 7-8 m and 3 m above the present floodplain bedrock, respectively.

Our research in the lower Moselle valley mainly focused on the Detzem-Piesport basin. This basin is situated 30 km downstream from Trier, and includes the two well developed meanders of Detzem and Piesport, with the famous spur of Trittenheim ("Trittenheimer Sporn"). The presence of numerous quarries in this small part of the valley allowed an excellent reconstruction of the morphology of the alluvial units. It first evidences the fact that the morphology of a terrace may vary from one meander to the other: terrace M3 thus clearly corresponds with a middle terrace in the Detzem-Leiwen and Piesport meander, where it dominates the youngest terraces by a steep slope (Fig. 4). On the contrary it corresponds with the "upper lower terrace" in the spur of Trittenheim, as the steep slope is situated between M4 and M3. This observation should admonish to be cautious while using the classical terminology of "middle" and "lower" terraces. Most of all, six "middle" terraces (from M8 to M3) were distinguished in the Detzem-Piesport basin



1, present floodplain of the River Moselle (M0) and its main tributaries; 2, alluvial terrace M1; 3, alluvial terrace M2; 4, alluvial terrace M3; 5, alluvial terrace M4; 6, alluvial terrace M5; 7, alluvial terrace M6; 8, alluvial terrace M7; 9, alluvial terrace M8; 10, main terraces; 11, high terraces; 12, slope deposits; 13, steep slope between two terraces ; 14, gentle slope between two terraces ; 15, Permian sandstones ; 16, Devonian schists and quartzites.

Figure 4: the alluvial terraces in the Detzem-Piesport basin. While the main and high terraces are located on both parts of the valley, evidencing a former valley course, the youngest terraces are only preserved in the convex banks of the present Moselle meanders.

between 90 and 25 m relative height (Fig. 2c and 4). While the upper units M8 and M7 are often weathered and eroded, the remaining units are well visible in the landscape, as evidenced by the presence of flat surfaces separated by steep slopes. The mean thickness of these alluvial deposits is often close to 4 m.

It is difficult to define the middle and lower terraces downstream from Piesport because of:

- the smaller size of the meanders, e.g. meanders of Wolf, Nehren, Briedern, Ellenz-Poltersdorf (for location, see map of Fig. 1);
- the presence of upper terraces' sediments in their convex bank, e.g. meanders of Bernkastel-Kues, Traben-Trarbach, Pünderich, Zell, Cochem and Dieblich;
- the presence of thick slope deposits, e.g. in the meander of Pünderich (KREMER, 1954);

- the lack of sections, preventing from a good recognition of the bedrock topography.

The geomorphology of the meanders, however, makes it possible to extrapolate the terrace system, as defined in the Detzem-Piesport basin. The bottom of the major slope, which clearly separates the middle terraces from the higher levels, is quite systematically situated at about 90 m relative height corresponding with the upper limit of M8 (Fig. 5).

Taking into account the results already obtained in Trier, the whole middle and lower terrace system consists of eight stepped alluvial units. The altitudes are comparable with those of the middle and lower terraces, as described upstream from Trier (CORDIER ET AL., 2005).

4. Longitudinal correlation and stratigraphy of the middle and lower terraces

The constant relative height of the middle and lower terraces (from M8 to M1) between Pompey and Piesport makes it possible to realize a longitudinal profile (Fig. 5), which can also be extrapolated until Koblenz, according to the constant elevation of the basis of the slope between the middle and the upper terraces.

4.1. The location of the Upper Moselle capture in a terrace system: sedimentological evidence for the morphological correlation

This morphological correlation is confirmed by sedimentological analysis: a major lithological contrast exists between the upper alluvial units (M8 to M4) and the younger ones (M3 to M0) :

- the upper units are mainly composed of quartz and quartzite pebbles, sand-sized tourmaline and zircon heavy minerals except downstream from Trier, where the sediments are combined with schists and quartzites from the Rhenish Massif (Fig. 6). These sediments are typical Vosgian sandstones and conglomerates (PERRIAUX, 1961), evidencing the influence of the Permo-Triassic bedrock;
- a high percentage of granite pebbles and sand-sized hornblende and garnet, which correlate with the crystalline basement of the Vosges massif (HAMEURT, 1967) are typical for the younger terraces M3 to M1 and the present floodplain M0.

This contrast has been evidenced near the present Meurthe-Moselle confluence (upper middle valley) and in the Rhenish Massif, where a clear difference appears between the mineralogical composition of the alluvial units M5 and M4 and that of M3 in the Detzem-Piesport basin. The mineralogical composition of this latter formation is characterized by a high proportion of garnet (Fig. 6), and secondarily of hornblende, which originated mostly in the Vosges Massif ("green" and "vosgian" hornblende), and in the Eifel volcanism (MEYER, 1994; W. BOENIGK, pers. comm.). An evidence for a petrographical "break" was more difficult to find in the Rhenish Massif, due to the weathering of the Vosgian granite pebbles during their transport. The pebble countings of KREMER (1954) and LÖHNERTZ (1982) also revealed that the proportion of granite is always too weak to allow a clear distinction between the alluvial units, even in the younger alluvial formations of the lower Moselle. Petrographical analyses also focused on the gravels (between 315 and 20 mm in diameter). This approach yielded excellent results, indicating a significant contrast in the gravel composition between the units M4 and M3 (Fig. 6).

This duality is similar to that recently recognized between the Meurthe and the Upper Moselle formations (CORDIER ET AL., 2004) :

- the Meurthe formations are actually characterized by the predominance of sediments originating in the sandstones and conglomerates. This composition mainly reflects the lithology of its upper basin, located up to 75 % in the Permo-Triassic strata (CORDIER ET AL., 2002).

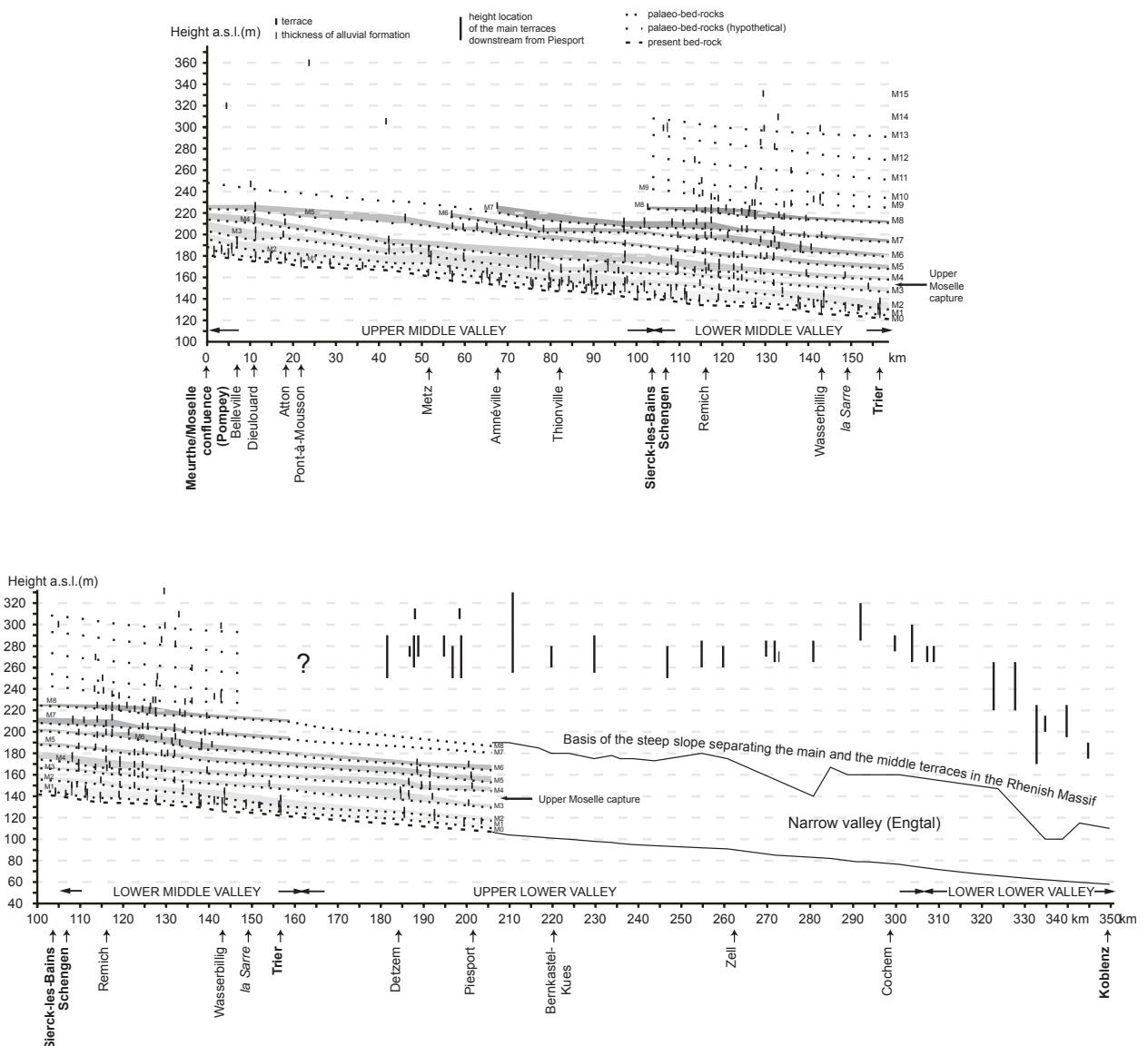


Figure 5: longitudinal profile of the Moselle terraces, evidencing the parallelism of the middle and lower terraces between the Meurthe confluence and Piesport. This parallelism can be extrapolated until Koblenz, as the basis of the steep slope delimiting the narrow valley is situated at a constant relative height (about 90 m).

- the mineralogy and the petrography of the Upper Moselle sediments have been well studied (TAOUS, 1994; FISCHER, 1965; NEGENDANK, 1978; HARMAND ET AL., 1995; LOSSON, 2003, 2004). These results evidence that most of the sediments derive from the crystalline basement of the Vosges Massif (granite, hornblende and garnet). Like in the Meurthe basin, this result has to be linked to the lithology of the Upper Moselle basin, where the crystalline outcrops represent up to 75 % of the bedrock.

Taking into consideration the recent evolution of the regional hydrographic network, the increase of crystalline sediments in the younger units must be allocated to the Upper Moselle capture: the upper middle terraces (and with greater reason the upper terraces) also formed while the Upper Moselle joined the Meuse, and only the lower units M3 to M0 formed since the capture (CORDIER ET AL., 2005). This result is in excellent agreement with more recent research in the Upper Moselle valley, which allowed to recognize four post-capture alluvial units upstream from Pompey (LOSSON, 2003).

The capture occurred between the formation of the units M4 and M3. The constant relative height of these two units between Pompey and Piesport provides complementary evidences for the geometrical correlations of the middle and lower terraces in this area.

