

TERRASSES ET ÉPANDAGES ALLUVIAUX ANTÉRIEURS AU RISS/SAALIEN, À LA PÉRIPHÉRIE NORD-OUEST DES VOSGES, FRANCE



Serge OCCHIETTI ^{1,2} & Emmanuelle KULINICZ ¹

RÉSUMÉ

Entre Sarrebourg et Épinal, à la périphérie nord-ouest des Vosges, de nombreux dépôts anciens ont été décrits sous des appellations variées, avec des âges attribués allant du Mindel au Pliocène. L'inventaire systématique de ces données, complété par des levés de terrain, a permis de différencier plusieurs faciès et formes de relief dont le sommet est à une altitude relative supérieure à 60 m par rapport aux basses terrasses actuelles. Les dépôts comprennent des alluvions grossières à galets, des graviers peu classés, des sables et parfois des lentilles de silt sableux blanc. Les structures sédimentaires, relativement perturbées par le tassement dû à la dissolution ou à l'altération d'une partie du matériel initial, sont à stratification en faisceaux arqués, avec des structures d'affaissement, de cryoturbation et parfois de chenalisation. Le matériel grossier est composé en majorité de quartz et quartzite provenant du Conglomérat principal du Buntsandstein, avec des galets très altérés de grès et exceptionnellement de granite. Le matériel est globalement très lessivé. Une couverture silteuse, de un à plusieurs mètres d'épaisseur, coiffe ces unités. Ces formations anciennes sont associées à plusieurs types de formes construites : un épandage fluvioglaciaire en terrasse (Épinal, Moselle) prolongé en aval par des lambeaux de terrasse (Charmes), des lambeaux de cônes latéraux et de terrasses (vallée de la Meurthe) et des épandages de piémont en inversion de relief (Tanconville - Cirey-sur-Vezouze, Arentèle et Mortagne). L'origine fluvioglaciaire de ces derniers reste à démontrer en raison de la quasi absence, originelle ou due à l'altération, de matériel provenant du socle cristallin des Vosges. Un âge minimal Mindel/Elstérien (fin du stade OIS 12) est attribué à la terrasse fluvioglaciaire d'Épinal d'altitude relative de +60 m. Les épandages de piémont à 80 m d'altitude relative, blanchis dans les lithozones inférieures, sont très probablement plus anciens, ils pourraient dater du stade glaciaire OIS 16 du Cromérien.

Mots-clés : alluvions anciennes, épandage de piémont, Mindel/ Elstérien, Vosges, fluvioglaciaire.

ABSTRACT

PRE-SAALIAN/RISS TERRACES AND ALLUVIAL FANS ON THE NW MARGIN OF THE VOSGES MOUNTAINS, FRANCE

Between Sarrebourg and Epinal, on the northwest margin of the Vosges Mountains, several old deposits were described and named piedmont fans or old terraces. Given ages were comprised between Pliocene and Mindel. A systematic inventory of the written data and field work allowed to classify the old deposits and related forms which are situated 60 m or more over the lower terrace of the present rivers. The old deposits are poorly stratified and sorted, they comprise coarse cobble, gravel and sand, with lenses of white sandy silt. The sedimentary structures, mostly stacked beds, are disturbed by the decay of a part of the material, by sinking figures and frost action. The deposits are mainly composed of quartz and quartzite cobbles and gravel originating in the Conglomerat principal of Buntsandstein, and of some sandstone and rare rotten granite cobbles. The deposits are mostly leached. A silt cover, from one to several metres thick, overlies these units. The coarse deposits are related to terrace outliers of a glaciofluvial fan (Épinal, Moselle) which can be followed downstream (high terrace remnant at Charmes), outliers of lateral fans and terraces in the valley of the Meurthe River, and piedmont fans and outliers which are in inverted relief (Tanconville - Cirey-sur-Vezouze, valleys of the Arentèle and Mortagne Rivers). Due to the lack of stones from the crystalline basement of the Vosges Mountains, the glaciofluvial origin ascribed to the deposits which built the fan systems of Tanconville - Cirey-sur-Vezouze, Arentèle and Mortagne Rivers, is not univocal. A minimum Mindel/Elsterian age (end of OIS stage 12) is ascribed to the +60 m glaciofluvial terrace of Épinal. The +80 m piedmont fans, with bleached sediments in the lower lithozones, are probably older: a tentative Cromerian age (glacial OIS stage 16) is proposed.

Keys-words: old alluvial deposits, piedmont fan, Mindel/ Elsterian, Vosges Mountains, glaciofluvial deposits.