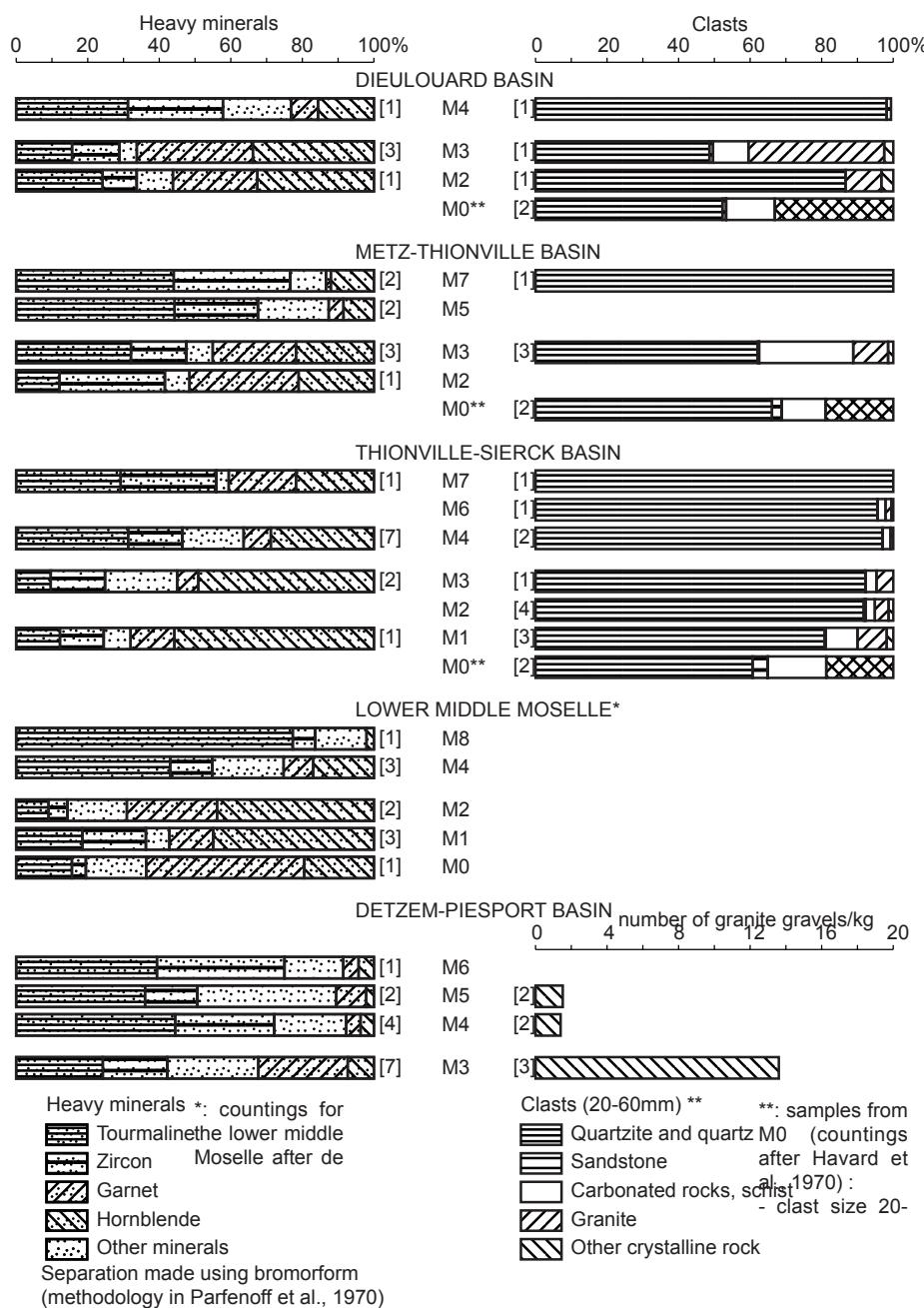


Figure 6: lithological composition of the Moselle alluvial terraces (after Cordier, 2004 and Cordier et al., 2005a). The youngest alluvial formations (from M3 to M0) contain a significant proportion of crystalline sediments (granite, garnet and hornblende), evidencing they correspond with post-capture terraces, formed after the Upper Moselle valley joined the Meurthe.

4.2. The chronostratigraphy of the middle and lower terraces

The location of the Upper Moselle capture in the terrace system also yields a chronological interpretation of terrace M4: the capture has actually been dated, first in the lower Meuse valley by means of thermoluminescence of burnt flints (HUXTABLE &AITKEN, 1985), which provided an age of about 250 ky (Tab. 2). This age was supported both by absolute datings (ESR on molluscs) and relative datings (pedostratigraphy, biostratigraphy, Meuse terraces stratigraphy; VAN KOLFSCHOTEN ET AL., 1993). Furthermore, the uranium-series dating of speleothems, sampled in a gallery which contains siliceous pre-capture deposits allocated to M4, recently confirmed this result by providing an age of about 270 ky (LOSSON & QUINIF, 2001; LOSSON, 2003, 2004). There is also a general agreement to date the capture to about 250-270 ka (VAN BALEN ET AL., 2000), and to correlate the pre-capture unit M4 with MIS 8.

The age estimates for the post-capture terraces M3 and M2 has been determined by OSL dating of fluvial sands from the Meurthe valley (Tab. 2), which can be correlated with the terrace system of the Moselle (CORDIER ET AL., 2004; 2005). The unit M3 correlate with MIS 6, as evidenced by the results for the samples 323 to 326 (Only the IRSL age of sample 323, using MAAD method, suggests that the sedimentation continues until MIS 5.1, but more analyses are needed to explain the important discrepancy between the MAAD and SAR ages for this sample). On the same way the unit M2 has to be linked to MIS 4 and 3 (even if the MAAD age obtained for sample 319 suggests a slightly older age for this sample, possibly reflecting an incomplete light exposure). The unit M1 is allocated to MIS 2, as evidenced by a radiocarbon dating on a juniperus charcoal sampled in the alluvial sands in the luxembourgian valley, which provided an age of 30770 ± 300 years BP (CORDIER ET AL., 2004). The present floodplain M0 finally has a Lateglacial to Holocene age (CARCAUD, 1992 ; ZOLITSCHKA & LÖHR, 1999).

This chronostratigraphical frame indicates that the terrace formation mainly occurs during Pleistocene cold stages (MIS 8, 6, 4 and 2 for units M4, M3, M2 and M1, respectively). If this hypothesis is applied for the older units, it is possible to correlate the upper middle terraces M5, M6, M7 and M8 with MIS 10, 12, 14 and 16, respectively. This correlation is in good agreement with the relative height of these terraces. It furthermore evidences that the middle and lower terrace system of the Moselle valley formed during the last 650 ky.

OSL DATING IN THE MEURTHE VALLEY (after Cordier, 2004)

Alluvial terrace	Lab-ID. LUM	Cosmic [$\mu\text{Gy/a}$]	Water [%]	Dose rate [Gy/ka]	Palaeodose [Gy]-MAAD	Palaeodose [Gy]-SAR	IRSL age [ka]-MAAD	IRSL age [ka]-SAR
M2	317	140 ± 14	20 ± 5	3.58 ± 0.25	252.4 ± 4.8		70.5 ± 5.2	
	318	140 ± 14	20 ± 5	4.49 ± 0.33	313.2 ± 2.8	261.8 ± 5.7	69.8 ± 5.2	56.4 ± 4.5
	319	140 ± 14	20 ± 5	4.29 ± 0.30	369.0 ± 4.2	303.6 ± 8.0	86.1 ± 6.0	70.8 ± 5.2
	322	140 ± 14	20 ± 5	3.80 ± 0.26	187.7 ± 2.5	154.2 ± 14.9	49.5 ± 3.5	40.6 ± 4.8
M3	323	140 ± 14	20 ± 5	3.42 ± 0.25	305.6 ± 3.8	449.8 ± 35.3	89.4 ± 6.6	132 ± 14
	324	140 ± 14	20 ± 5	3.38 ± 0.27	520.6 ± 4.1	437.4 ± 29.4	154 ± 12	129 ± 13
	326	140 ± 14	20 ± 5	3.51 ± 0.29	526.3 ± 29.2		150 ± 15	
	320	140 ± 14	20 ± 5	2.43 ± 0.22	395.4 ± 3.1		163 ± 15	

U/Th DATING OF SPELEOTHEMS FROM THE UPPER-MOSELLE VALLEY NEAR TOUL
(after Losson, 2003)

Alluvial terrace	Lab. sample	[U] ppm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$[^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{t=0}$	Age [ka]
M4	Pui-GIO-2	$0,253 \pm 0,004$	$1,243 \pm 0,020$	$0,969 \pm 0,042$	19 ± 3	1,518	$269,8 \pm 64/-41$

RADIOCARBON DATING OF A JUNIPERUS CHARCOAL FROM THE LUXEMBOURGIAN MOSELLE VALLEY (source : National Museum for History and Art of Luxembourg)

Alluvial terrace	Lab. sample	Measured radiocarbon age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio	Conventional radiocarbon age
M1	beta-182248	30790 ± 300 BP	$26.1\text{\textperthousand}$	30770 ± 300 BP

Table 2: dating results obtained on samples carried out from the Meurthe and Moselle valleys (after several authors)

4.3. The longitudinal profile and its tectonics incidences

The longitudinal profile of the middle and lower terrace system along the Moselle valley (Fig. 5) is characterized by the absence of significant deformation through the Paris Basin and the Rhenish Massif. This result is in agreement with THÉOBALD & GARDET (1935) and KREMER (1954), which evidence the paral-

lelism of the terraces. On the contrary, it calls into question the previous research in the lower middle valley between Sierck and Trier indicating either a middle terrace deformation into a domal shape (DE RIDDER, 1957) or a constant elevation (FISCHER, 1962).

This result is of fundamental importance because it clearly demonstrates the lack of different uplift rates in the Rhenish Massif and the Paris Basin at least since the Upper Moselle capture (Middle Saalian), and even since the aggradation of M8, allocated to MIS 16. The Moselle valley evolution during the middle and upper Pleistocene gives evidence for a moderate uplift of these two tectonic units. The maximal uplift rate, deduced from the velocity of incision, is estimated to 0.115 mm/year since the upper Moselle capture, and to 0.125 mm/year since the formation of terrace M8, without significant acceleration during this period (Fig. 7).

This result is comparable with the value proposed by WESTAWAY (2001) for the area of Koblenz, with an estimated uplift rate of 0.15 mm/year. The mechanism of uplift assumed by this author (inflow of lower crust under the Rhenish Massif, in response to a lateral pressure gradient) seems however inconsistent with the longitudinal profile of the middle and lower terraces, which evidences a similar evolution of the Rhenish Massif and the Paris Basin.

The uplift rate proposed here considerably differs from the one obtained by HOFFMANN (1996) for the Moselle valley, and extended by MEYER & STETS (1998) for the rivers of the Rhenish Massif. These authors assume a constant strong uplift of the massif, from 800 ky ago until today, and estimate the uplift rate during the Middle and Upper Pleistocene at ca 0.25 mm/yr. Our results also differ from the reconstructions of VAN BALEN ET AL. (2000) for the Meuse valley in the western Rhenish Massif (Ardenne hills) who assumed highly variable incision velocities (Fig. 7). While the difference concerning the last 250 ky clearly results in the Upper Moselle capture, uncertainties remain for the pre-capture evolution.

This uplift is contemporaneous with Pleistocene climate change. The chronostratigraphical frame of the middle and lower terraces makes it possible to link the fluvial evolution with the major climate fluctuations, as in numerous other main European valleys (BRIDGLAND, 2000; BOENIGK & FRECHEN, in press). The succession of glacial and interglacial stages generates modifications in the fluvial style of the Moselle, and mainly a succession of :

- aggradation phases correlated with cold periods (coarse sediments) as evidenced by cryoturbation features and cold faunal remains in the sediments (COÛTEAUX, 1970; CORDIER, 2004; CORDIER ET AL., 2005, 2006);

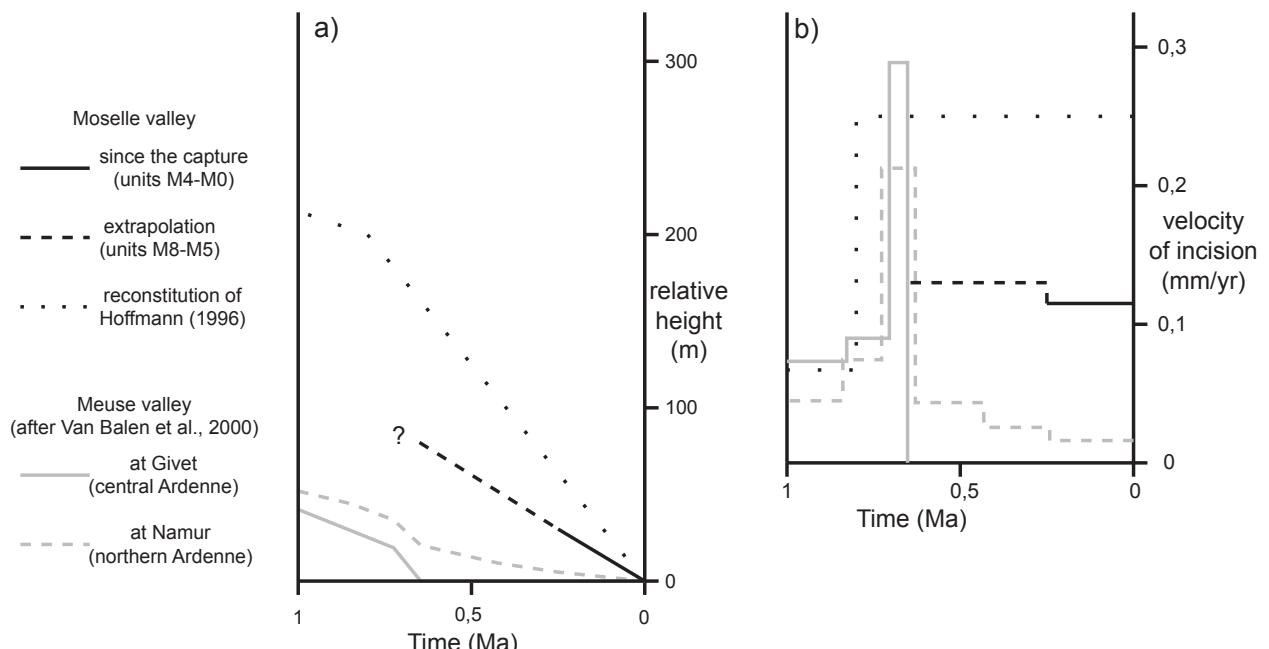


Figure 7: incision in the Moselle valley since 1 Ma and comparison with the Meuse valley. The assumed incision rhythm, estimated using the chronostratigraphical results, is significantly below than the one assumed by Hoffmann (1996). On the contrary it confirms that the incision along the Moselle valley exceeds the one observed in the Meuse valley, not only since the Upper-Moselle capture but also since 700 ky.

- erosion of these sediments at the cold-to-warm transitions, as observed in numerous exposures;
- silty sedimentation during warm periods;
- main incision phases at the warm-to-cold transitions, favoured by increasing precipitations under continental conditions (ANTOINE, 1994).

5. The upper terrace system

While the middle and lower terrace are preserved in the whole study area, the occurrence of the upper terraces (located at more than 100 m relative height) is extremely variable. These terraces are actually only evidenced in France by residual deposits preserved at the top of the Bajocian cuesta ridge and in the Sierck threshold (Fig. 2a). The important weathering (disappearing of the stratifications, lack of sandy to silty sediments), and the absence of flat surfaces prevent from correlating these remains. In the lower middle valley between Sierck and Trier, the presence of Muschelkalk limestone outcrops favoured the morphological conservation of the upper units; six upper terraces were recognized, although they often correspond with residual deposits (Fig. 2b).

However, the upper terrace system is well developed in the Rhenish Massif, where it corresponds to the “plateau valley” (“Plateautal”), located at more than 130 m above the Moselle (Fig. 2c); it is composed by the high and main terraces of the German authors (“Höhenterrassen” and “Hauptterrassen”). While the high terraces mainly consist of residual deposits, the main terraces are the best preserved archives of the lower Moselle valley. They are associated with broad surfaces slightly tilting towards the river Moselle, and the thickness of sediments often exceeds 10 m. Despite these characteristics, the main terrace system remains hypothetical because of the lack of data concerning the morphology of their basal surface. The number of main terraces is also highly variable according to different authors, ranging from one (MÜLLER, 1976) to three (KREMER, 1954; OSMANI, 1976; NEGENDANK, 1983) or more (BIBUS, 1983; HOFFMANN, 1996). Our research in the Detzem-Piesport basin allowed to recognise four terraces, but the stratigraphy remains hypothetical due to the lack of data concerning the altitude of the bedrocks.

6. Discussion

The main terraces of the Moselle valley correspond to important fluvial archives in the Rhenish Massif. Although they have been intensively studied, two major questions remain. The first concerns their longitudinal profile and its interpretation: previous publications suggested that the main terraces are located at a constant absolute elevation (“Horizontalkonstanz”, LÖHNERTZ, 1982, 2003) between Trier and the area of Cochem, then their relative altitude abruptly decreases until the Rhine confluence (Fig. 5 and Tab. 1). If the absence of fluvial archives between 230-240 m a.s.l. and the top of the M8 terrace in the upper lower valley support the idea of a present horizontality of the main terrace profiles, the interpretation of this profile remains unsure, as the authors develop either the theory of an updoming centred in the area of Cochem (NEGENDANK, 1978, 1983a, b) or that of a primary weak slope (LÖHNERTZ, 2003), or finally consider it as the result of the deformation of several blocks (HOFFMANN, 1996; MEYER & STETS, 1998). It seems difficult to answer this question, because the main terrace system itself remains hypothetical.

No reliable correlation has ever been made between the upper lower valley between Trier and Cochem and the lower lower valley between Cochem and Koblenz: sedimentological results enable to distinguish between the main and the middle terrace systems, due to a higher proportion of quartz gravels in the main terraces (50 % versus 35 %; OSMANI, 1976, 1989).

The most important question concerns the age of the main terraces. Recent research in the Moselle valley (HOFFMANN, 1996; MEYER & STETS, 1998; LÖHNERTZ, 2003) assumed that the “middle main terrace” formed during the early Middle Pleistocene (about 780 ky BP). This interpretation is based both on sedimentological studies and an absolute dating: mineralogical analyses first evidenced the presence of volcanic minerals (volcanic hornblende, pyroxen) in the main terraces sediments (HOFFMANN, 1996; BOENIGK,

(pers. comm.), which are attributed to the early volcanism of the Eastern Eifel, allocated to around 750 ky ago (WESTAWAY, 2001). On the same way, palaeomagnetical determinations realized in the middle main terrace deposits of the lower Rhine valley near the Dutch border (KLOSTERMANN, 1992) led to recognize the Matuyama-Brunhes boundary in these sediments. Despite the fact that these results are in good agreement, the ages may be underestimated: investigations in the Western Eifel actually demonstrated that volcanism started there in the latest Pliocene. On the same way, the palaeomagnetical approach seems unreliable for the Moselle valley, since a reliable correlation between the Rhine valley and the Moselle valley in the Rhenish Massif is lacking.

Taking into consideration the morphology of the terrace system, the assumed age for the middle main terrace seems also inconsistent with the age allocated to the upper middle terrace M8, implying a very strong dome-shaped uplift ranging from 50 m in area of Trier to 110 m in the area of Cochem during a short period of time (about 150 ky, between 780-800 and 650 ky BP). The incision rate during this period is estimated to about 0.5 mm/yr; if such an acceleration of incision is conceivable (R. VAN BALEN, pers. comm), and not uncompatible with the recent research concerning the uplift of the Rhenish Massif (GARCIA-CASTELLANOS ET AL., 2000), this rate seems more typical of young uplifted mountains than of a part of a Variscan orogenic belt. Moreover, no tectonical deformations were described in the alluvial deposits of the main terraces along the Moselle valley. This observation also implies the main terrace stratigraphy and chronology to be reconsidered in order to obtain a consistent model with that of the middle and lower terraces.

7. Conclusion

The terrace system of the middle and lower Moselle valley, between the Meurthe confluence and the Rhine confluence, consists of high terraces and of eight stepped middle and lower terraces (from M8 to M1). While the high terraces are well preserved only in the Rhenish Massif (main terraces), the middle and lower units are preserved in the whole studied area. As their bases are located at constant relative heights, a longitudinal profile can be realized. It is confirmed by sedimentological analysis, which evidences a mineralogical and petrographical contrast between the formations of the older terraces (M8 to M4) deposited before the Upper Moselle capture, and the younger sediments (terraces M3 to M1) deposited since that capture. OSL and radiocarbon datings provided an independent age control for the lower terraces (M4 to M1). This chronostratigraphical frame led to correlate each terrace formation with a glacial-interglacial cycle, evidencing the climate control on the Moselle valley evolution. Extrapolating these results, an age estimate is proposed for the upper middle terraces (M8 to M5). Terrace M8 is also allocated to MIS 16, about 650 ky ago. The parallelism of the middle and lower terraces through the Paris Basin and the Rhenish Massif is interpreted as reflecting the absence of differential tectonic movements between these two units since the beginning of the Middle Pleistocene. As a consequence, this result calls the former stratigraphy of the main terraces (allocated to the Matuyama-Brunhes boundary) into question. Only the realization of new datings will make it possible to reconstruct the formation of the main and middle terraces of the Moselle valley, and to provide a consistent model of the valley evolution during the Pleistocene.

References

- ANTOINE, P. (1989): Les terrasses quaternaires du Bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique, contribution à la connaissance du paléoenvironnement des gisements paléolithiques. - Thèse doctorat, Univ. Sciences et Techniques de Lille, 437 pp.
- (1993): Le système de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. - Quaternaire, 4, 1: 3-16.
- (1994): The Somme valley terrace system (northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. - Terra Nova, 6: 453-464.

BIBUS, E. (1983): The tectonic position of the lower Mosel block in relation to the Tertiary and old Pleistocene uplift. - In : FUCHS ET AL. (eds.) (1983) : Plateau Uplift. The Rhenish Shield : a case history, 73-77; Springer.

BOENIGK, W., M. FRECHEN (in press): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. - *Quat. Sc. Rev.*

BORGSTÄTTE, O. (1910): Die Kieseloolitheschotter- und Diluvial-Terrassen des unteren Moseltales. - Diss., Univ. Bonn, 54 pp.

BRIDGLAND, D.R. (2000): River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift, and early human occupation. - *Quat. Sc. Rev.* 19: 1293–1303.

CARCAUD, N. (1992): Remplissage des fonds de vallée de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. - Thèse doctorat Nouveau Régime, Univ. Nancy 2, 281 pp.

CHAUSSÉ, C. (2003): Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approche géométrique et chronostratigraphique. L'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy. - Thèse doctorat, Univ. des Sciences et Technologies de Lille 1, 444 pp.

CHAUSSÉ C., P. VOINCHET, J.J. BAHAIN, N. CONNET, V. LHOMME & N. LIMONDIN-LOZOUET (2004): Middle and upper Pleistocene evolution of the River Yonne valley (France). First results. - *Quaternaire*, 15, 1-2: 53-64.

CORBONNOIS, J. (1981): L'avant-côte de Moselle au sud de Metz, étude de géographie physique. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Nancy 2, 322 p.

CORDIER, S., (2004): Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblenze : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques. - Thèse Doctorat, Univ. Paris XII, 455 pp.

CORDIER S., D. HARMAND & M. BEINER (2002): Les alluvions anciennes de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du bassin de Paris, France) : étude morphosédimentologique et essai de reconstitution paléoclimatique. - *Rev. géogr. Est*, XLII, 4: 197-208.

CORDIER, S., D. HARMAND, B. LOSSON & M. BEINER (2004): Alluviation in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin, France) : lithological contribution to the study of the Moselle capture and Pleistocene climatic variations. - *Quaternaire*, 15, 1-2: 65-76.

CORDIER, S., M. FRECHEN, D. HARMAND & M. BEINER (2005): Middle and upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and the Rhenish Massif. – *Quaternaire*, 16, 3: 201-215.

CORDIER, S., D. HARMAND, M. FRECHEN & M. BEINER (2006, in press): Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). - *Quat. Sc. Rev.*

COÛTEAUX, M. (1970): Étude palynologique des dépôts quaternaires de la vallée de la Sûre à Echternach et à Bertdorf, et de la Moselle à Mertert. - Arch. Inst. Gr. Ducal du Luxembourg, sect. sci. nat., phys. et math., 34: 297–336.

DESPRIÉE, J., P. VOINCHET, J.J. BAHAIN, C. FALGUÈRES, J.M. LORAIN & J. DUVIALARD (2003): Les nappes alluviales pléistocènes du Loir dans la région de Vendôme (Loir et Cher, France) : contexte morphosédimentaire et chronologie RPE. - *Quaternaire*, 14, 4: 207-218.

DESPRIÉE, J., R. GAGEONNET, P. VOINCHET, J.J. BAHAIN, C. FALGUÈRES, J. DUVIALARD & F. VARACHE (2004): Pleistocene fluvial systems of the Creuse river (Middle Loire basin – Centre region, France). - *Quaternaire*, 15, 1-2: 77-86.

DIETRICH, B. (1910): Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. - Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinld u. Westf., Bonn, 67: 83-181.

FERRANT, V. (1933a): Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. Erster Teil. - *Les Cahiers Luxembourgeois*, 1: 65-116.

- (1933b): Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. Zweiter Teil. - *Les Cahiers Luxembourgeois*, 2: 195-236.

FISCHER, F. (1962): Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel. - *Ann. Univ. Sarav. Nat.*, X: 13-48.

- (1965): Zusammenfassender Überblick über die Mosel-Terrassen zwischen Remiremont und der Saar-mündung sowie Versuch einer zeitlichen Gliederung der Terrassen des Moselsystems. - *Ann. Univ. Sarav. Nat.*, IV: 122-145.

GARCIA-CASTELLANOS D., S. CLOETINGH & R.T. VAN BALEN (2000): Modelling the middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif : thermo-mechanical weakening under the Eifel? - *Global and Planetary Change*, 27: 39-52.

HAMEURT, J. (1967): Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. - *Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr.*, 26, 402 pp.

HARMAND, D. (1989): La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny-sur-Meuse et Mouzon (Ardennes). Tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Nancy 2-Nancy I, 703 pp.

HARMAND, D., A. WEISROCK, P. GAMEZ, J. LE ROUX, S. OCCHIETTI, M. DESHAIES, J.C. BONNEFONT & M. SARY (1995): Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. - *Rev. géogr. Est*, XXXV, 3-4: 321-343.

HARMAND, D., A. PISSART & L. KROOK (1998): L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales. - In : *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes. Symposium „Problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux“*, 157-173.

HAVARD, H., G. MAUGET & B. HUSSON (1970): Etude des matériaux alluvionnaires du bassin versant de la Moselle. - *Laboratoire des Ponts et Chaussées de Nancy*, 173 pp.

HOFFMANN, R. (1996): Die quartäre Tektonik des südwestlichen Schiefergebirges begründet mit der Höhenlage der jüngeren Hauptterrasse der Mosel und ihrer Nebenflüsse. - *Bonn. Geowiss. Schrift.*, Band 19, 156 pp.

HUXTABLE, J. & M.J. AITKEN (1985): Thermoluminescence dating results for the Paleolithic site Maastricht-Belvédère. - *Med. Rijks geol. Dienst.*, 39, 1: 41-44.