1 - INTRODUCTION

Des dépôts et formes attribués au Quaternaire ancien ou au Pliocène sont recensés sur les cartes géologiques de la périphérie nord-ouest des Vosges, entre Sarrebourg et Épinal, à l'extrémité orientale du Bassin de Paris (fig. 1). Ils ont été étudiés localement : au nord de la Meurthe, par Le Tacon (1966), Frémion (1972), Turin (1986), Harmand (2004) et Mantilaro (2005), entre la

Meurthe et la Moselle, par Marchand (1984) et Mantilaro (2005). Ils ont été décrits sous des dénominations variées : cônes de piedmont et cailloutis anciens (Bonfont, 1986), nappes ou terrasses fluvioglaciaires et formations de piedmont (Flageollet, 1976), alluvions anciennes (Guillaume & Limasset, 1968), hautes terrasses (Chrétien *et al.*, 1974). Ils se présentent sous forme d'épandages dont la surface à pente faible est plus ou moins régulière et couverte de forêt, dans un paysage

¹ CERPA, Université Nancy 2, 3 place Godefroy de Bouillon, BP 3097, 54015 Nancy, France. Courriel : serge.occhietti@gmail.com

² Département de géographie, UQAM, CP 8888 Centre-ville, Montréal, QC, H3C 3P8 Canada.

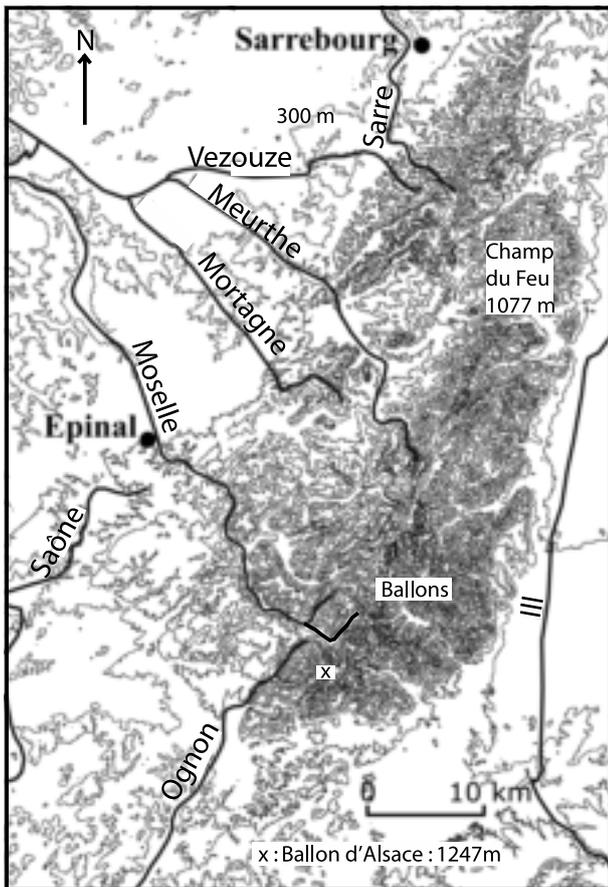


Fig. 1 : Carte des Vosges. Fond topographique de P.-J. Fauvel.
Fig. 1: Map of the Vosges Mountains. Topography from P.-J. Fauvel.

généralement ouvert par les activités agricoles. Nous nommerons ces formations anciennes: dépôts (alluviaux) d'épandage, et les formes associées: épandages de piémont, en abrégé épandages, qui seront distingués, selon le contexte, des terrasses anciennes constituées d'alluvions anciennes.

La majorité de ces dépôts sont en position de relief inversé. Ils ont immunisé contre l'érosion le substrat de Muschelkalk sur lequel ils reposent en discordance. Leur altitude relative est en général comprise entre 60 et 80 m et les altitudes absolues entre 350 et 390 m. Ces caractères d'altitude sont communs avec ceux des hautes terrasses de la Moselle et de la Meurthe, attribuées elles aussi au Quaternaire ancien (Rognon *et al.*, 1967; Cailhier, 1977; Kowalski *et al.*, 1990; Cordier, 2004; Cordier *et al.*, 2006; Seret, 1991; Flageollet, 2002).

Ces dépôts restent incomplètement définis car il n'existe pas de coupe naturelle et les gravières n'entailent que la partie supérieure de quelques épandages. Les dépôts qui ont pu être observés présentent une stratification grossière. Ils sont constitués en majorité de nappes grossières de galets et de graviers siliceux (quartz, quartzites, grès siliceux) inclus dans une matrice sableuse et sont pratiquement toujours recouverts par une couche de limon. Leur origine n'est pas toujours explicitement précisée. Marchand (1984), Turin (1986) et Mantilaro (2005) apportent des arguments sédimentologiques en faveur d'une origine fluvioglacière. Paradoxalement, bien que le caractère fluvioglacière soit

reconnu par Bonnefont (1986) et Turin (1986), ces auteurs attribuent leur mise en place à une réponse à des mouvements tectoniques sur les Vosges, dans le contexte d'un paléoclimat froid ou au moins très frais.

Tous les auteurs s'accordent pour attribuer à ces dépôts un âge antérieur au Riss, les datant soit du Mindel, du Pléistocène ancien ou du Pliocène. Récemment, une partie de ces épandages a été mise en relation chronologique avec les terrasses alluviales de la Lorraine sédimentaire par Harmand (2004) et Cordier *et al.* (2006).