JUVIGNE, E. & F. RENARD (1992): Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115, 1: 167-186.

KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär in der Niederrheinischen Bucht. - *Krefeld (Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen)*, 200 pp.

KREMER, E. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. - *Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde*, 6: 100 p.

LIEDTKE, H. (1963): Geologisch-geomorphologischer Überblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Sierck und Remich. - *Arb. aus dem Geogr. Inst. der Univ. des Saarlandes*. 8: 37-57.

LÖHNERTZ, W. (1982): Die altpaleozänen Terrassen der Mittelmosel. Überlegungen zur „Horizontalkonstanz“ der Terrassen der „Rheinischen Hochscholle“. - *Catena*, 9: 63-75.

- (2003): Eocene paleovalleys in the Eifel : mapping, geology, dating and implications for the reconstruction of the paleosurfaces and vertical movements of the lithosphere at the edge of the Rhenish Shield. - *Géol. Fr.*, 1: 57-62.

LOSSON, B. (2003): Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. - Thèse doctorat Nouveau Régime, Univ. Metz, 825 p.

LOSSON B. (2004): Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. – *Mosella*, 29, 492 p.

LOSSON B. & Y. QUINIF (2001): La capture de la Moselle : nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. - Karstologia, Paris, 37: 29-40.

MEYER, W. & J. STETS (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. - Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesell., 149: 359-379.

MÜLLER, M.J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der „Wittlicher Senke“. - Forschungen zur deutschen Landeskunde, 207: 185 pp.

MÜLLER, A., F. QUESNEL, D. HARMAND & S. CORDIER (in prep.): Carte géologique de la France à 1/50000 et notice explicative, feuille Thionville-Waldwisse (114). BRGM, Orléans.

NEGENDANK, J.F.W. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. - Forschungen zur deutschen Landeskunde, 211, Trier, 90 pp.

- (1983a): Cenozoic deposits of the Eifel-Hunsrück area along the Mosel river and their tectonic implications. - In : FUCHS ET AL. (eds.) (1983) : Plateau Uplift. The Rhenish Shield : a case history, 78-88; Springer.

- (1983b): Trier und Umgebung. - Sammlung Geol. Führer, Berlin-Stuttgart (Bornträger), 60, 195 pp.

OSMANI, G.N. (1976): Die Terrassenlandschaft an der unteren Mosel. Ein geologische Untersuchung. - Diss. Univ. Bonn, 125 pp.

- (1989): Die älteren Sedimente der Mosel. - Mainzer geowiss. Mitt., 18: 157-175.

PARFENOFF A., C. POMEROL C. & J. TOURENQ (1970): Les minéraux en grains. Méthode d'étude et détermination. - Masson, 578 p.

PENCK, A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage. - Preußische Akademie der Wissenschaften. Sitz der Phys-Math., 12: 236-246.

PERRIAUX F. (1961): Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. - Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr., 18, 236 pp.

PISSART A., D. HARMAND & L. KROOK (1997a): 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 Quat., 51, 3: 267-284.

RIDDER, N.A. DE (1957): Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes. - Geog. Inst. Rijks Univ. Utrecht, 13, 138 pp.

TAOUS, A. (1994): Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (approche morphosédimentaire et pétrographique). - Thèse doctorat, Univ. Nancy 2, 201 pp.

THÉOBALD, N. (1932): Le pays de Sierck : description géologique, comprenant une étude détaillée des terrasses de la Moselle entre Koenigsmacker et Sierck. - Bull Soc. Hist. Nat. Moselle, Metz, 32: 5-45.

THÉOBALD, N. & G. GARDET (1935): Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. - Bull. Cent. Soc. Hist. Nat. Moselle, Metz, 34: 69-100.

TRICART, J. (1948): La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique. - Thèse doctorat, SEDES, Paris, 2 t., 274 pp.

VAN BALEN, R.T., R.F. HOUTGAST, F.M. VAN DER WATEREN, J. VANDENBERGHE & P.W. BOGAART (2000): Sediment budget and tectonic evolution of the Maas catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. - Global and Planetary Change, 27: 113-119.

VAN KOLFSCHOTEN, T., W. ROEBROEKS & J. VANDENBERGHE (1993): The Middle and Late Pleistocene sedimentary and climatic sequence at Maastricht-Belvédère: the Type Locality of the Belvédère Interglacial. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 47: 81-91.

WANDHOFF, E. (1914): Die Moselterrassen von Zeltingen bis Cochem. - Diss. Univ. Giessen, 111 pp.

WESTAWAY, R. (2001): Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, north-west Europe. - In: Maddy, D., Macklin, M.C. and Woodward, J.C. (eds.) River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental change, Balkema, 87-167.

ZOLITSCHKA, B. & H. LÖHR (1999): Geomorphologie der Mosel-Niederterrassen und Ablagerungen eines ehemaliges Altarmsees (Trier, Rheinland Pfalz) : Indikatoren für jungquartäre Umweltveränderungen und anthropogene Schwermetallbelastung. - Petermanns Geog. Mitteilungen, 143: 401-416.

ZÖLLER, L. (1985): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe Raum. - Forschungen zur deutschen Landeskunde, 225: 240 pp.

Adresses of the authors: Dr. Stéphane Cordier, Département de Géographie, Facultés des Lettres et Sciences Humaines, Université Paris XII Val de Marne, 61 avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil Cedex, France. stephane.cordier@univ-paris12.fr – Prof. Dr. Dominique Harmand, Laboratoire de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, F-54000 Nancy, France – Prof. Dr. Manfred Frechen, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA), Section Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, Germany – Dr. Monique Beiner, 2a rue du Jardin Keck, F-67000 Strasbourg, France

LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA MEURTHE EN LORRAINE SÉDIMENTAIRE (EST DU BASSIN DE PARIS, FRANCE) : ÉTUDE MORPHOSÉDIMENTOLOGIQUE ET ESSAI DE RECONSTITU- TION PALEOCLIMATIQUE

THE PLEISTOCENE ALLUVIAL DEPOSITS OF THE MEURTHE RIVER IN LORRAINE (EASTERN PARIS BASIN, FRANCE) : MORPHOSEDI- MENTOLOGICAL STUDY AND ATTEMPT OF PALEOCLIMATICAL RE- CONSTITUTION

DIE ÄLTESTEN SCHOTTER DER MEURTHE IN LOTHRINGEN (OSTEN DES PARISERS BECKEN, FRANKREICH) : MORPHOSEDIMENTOLO- GISCHE UNTERSUCHUNGEN UND VERSUCH EINER REKONSTRUK- TION DER PALÄOKLIMATE

Stéphane CORDIER*, Dominique HARMAND et Monique BEINER*****

* Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Paris XII, 61, avenue du Général de Gaulle 94010 Créteil Cedex ; s-cordier@club-internet.fr

** Laboratoire de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Nancy 2, BP 33-97, Nancy ; Dominique.Harmand@univ-nancy2.fr

*** 2a, rue du jardin Keck, 67000 Strasbourg ; Beinerjm@aol.com

Article soumis le 03 décembre 2002, accepté après révisions le 01 mars 2003

Résumé : – A l'aval du Massif vosgien, la Meurthe présente un ensemble de terrasses bien conservé, constitué de 10 niveaux de terrasses étagés. L'analyse de coupes, notamment pour le niveau Me4 (30m d'altitude relative), permet de caractériser l'alluvionnement de la Meurthe. Celui-ci est essentiellement composé d'un remblaiement sableux issu de la couverture permo-triasique des Vosges. Les sédiments plus grossiers, peu épais et riches en éléments issus du socle hercynien, sont observés en sommet de remplissage à l'amont de Lunéville, tandis qu'ils constituent la base du remblaiement plus en aval. La mise en place des dépôts sableux est attribuée aux épisodes pléniglaciaires, celle des séries grossières aux épisodes tardiglaciaires.

Mots clés : DEPÔTS FLUVIATILES – TERRASSES ALLUVIALES – MINERAUX LOURDS – CYCLE GLACIAIRE – MEURTHE – LORRAINE.

Abstract : – Downstream from the Vosges Massif, the Meurthe River presents well-preserved terraces. Ten stepped terraces levels are identified. The study of several exposures shows the predominance of sandy deposits, coming from the Permian and Triassic stratas. Upstream from Lunéville, they are overlain by coarse sediments issued from the basement. The deposit of the sandy series and of the coarse series probably occurred respectively during the full-glacial and the late glacial episods.

Keys-words : FLUVIAL DEPOSITS – ALLUVIAL TERRACES – HEAVY MINERALS – GLACIAL CYCLE – MEURTHE – LORRAINE.

Zusammenfassung : – Unterhalb von den Vogesen weist das Tal der Meurthe eine Terrassentreppe auf, die sich in 10 Niveaus aufteilen lässt. Untersuchungen an Gruben in Terrassenkörpern, insbesondere in der 30 m Terrasse (Me 4) erlauben, die Ablagerung der Schotter im Meurthetal zu kennzeichnen. Oberhalb von Lunéville bestehen die Ablagerungen aus einer mächtigen Schicht von Sändern, die aus der Buntsandsteinumrahmung der Vogesen kommen und auf diesen Sändern liegen Schotter, die aus dem Grundgebirge stammen. Es wird daraus geschlossen, dass die sandigen Ablagerungen und die Schotter während der Hochkaltzeit bzw. nach der Hochkaltzeit abgelagert wurden.

Schlüsselwörter : AUFSCHÜTTUNGENLAGER – ALLUVIAL TERRASSEN – SCHWERMINERALANALYSEN – GLAZIAL ZYKLUS – MEURTHE – LOTHRINGEN.

Introduction

Depuis plusieurs décennies, de nombreux travaux se sont attachés à dégager les grandes caractéristiques de l'alluvionnement en Lorraine sédimentaire. La plupart des recherches a ainsi porté sur les vallées de la Meuse et de la Haute Moselle à l'amont de Toul (Vaskou 1981 ; Taous 1994) et sur le site de capture de la Moselle près de cette dernière localité (Harmand et Le Roux, 2000). Malgré un certain nombre d'études, de nombreuses lacunes subsistent en revanche pour ce qui concerne la connaissance des autres vallées lorraines, notamment de celle de la Meurthe (Théobald et Gardet, 1935 ; Tricart, 1948 ; Bonnefont 1986 ; Kowalski 1988 ; Kowalski et al., 1990 ; Weisrock 1990 et 1997 ; Buzzi et al., 1993 ; Vogt, 1992), qui se prolongeait jusqu'au Rhin suivant l'actuelle vallée mosellane avant la capture de la Moselle (Kremer, 1954 ; Schirmer 1990), et constituait ainsi un axe de drainage essentiel en Lorraine, la Paléo-Meurthe (Harmand et al., 1995). Le présent travail, par le recours à diverses méthodes géomorphologiques et sédimentologiques (granulométrie, pétrographie, étude de minéraux lourds inédite dans le bassin de la Meurthe) a pour but de dégager les principales caractéristiques de l'alluvionnement de la Meurthe et de mieux appréhender l'organisation du dispositif alluvial.

Le secteur étudié, long de 70 km, correspond à la vallée de la Meurthe en Lorraine sédimentaire méridionale, depuis Baccarat jusqu'à la confluence avec la Moselle à Pompey. Cette section se trouve au débouché des Vosges cristallines et gréseuses.

Entre Baccarat et Pompey (fig. 1 et 2), la vallée se développe dans des formations secondaires du Bassin parisien et recoupe les cuestas du Muschelkalk, de l'Infracambrien et du Bajocien (respectivement à l'aval de Baccarat, à Rosières aux Salines et à l'aval de Nancy). Un dernier affleurement de roches résistantes est développé dans les calcaires du Muschelkalk à l'aval de Lunéville, dans la traversée de l'anticlinal de Mont/Meurthe (Le Roux, 1980).

Entre ces seuils correspondant à une vallée étroite (parfois moins d'un kilomètre), la vallée de la Meurthe s'élargit dans les assises marneuses du Keuper et du Lias, dépassant parfois 5 km de largeur. Ces secteurs de vallée large coïncident avec trois bassins alluviaux (Mondon, Vitrimont et Nancy, fig.1 et 2) plus ou moins vastes (25 à 70 km²).

I) Le dispositif alluvial de la Meurthe en Lorraine sédimentaire

Des observations de terrain, l'analyse de Modèles Numériques de Terrain et l'exploitation de plusieurs centaines de sondages (Bureau des Recherches Géologiques et Minières et sources diverses) permettent de reconnaître 10 niveaux de terrasses étagés (fig.3) au-dessus de la plaine alluviale Me0. Ces niveaux sont notés de Me1 (basse terrasse) à Me10 pour le plus ancien. Les sommets de ces niveaux sont situés à des altitudes relativement constantes, respectivement à +3-5m au dessus du talweg (Me1), +12m (Me2), +20m (Me3), +30-35m (Me4), +45m (Me5), +60m (Me6), +70m (Me7), +85m (Me8), +110-120m (Me9), et +160m (Me10).

Figure 1

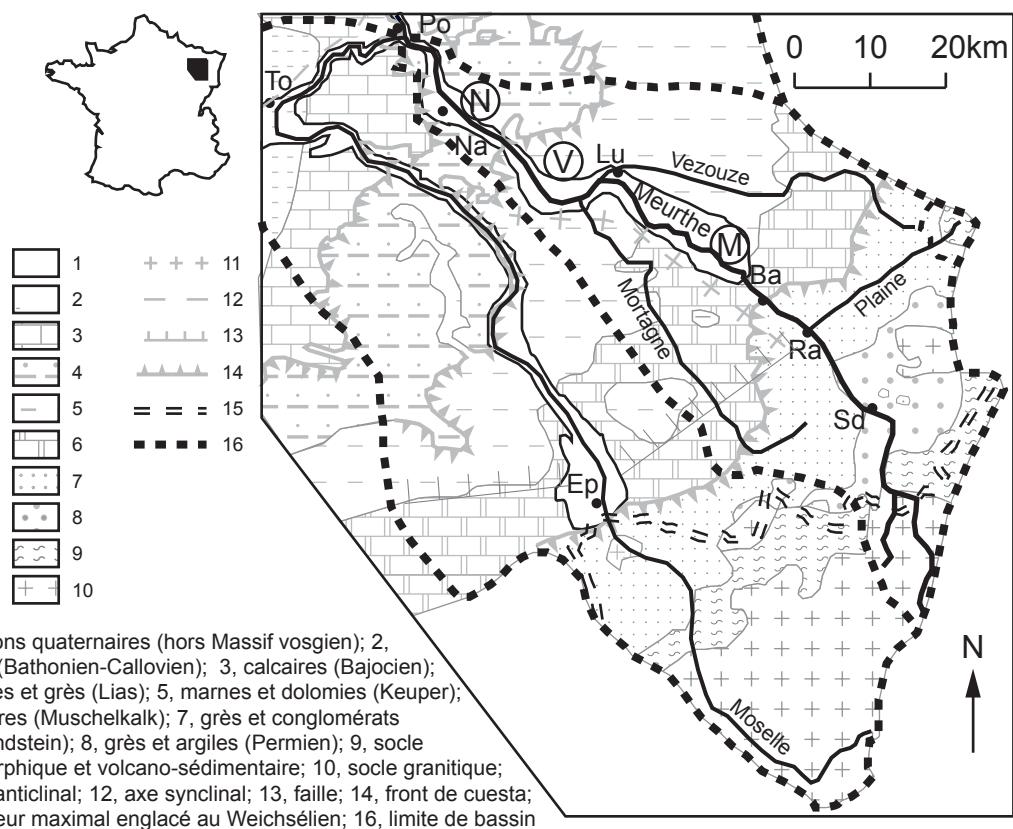
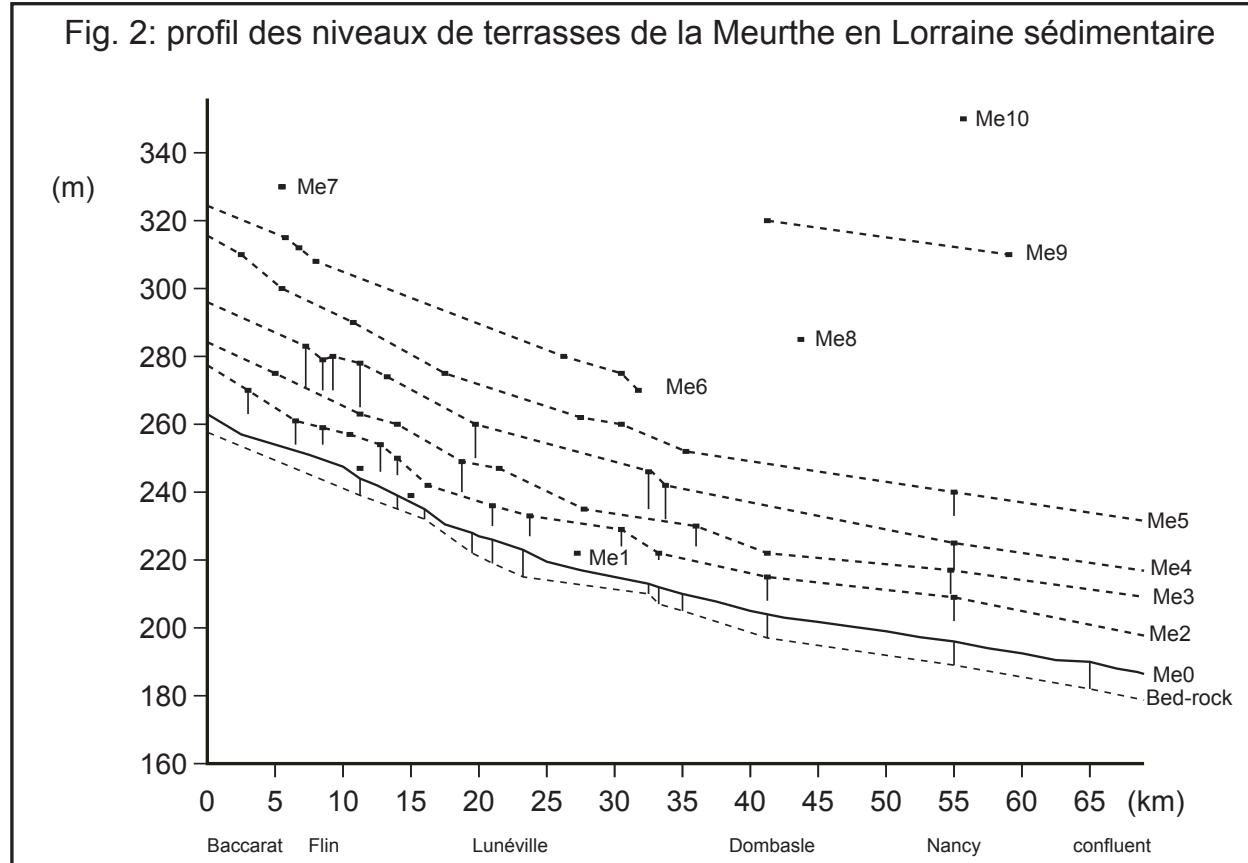


Fig. 2: profil des niveaux de terrasses de la Meurthe en Lorraine sédimentaire

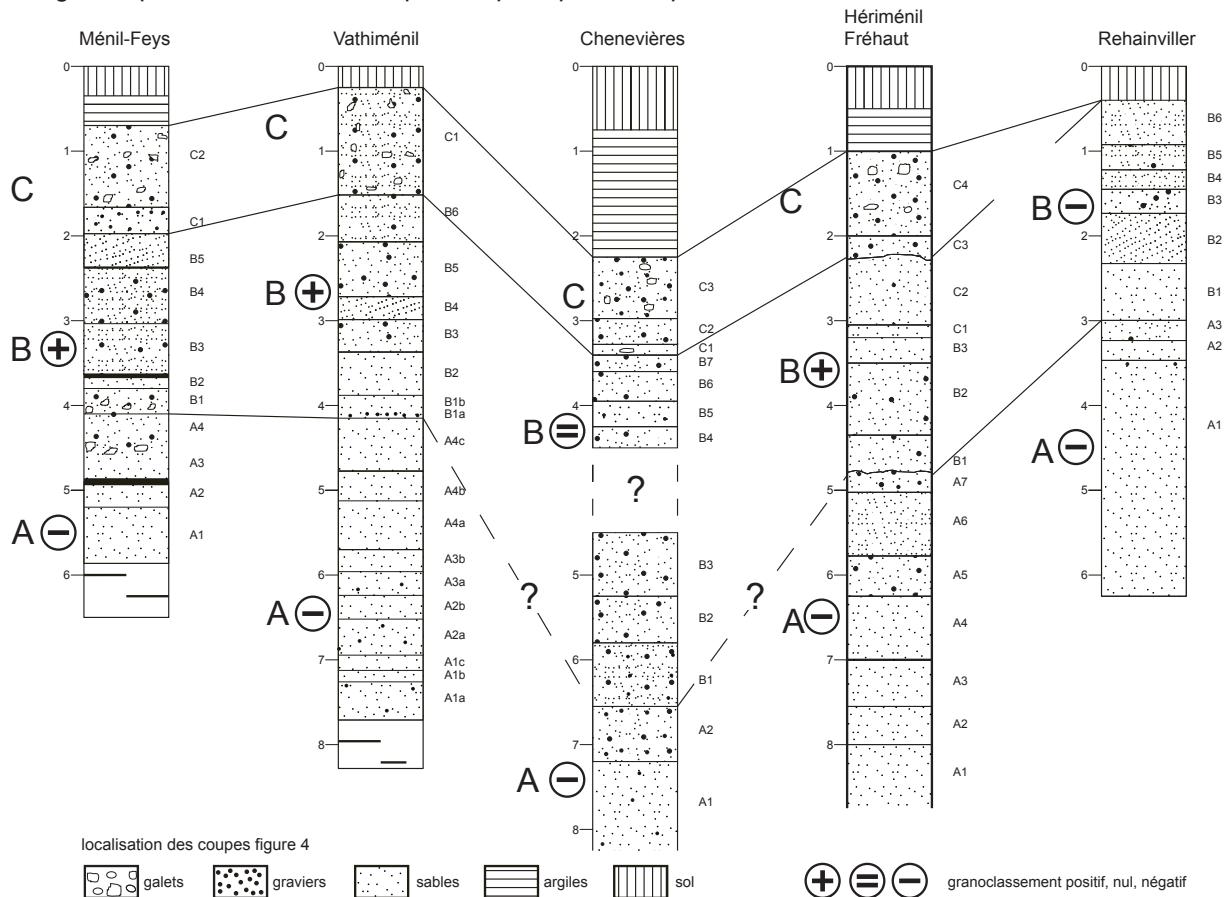


Les niveaux les plus récents (de Me0, la plaine alluviale, à Me5) correspondent à 6 formations alluviales (Lebret et al., 1993) notées de F0 (remblaiement de fond de vallée) à F5. Au-dessus ne subsistent que des alluvions fortement altérées ou résiduelles, les plus élevées (niveau Me10) se trouvant au sommet de la cuesta du Bajocien. L'ensemble de ces niveaux est représenté sur un profil longitudinal couvrant l'ensemble du secteur d'étude (fig.3). Le parallélisme entre les niveaux, déjà observé dans la vallée de la Haute Moselle-Meuse (Harmand et al., 1998), traduit l'absence de déformation locale importante au Quaternaire (Le Roux et Harmand, 1998).

Les formations F2 à F5 correspondent à des dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur. Les coupes les plus importantes se trouvent dans le bassin de Mondon développé sur l'interfluve Meurthe-Vezouze. Elles coïncident avec la formation F4, qui constitue ainsi un niveau-repère.

Plusieurs coupes ont également pu être étudiées dans les formations F2, F3 et F5. Elles complètent les données déjà recueillies sur la plaine alluviale Me0 (Havard et al., 1970 ; Carcaud, 1992) et permettent des comparaisons avec le niveau Me4. Aucune étude n'a en revanche pu être menée sur la basse terrasse Me1 (+3-5 m), d'extension réduite et qui n'est identifiée que très localement (près de Lunéville et de Nancy).

Fig.3: Représentation schématique des principales coupes du niveau +30-35m dans le bassin de Mondon



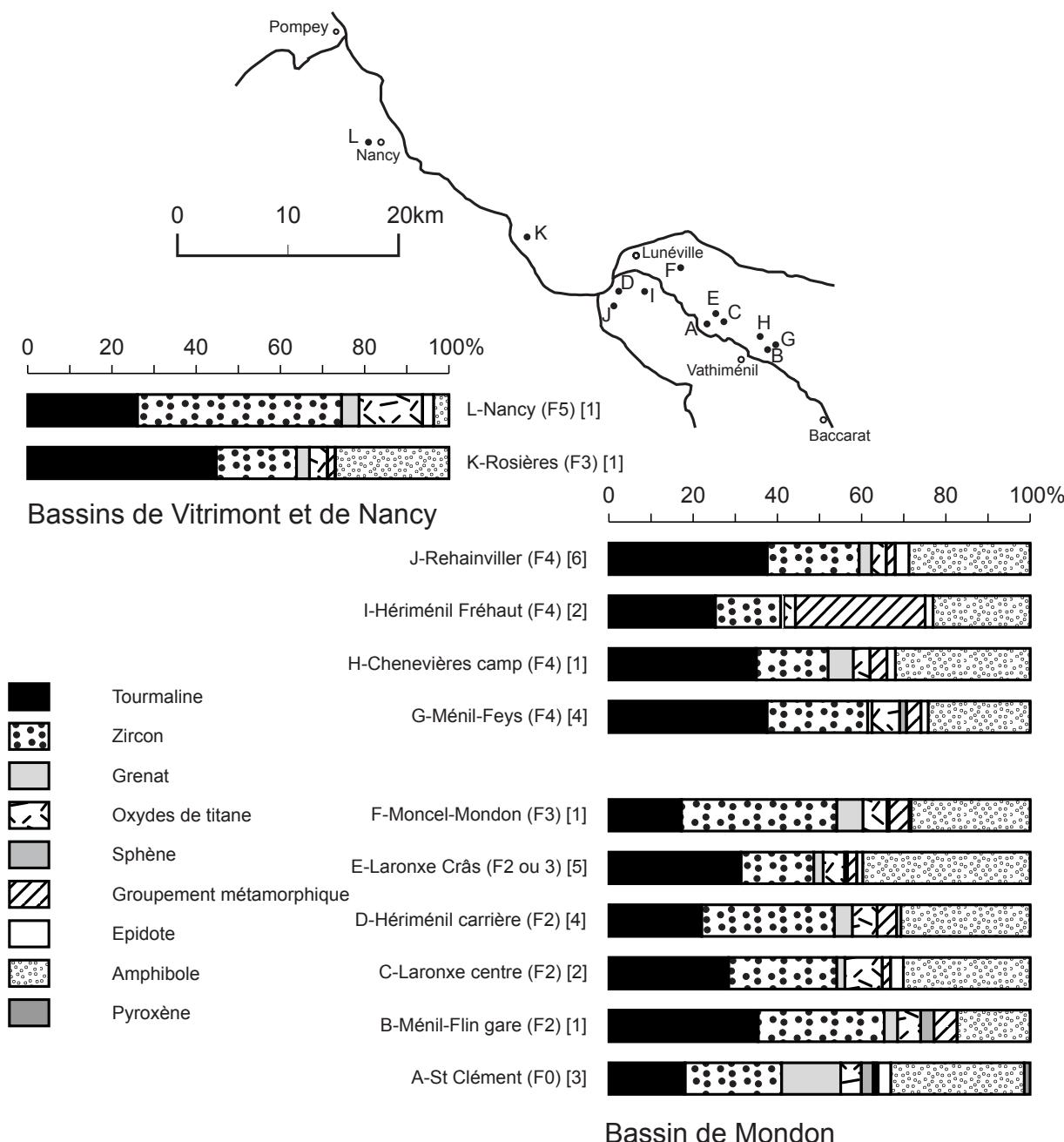
II) Le niveau-repère Me4 dans le bassin de Mondon

Cinq grandes coupes (fig.4) se répartissent sur l'ensemble du bassin de Mondon et permettent l'observation des alluvions sur une épaisseur de 6 à 9 m. Ces coupes sont situées en bordure d'un replat topographique situé à 30-35 m au-dessus du fond de vallée.

A) Granularité et structures sédimentaires des alluvions de la formation F4 (Me4)

Ces coupes présentent des faciès très proches : les alluvions sont essentiellement sableuses ou sablo-graveleuses sur la plus grande épaisseur du dépôt (fig.4). Les galets ne sont visibles que sur une épaisseur de 1 à 2 m en sommet de remblaiement (hormis à Rehainviller où l'on n'observe que quelques galets dispersés dans les séquences sableuses). A Ménil-Feys, deux bancs grossiers peu épais sont par ailleurs visibles dans les séquences inférieures plus fines. Ces alluvions sont localement recouvertes par une formation limono-sableuse, peu épaisse et fortement pédogénisée.

Fig.4: Spectres minéralogiques des alluvions de la Meurthe



Trois séries peuvent être distinguées : à la base, la série A, épaisse de 2 à 4 m, est formée de fines séquences sableuses (souvent plus de 70% de sables), et se caractérise par un granoclassement négatif (enrichissement progressif en graviers vers le haut). La série B (épaisseur 2-3 m) est plus graveleuse (plus de 20 voire 30% de graviers) et présente un granoclassement souvent positif. La granularité des éléments reste cependant modeste, les sables représentant encore plus de 60% des éléments : avec cette prédominance des

éléments sableux –s’expliquant notamment par le piégeage des éléments grossiers dans le bassin de Saint-Dié (Carcaud, 1992), les séries A et B traduisent ainsi la dynamique d’une rivière à régime d’écoulement modéré.

Moins épaisse (1 à 2m), la série supérieure C est plus riche en dépôts grossiers (10 à 30% de galets, moins de 40% de sables) : sa mise en place marque un changement important dans la dynamique fluviale de la Meurthe dont la compétence augmente sensiblement –même si la taille des galets reste modeste, excédant rarement 6cm.

Dans le bassin de Mondon, l’ensemble du dépôt présente donc un granoclassement globalement négatif.

L’étude des structures sédimentaires confirme l’opposition entre des niveaux sablo-graveleux et grossiers : les niveaux sableux présentent un litage subhorizontal, à l’exception de certaines séquences de la série B où s’observent des stratifications obliques entrecroisées. L’observation d’un chenal de recoupement caractéristique des rivières à tresses (Doeglas, 1962 ; Marc Durand, comm. orale) dans la coupe de Vathiménil, la disposition générale des alluvions en séquences peu épaisses permettent de conclure que la mise en place des dépôts s’est effectuée dans un contexte de tressage (Allen, 1982 ; Miall, 1996). Cette donnée rejoint celles obtenues pour les alluvions des moyennes terrasses de la Moselle à sa sortie du Massif vosgien (Taous, 1994), et confirme la capacité de la Meurthe à développer une dynamique de tressage, déjà mise en évidence pour le remblaiement de fond de vallée (Carcaud, 1992).

Le dispositif des séries alluviales confirme cette conclusion : l’ensemble du banc grossier C présente de fait une base nettement érosive, et tronque les séquences supérieures de la série B à litage subhorizontal. Aucune figure sédimentaire n’apparaît dans le dépôt grossier, à l’exception de glosses et plaquettes argileuses au contact avec les horizons limoneux sus-jacents. Ces figures, témoignant d’une évolution pédogénétique sous conditions périglaciaires (Caillier, 1977), sont néanmoins difficiles à rattacher au système alluvial (Gury, 1990 et comm. orale).

B) Une origine contrastée des matériaux

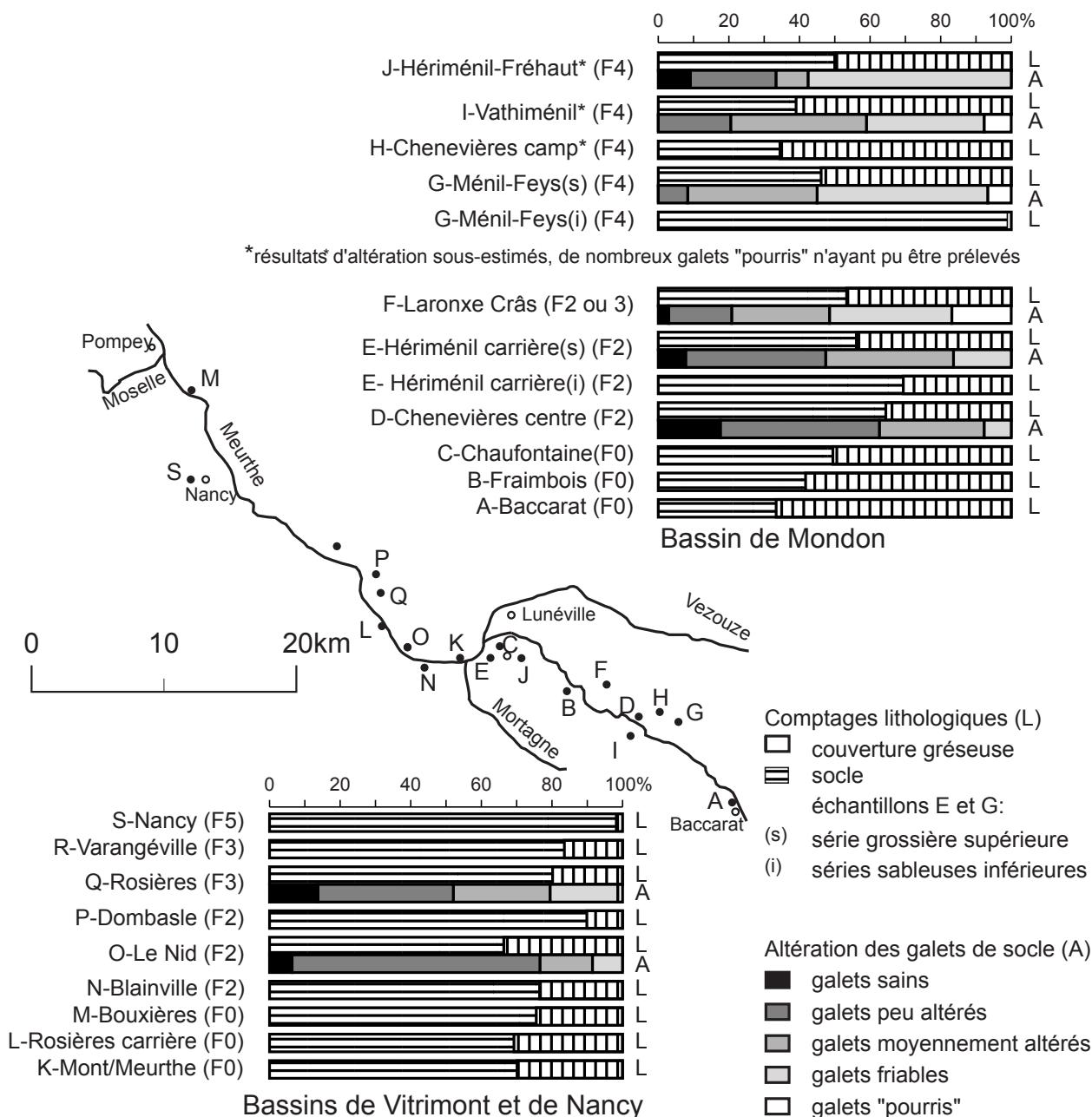
1) Les apports de l’étude des sables

L’examen à la loupe binoculaire montre que les sables des trois séries A, B et C sont exclusivement siliceux. Les quartz représentent généralement plus de 80% des grains, le reste de la fraction étant pour l’essentiel composé de feldspaths, de micas ainsi que de minéraux denses. Cette composition traduit le rôle fondamental joué par le bassin vosgien de la Meurthe (amont de Baccarat) dans la fourniture en sédiments. L’examen de la forme et de l’état de surface des grains montre quant à lui des proportions significatives de non-usés et d’émoussés luisants, les ronds mats étant plus rares. Si le rapprochement entre les ronds mats (et dans une moindre mesure les émoussés luisants) et les grès, de même que celui entre les non-usés et le socle cristallin sont souvent pratiqués –à juste titre-, il convient cependant ici de rester prudent sur la signification de cette répartition, la couverture gréseuse pouvant fournir des grains non-usés (quartz de néogenèse). En l’absence d’étude approfondie, il est donc seulement possible d’établir que les sables proviennent à la fois de la couverture gréso-conglomératique et du socle cristallin.

Les déterminations des minéraux lourds réalisées par Monique Beiner (plus de 200 grains par échantillon) permettent de mieux préciser l’origine des alluvions sableuses. Les trois principaux éléments (fig.5) sont la tourmaline (proportion moyenne: 35%), l’amphibole (27%) –amphibole verte, et amphibole brune-verte à brune, typique des roches granitiques vosgiennes- et le zircon (21%), qui apparaît souvent sous sa forme zonée, attestant de son origine siliceuse.

Alors que l’amphibole provient essentiellement du socle cristallin (Hameurt, 1967), le zircon et surtout la tourmaline sont des minéraux particulièrement abondants dans les grès et conglomérats du Permo-Trias (Perriaux, 1961). Leur prédominance dans les alluvions, de même que la faible proportion, notamment dans les niveaux récents, en grenat (minéral très présent dans le socle vosgien), montre que les apports sableux proviennent essentiellement de la couverture gréso-conglomératique.

Fig.5: Pétrographie et altération des galets de la Meurthe (20-40mm de diamètre)



Cette conclusion est en accord avec les conditions de mise en place des séries A et B précédemment évoquées (rivière à dynamique fluviale modérée). Cette importance de la couverture gréuseuse peut notamment être expliquée par la lithologie : plus de 75% de l'ensemble du bassin vosgien de la Meurthe est développé dans les formations gréseuses, et la proportion avoisine encore 64% si l'on exclut les bassins, également gréseux dans leur partie amont, de la Mortagne et de la Vezouze (qui ne rejoignent la Meurthe qu'à l'aval du bassin de Mondon).

2) L'étude des galets

La réalisation de comptages lithologiques sur les galets de 20-40mm de diamètre (seule dimension étudiée du fait de la rareté des galets de plus grande taille) prélevés dans les séries A et surtout C permet de dégager les enseignements suivants (fig.6) :

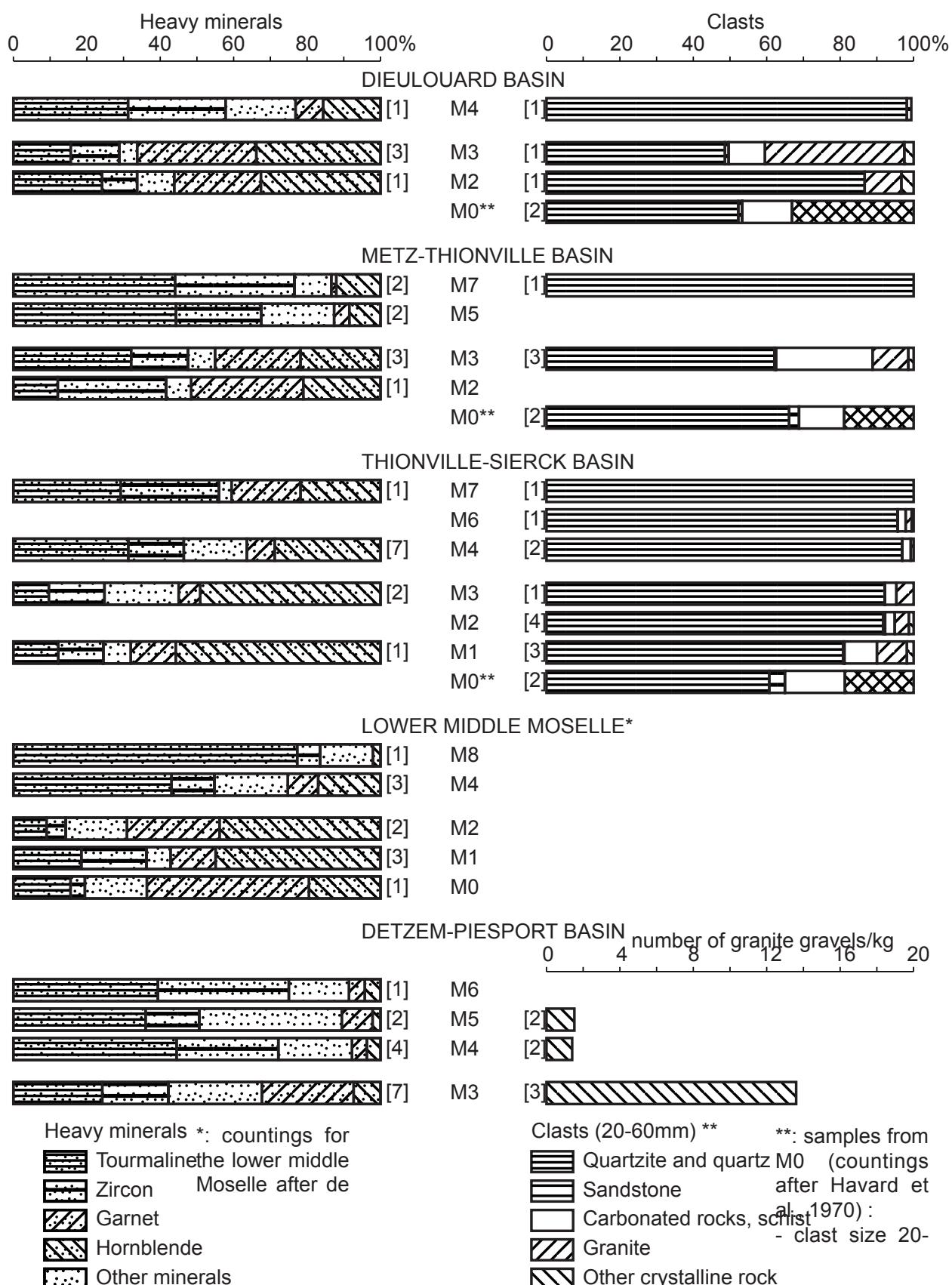


Figure 6

- L'origine exclusivement vosgienne des alluvions se retrouve : les galets sont issus du socle (granites) ou de la couverture gréseuse (quartz, quartzite, grès).

- Les galets de la série C de la formation F4 correspondent pour une nette majorité (50 à 80%) à des éléments cristallins issus du haut bassin de la Meurthe –on constate simplement une tendance à la diminution vers l'aval, liée à l'altération des granites au cours du transport.

En revanche, le banc grossier intercalé dans les niveaux sableux à Ménil-Feys (série A) montre quasi-exclusivement des apports de couverture, rejoignant en cela les résultats de l'étude minéralogique. Ce contraste accentue l'idée d'une rupture dans la dynamique fluviale et dans la provenance du matériel entre les séries inférieures (A et B) et la série C.

Enfin, les galets de socle de la série C apparaissent comme très altérés, plus de la moitié d'entre eux étant friables ou pourris (fig.6). Au-delà de l'ancienneté relative de F4, l'explication est à rechercher dans leur position en sommet de remblaiement, à proximité des horizons affectés par la pédogenèse.

Compte tenu de ces caractéristiques communes (contraste entre un remblaiement sableux épais dans lequel dominent les apports issus du Buntsandstein, et un dépôt sommital plus grossier où la part des éléments issus du socle est plus importante), de leur appartenance à des terrasses situées à + 30-35m d'altitude relative au-dessus du talweg, les cinq coupes décrites autorisent à définir un niveau alluvial-repère dans le bassin de Mondon.

Des observations topographiques et le dépouillement de sondages permettent par ailleurs de retrouver ce niveau en aval, avec toutefois une inversion du granoclassement : à l'aval de Lunéville, si la formation F4 reste essentiellement sableuse, les alluvions les plus grossières tendent à se localiser à la base du dépôt. Ce fait, qui ressort nettement dans l'étude des sondages réalisés dans l'agglomération de Nancy, traduit l'influence des affluents de la Meurthe (cf. infra).

De par l'épaisseur de ses alluvions et son extension spatiale, le niveau Me4 constitue néanmoins un niveau-référence pour l'identification du dispositif alluvial dans l'ensemble du secteur étudié.

III) Comparaison entre la formation F4 et les autres formations

1) Prédominance du faciès sableux et inversion du granoclassement

Les faciès des autres formations (exemple de la coupe de Laronxe-Crâs, rattachée à F2, fig.7) apparaissent au même titre que ceux de F4 comme nettement sableux, et ce dans toute la vallée.

Dans les terrasses du bassin de Mondon, les niveaux grossiers apparaissent au sommet du dépôt. A l'aval, l'inversion granulométrique déjà évoquée pour F4 se retrouve : dans le bassin de Vitrimont, et surtout dans celui de Nancy (où l'étude s'appuie notamment sur l'analyse d'un grand nombre de sondages), le granoclassement est positif, conformément à ce qui a été observé pour le remblaiement de fond de vallée F0 (Carcaud, 1992). La seule nuance est la taille des éléments, la formation F0 étant souvent plus grossière que les alluvions anciennes.

Cette inversion granulométrique peut être corrélée avec les apports grossiers des deux principaux affluents rejoignant la Meurthe près de Lunéville, la Vezouze, et surtout la Mortagne dont la compétence élevée, liée à une pente longitudinale assez forte, est attestée par des observations de terrain.

2) Une double évolution de la nature des alluvions

L'origine vosgienne des sédiments et la prédominance des apports gréso-conglomératiques dans toutes les formations sont confirmées par l'ensemble des analyses minéralogiques (prépondérance de l'association tourmaline-zircon et secondairement de l'amphibole, fig.5) et pétrographique (teneurs élevées en galets de quartz et quartzite, fig.6).

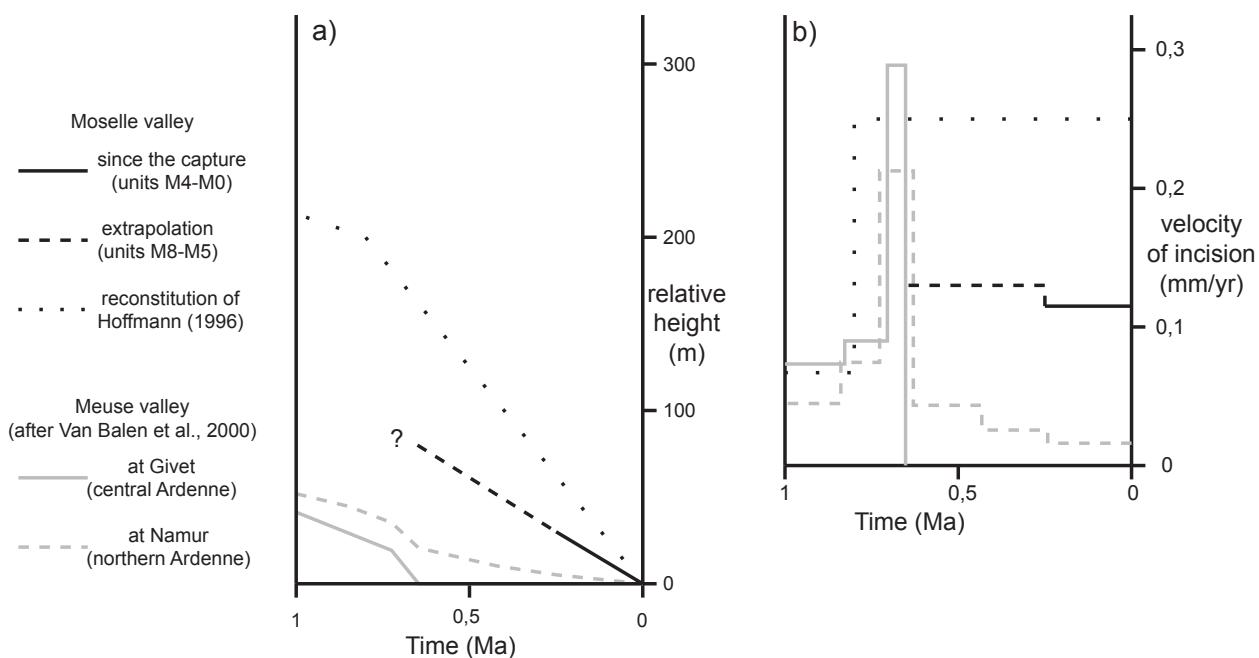


Fig. 7.

Des évolutions apparaissent cependant, en fonction d'abord de l'ancienneté des alluvions, ensuite depuis l'amont vers l'aval :

-Selon l'âge de la formation : l'étude minéralogique montre que la plaine alluviale se caractérise par un cortège diversifié avec l'amphibole, le grenat, le pyroxène et les oxydes de titane; la formation F5 ancienne a en revanche un cortège peu varié (prépondérance des ubiquistes) et l'amphibole, altérable, est rare. Les formations F2, F3 et F4 ont des cortèges comparables, mais le rapport tourmaline/zircon permet de les distinguer : ce rapport est inférieur à 1,5 pour F2 et F3 et avoisine 1,7 pour F4. (l'explication de cette variation pourrait être à rechercher dans une variation de la source gréseuse de ces sédiments : Sindowski, (in Perriaux, 1961) note en effet que tourmaline et zircon -minéraux résistants et stables- dominent tour à tour selon que les courants de sédimentation proviendraient principalement du Buntsandstein moyen, riche en tourmaline, ou des parties inférieures et supérieures de cet étage, riches en zircon).

Les comptages lithologiques (fig.6) font de même apparaître une évolution nette selon l'âge relatif des niveaux : on constate globalement une diminution de la proportion de galets de socle vers les formations anciennes (hormis dans le bassin de Mondon où ces galets sont encore abondants dans la formation F4). Cette tendance est liée à l'altération des granites au cours du temps, dont témoigne le contraste entre la formation F2 qui présente de nombreux galets peu altérés, et les formations F3 et surtout F4, où les galets sont fortement altérés.

-D'amont en aval : pour une même formation alluviale, les bassins de Vitrimont et de Nancy se distinguent du bassin de Mondon par une proportion plus faible en éléments issus du socle cristallin : le cortège minéralogique montre ainsi une baisse de la proportion d'amphibole (notamment dans le bassin de Nancy). Surtout, le cortège pétrographique s'appauvrit considérablement en galets de socle : ceux-ci, souvent majoritaires dans le bassin de Mondon, représentent à l'aval moins de 40% voire 30% des galets. Cette évolution peut s'expliquer par l'éloignement croissant des affleurements cristallins, ainsi que par l'usure plus rapide des galets de granite lors de leur transport. A l'instar de l'inversion du granoclassement (cf. supra), elle paraît cependant surtout liée aux apports gréseux de la Vezouze et de la Mortagne (cette dernière notamment, qui apporte de nombreux galets de quartz et quartzite).

Ainsi, la comparaison entre les formations alluviales de la Meurthe confirme le caractère nettement sableux du remblaiement évoqué pour F4, et permet de mettre en évidence une double évolution : d'une part, la nature et l'altération des alluvions varient avec l'ancienneté de la formation ; par ailleurs, les caractères de l'alluvionnement sont modifiées à l'aval de Lunéville, où l'on observe une inversion du granoclassement et une forte baisse de la teneur en éléments cristallins.

IV) Alluvionnement de la Meurthe et glaciations vosgiennes : essai de reconstitution paléoclimatique

-Dans le bassin de Mondon, une étude plus fine des résultats minéralogiques et pétrographiques permet de préciser le contraste précédemment décrit entre remblaiement fin et grossier. Les exemples de Ménil-Feys (F4) et de Laronxe-Crâs (F2) sont particulièrement révélateurs (fig.7)

A Ménil-Feys, où les comptages ont été effectués sur des échantillons issus des séquences sableuses, on constate de la base vers le sommet des séries fines une augmentation du pourcentage de tourmaline et de zircon (de 40 à 77,3%), alors que celui de l'amphibole baisse de 41,3 à 9,2%. L'augmentation de la part de minéraux issus de la couverture permo-triasique indique que l'alluvionnement a une origine de plus en plus proximale par rapport à l'ensemble du bassin de sédimentation.

A l'opposé, à Laronxe-Crâs, les échantillons ont été prélevés dans le remplissage grossier, à l'exception de A2. Or, les comptages montrent nettement une diminution vers le haut de la proportion en tourmaline et du zircon. Au contraire, la proportion d'amphibole passe de 14,7 à 56,7% : la mise en place du remplissage grossier correspond donc à des apports de plus en plus « distaux » (Vosges cristallines).

Deux lithofaciès doivent donc être distingués dans les formations des terrasses de la Meurthe dans le bassin de Mondon :

-un lithofaciès « proximal », sableux et riche en tourmaline et en zircon (ce faciès, très développé à Ménil-Feys, se retrouve à la base de la coupe de Laronxe-Crâs). Les galets (quartz et quartzites) que l'on y trouve sont également issus du Buntsandstein ;

-un lithofaciès « distal », plus grossier et riche en éléments cristallins, qui apparaît très nettement à Laronxe-Crâs. Bien que ce faciès soit moins épais à Ménil-Feys, la forte proportion de galets cristallins observée dans la série C est révélatrice de l'origine distale des sédiments (il n'a pas été possible, faute d'échantillonnage, de mettre en évidence la présence de minéraux issus du socle dans les sables de cette série C).

Cette dualité peut être corrélée avec les variations climatiques ayant affecté le Massif vosgien au Quaternaire (fig.1), le bassin supérieur de la Meurthe ayant été englacé à plusieurs reprises (Darmois-Théobald et Menillet, 1973 ; Menillet, 1975). Le dépôt du lithofaciès « proximal » est relié à des périodes où la Meurthe a une capacité de transport modérée, son bassin amont étant englacé. De plus, l'observation de figures de cryoturbation (plications et involutions) dans ces niveaux (formation F3, Cordier et al., soumis), laisse supposer une mise en place en phase pléniglaciaire. Le faciès « distal » correspond pour sa part à une sédimentation en haut régime d'écoulement, avec un débit liquide élevé et une compétence forte typiques de périodes de déglaciations. Compte tenu des caractéristiques du bassin et des observations récentes dans la plaine alluviale de la Meurthe (Carcaud, 1992), dans la vallée de la Moselle (Taous, 1994) ou de la Meuse (Vandenbergh et al., 1994), ce lithofaciès « distal » peut être rattaché aux phases tardiglaciaires, ce qui rejoint les conclusions de Carcaud (1992) pour la formation F0. La formation limono-sableuse recouvrant localement ce lithofaciès correspondrait ainsi aux restes des dépôts interglaciaires.

Dès lors, l'incision majeure survient vraisemblablement lors de la dégradation climatique : elle peut en effet difficilement être attribuée aux périodes tardiglaciaires, comme en témoigne l'absence d'incision majeure dans la formation F0 d'âge Tardiglaciaire à Holocène (Carcaud et al., 1991).

-A l'aval de Lunéville, la Meurthe conflue avec la Vezouze et la Mortagne, dont les bassins n'ont pas été occupés par des glaciers (fig.1). A ce titre, et comme le montrent de nombreuses recherches sur des cours d'eau périglaciaires (Sommé, 1984 ; Antoine, 1994) la mise en place de leurs dépôts alluviaux les plus grossiers doit être attribuée aux périodes froides. Ce fait permet d'expliquer l'inversion granulométrique

constatée dans la vallée de la Meurthe à l'aval du bassin de Mondon : les apports sableux pléniglaciaires de la Meurthe (séries A et B) se mêlent aux dépôts grossiers de ses affluents (notamment de la Mortagne), d'où une sédimentation grossière à la base. Celle-ci se poursuit lors des épisodes tardiglaciaires (série C), avant que le retour à des conditions plus tempérées ne se traduise par des dépôts plus fins.

-A titre d'hypothèse (du fait de l'absence d'éléments de datations décisifs), et par analogie avec les résultats obtenus dans la vallée de la Moselle touloise (Harmand et al., 1995, Cordier et al., 2002), la chronologie suivante de mise en place des formations alluviales F1 à F4 peut être proposée : F4 serait déposée au Saalien moyen (stade isotopique 8), F3 au Saalien supérieur (stade 6), F2 au Pléniglaciaire ancien (stade 4) et F1 au Weichsélien moyen (stade 2).

Conclusions

La présente étude permet de mieux appréhender les principales caractéristiques de l'alluvionnement dans la vallée de la Meurthe à l'aval de Baccarat :

-Le dispositif alluvial se compose de 10 terrasses réparties entre la plaine alluviale et 160m d'altitude relative.

-L'alluvionnement est essentiellement sableux, à l'exception d'un remplissage grossier dans lequel se trouvent des éléments cristallins issus du bassin supérieur de la Meurthe, englacé à plusieurs reprises au Quaternaire.

-Alors que les dépôts sableux témoignent pour le bassin de Mondon d'une sédimentation pléniglaciaire (faciès « proximal »), la mise en place de la série grossière (faciès « distal ») est attribuée aux épisodes tardiglaciaires.

-A l'aval, le remplissage grossier observé à la base des alluvions semble correspondre à une sédimentation de période froide liée principalement à la Mortagne, et accentuée lors des épisodes tardiglaciaires par les apports de la Meurthe. Le granoclassement positif marque ainsi le retour à des conditions climatiques plus tempérées.

-La composition des sédiments varie également d'amont en aval, les éléments cristallins étant moins abondants à l'aval de Lunéville. Cela s'explique surtout par les apports gréso-conglomératiques grossiers de la Mortagne (et dans une moindre mesure de la Vezouze).

Références

ALLEN J.R.L., 1982 – Sedimentary structures : their character and physical basis. Developments in sedimentology, 30, Elsevier, 663 p.

ANTOINE P., 1994 – The Somme valley terrace system (Northern France) : a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 B.P. Terra Research, 5, p. 453-464.

BONNEFONT J.C., 1986 – Les cailloutis anciens du piémont occidental des Vosges et leur signification géomorphologique. Revue géogr. de l'Est, n°2, p. 71-80.

BUZZI P., CARCAUD N., KOENIG M.P., WEISROCK A., 1993 – Morphodynamique fluviale holocène et établissements humains protohistoriques en fond de vallée de la Moselle à Crévéchamps (Lorraine méridionale), in « Vallée fluviales en Europe à l'Holocène ». Revue géographique de l'Est, t.33, n°4, p. 281-295.

CAILLIER M., 1977 – Etude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle. Genèse et évolution des sols lessivés glossiques. Thèse spécialité Pédol., Univ. Nancy I, 87 p.

CARCAUD N., 1992 – Remplissage des fonds de vallée de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. Thèse, Université de Nancy 2, 281 p.

CARCAUD N., WEISROCK A., OCCHIETTI S., 1991 – Creusements et alluvionnements holocènes de la Meurthe et de la Moselle. Physio-Géo, n°22-23, p. 131-136.

CORDIER S., HARMAND D., LOSSON B., BEINER M., 2002 – Pleistocene accretion in the Eastern Paris Basin : lithofacies and incision rhythms in the Meurthe and Moselle valleys. Livret des résumés, Fluvial Archives Group (F.L.A.G.) biennal meeting, Clermont-Ferrand, 9-11 septembre 2002, p. 12.

CORDIER S., HARMAND D., LOSSON B., BEINER M. – Pleistocene alluviation in the Meurthe and the Moselle valleys (eastern Paris basin) : lithofacies and incision rhythms, first results. Quaternaire, article soumis.

DARMOIS-THEOBALD M., MENILLET F., 1973 – Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). Ann. Sci. Univ. Besançon, fasc.21, p. 113-128.

DOEGLAS D. J., 1962 – The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology, 1, p. 167-190.

GURY M., 1990 – Genèse et fonctionnement actuel des pseudogleys podzoliques sur terrasses alluviales dans l'Est de la France. Thèse Univ. Nancy I, 331p.

HAMEURT J., 1967 – Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr., 26, Strasbourg, 402 p.

BONNEFONT J.C., DESHAIES M., GAMEZ P., HARMAND D., LE ROUX J., OCCHIETTI S., SARY M., WEISROCK. A, 1995 – Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. Revue Géographique de l'Est, Nancy, t. XXXV, 3-4, p. 321-343.

HARMAND D., PISSART A., KROOK L., 1998 – L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes, Symposium « problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux », p. 157-173.

HARMAND D., LE ROUX J., 2000 – La capture de la Haute Moselle. Bull. Inf. Géol. Bassin Paris., vol.37, n°3, p. 4-14.

HAVARD H., MAUGET G., HUSSON B., 1970 – Etude des matériaux alluvionnaires du bassin versant de la Moselle. Laboratoire des Ponts et Chaussées de Nancy, 173 p.

KOWALSKI P., 1988 – Contribution à l'étude des nappes alluviales de la Meurthe. La nappe alluviale du Bozey à Sainte-Marguerite (Vosges). Rapport de D.E.A. Univ. Nancy 2, 46 p.

KOWALSKI P., TAOUS A., WEISROCK A., 1990 – Etude morphosédimentaire du remblaiement de fond de vallée de la Meurthe à Sainte-Marguerite (Vosges) : comparaison avec la Moselle à Chavelot (Vosges) et premiers enseignements. Revue géogr. de l'Est, t.30, n°1, p. 19-36.

KREMER E., 1954 – Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte., Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, Heft 6, 91p.

LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.P., FOURNIQUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.P., LAVILLE P., MACAIRE J.J., MENILLET F., MEYER R., 1993 – Cartographie des formations superficielles : réactualisation des principes de représentation à 1/50 000. Géologie de la France, 4, p. 39-54.

LE ROUX J. 1980 – « La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation », Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XXII, n°4, p. 655-662.

LE ROUX J., HARMAND D., 1998 – Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle. Geodinamica acta, vol.11, n°4, p. 149-162.

MENILLET F., 1975 – Notice explicative de la carte géologique de France au 1/50 000^e, feuille de Saint-Dié, formations superficielles. Publ. du B.R.G.M.

MERCIER J.L., BOURLES D., KALVODA I., VERGNE V., BRAUCHER, R., PACHEN, A., RAIS-BECK G.M., & YIOU F., 1999 – ^{10}Be dating of moraines and roches moutonnées at low altitude in continental Europe during the Holocene. Geophysical Research Abstracts, vol. 1, n° 2, p. 576.

MIALL A.D., 1996 – The geology of fluvial deposits : sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Berlin, New-York, Springer, 1996, 582 p.

PERRIAUX F., 1961 – Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr., 18, Strasbourg, 236 p.

SCHIRMER W., 1990 – Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Deutsche Quartärvereinigung, Hannover, 259 p.

SOMME J., 1984 – Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles dans l'Europe du Nord-Ouest. Bulletin de l'A. F.E Q., 1-2-3, p. 9-12.

TAOUS A., 1994 – Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (approche sédimentaire et pétrographique). Univ. Nancy 2, thèse non publiée, 201 p.

THEOBALD N., GARDET G., 1935 – Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. Bull. Cent. Soc. Hist. Nat. de Metz, 34^{ème} Bull., sér.3, t. 10, p. 69-100.

TRICART J., 1948 – La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique. Thèse doct., SEDES, Paris, 2 t., 210 et 64 p.

VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S., KOZARSKI, S., 1994 – Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : a comparative study of the Warta and Maas rivers. Terra Nova, 6, p. 476-485.

VASKOU P., 1981 - Apports de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noirgueux et Toul. Thèse Univ. Nancy I, 145 p.

VOGT H., 1992 – Le relief en Alsace : Etude géomorphologique du rebord sud-occidental du fossé rhénan. Oberlin, Strasbourg, 239 p.

WEISROCK A., 1990 – Introduction à l'étude de la genèse des fonds de vallées en Lorraine. Revue géographique de l'Est, t.30, n°1, p. 3-18.

WEISROCK A., 1997 – Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest. Géographie physique et Quaternaire, 51, 3, p. 261-266.