Il n'existe pas de synthèse approfondie sur ces dépôts et les formes associées. La vue d'ensemble préliminaire de Bonnefont (1986) ne portait que sur les épandages les plus connus. La synthèse cartographique de Liedtke (1998), à l'échelle de la Rhénanie, du Palatinat, de la Sarre, du Luxembourg et de l'Est de la France, localise bien tous les dépôts quaternaires anciens à la périphérie des Vosges, sans toutefois préciser leur nature et leur âge. Les datations relatives proposées dans les notices des cartes géologiques restent imprécises (formations anciennes par opposition aux autres formations). La question de la relation entre les terrasses de la Moselle, à Épinal, et les glaciations a été étudiée par exemple par Seret (1991) et Flageollet (2002), mais les épandages et les terrasses au nord de la Moselle n'ont pas été mises en relation avec une glaciation particulière.

Cet article présente une vue d'ensemble des formations quaternaires, incluant les dépôts d'épandages et les alluvions de terrasses antérieurs au Riss/Saalien et observés à la périphérie nord-ouest des Vosges gréseuses. Il fait suite aux travaux d'un mémoire de master (Kulinicz, 2007) et de levés de terrain effectués depuis 2003. Il comprend un inventaire des formations de piémont et alluviales, validé par des levés de terrain, de nouveaux éléments de caractérisation des dépôts et des formes associées, ainsi que des propositions d'interprétation chronologique et paléoenvironnementale.

2 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE RÉGIONAL

Les formations étudiées s'inscrivent dans le contexte des côtes de l'est du Bassin de Paris. Les Vosges gréseuses, composées de grès et de conglomérats du Buntsandstein, constituent les premiers reliefs montagnards à l'extrémité orientale des auréoles triasiques. Elles forment une ceinture continue sur la bordure occidentale du socle vosgien. En relation avec la flexure qui sépare le Plateau lorrain du Massif vosgien (Le Roux, 2007), le revers de cette ceinture gréseuse constitue un versant à pente forte par rapport à la terminaison du Plateau lorrain à pente faible et aux formes peu contrastées. La périphérie de ce revers gréseux, sur le Muschelkalk, constitue le piémont dont les limites sont floues, compte tenu de l'encassement des vallées et de la présence d'accidents tectoniques. Les épandages étudiés forment des nappes alluviales bien individualisées, à pente faible, qui s'étendent en inversion de relief sur le piémont, jusqu'à une dizaine de kilomètres du rebord

gréseux. Cette disposition locale et leur caractère alluvial, lié pour chaque épandage à une seule pulsation sédimentaire, invite à préférer ce terme à celui de glacis ou de glacis-terrace. Le rebord oriental de la ceinture gréseuse, vers le socle, est localement très indenté avec des buttes témoins et des plateaux résiduels.

Le Trias lorrain a les caractéristiques du Trias germanique (Durand *et al.*, 1989). Le Buntsandstein inférieur n'est pas présent dans le secteur étudié. Le Buntsandstein moyen comprend : un conglomérat basal épais d'une dizaine de mètres, les Grès rouges vosgiens composés essentiellement de grains de quartz et de grains de feldspath peu altérés (Perriaux, 1961), dont l'épaisseur s'accroît du sud-ouest (80 m dans la région de Bruyères) vers le nord-est (jusqu'à 250 m près du Donon), et le Conglomérat principal, dont les galets sont à plus de 95 % constitués de quartz et quartzite. Le Conglomérat principal offre une grande résistance à l'érosion et forme des corniches bien visibles dans le paysage. Sa puissance est d'une vingtaine de mètres. Le Buntsandstein supérieur ou Grès bigarré est composé des Couches intermédiaires arkosiques et micacées et du Grès à Voltzia, à grès fins et lits argileux, dont les puissances respectives sont de 45 à 50 m et 25 à 30 m. Le Muschelkalk inférieur est un grès coquillier marin (Perriaux, 1961 ; Durand *et al.*, 1989) de puissance variant de moins de 3 m (Épinal) à près de 60 m (Cirey-sur-Vezouze). Le Muschelkalk moyen est argileux, il comporte des strates d'évaporites. Il a une puissance moyenne d'une soixantaine de mètres. Le Muschelkalk supérieur calcaire, d'une puissance de 60 m et plus, forme une cuesta marquée, la Côte de Lorraine (Ménillet *et al.*, 1978) Le Keuper, essentiellement argileux, n'est présent qu'en périphérie de la région étudiée.

3 - MÉTHODOLOGIE

L'inventaire bibliographique exhaustif, incluant les cartes géologiques, a permis de localiser une centaine de sites d'épandage ou de lambeaux d'épandages, de taille variable, attribués ou potentiellement attribuables aux formations anciennes, en raison de leur nature, de leur position et de leur altitude relative ou absolue.

Des vérifications systématiques sur la façade ouest des Vosges, entre Saverne au nord et Montbéliard au sud, ont permis de confirmer l'emplacement des terrasses et épandages anciens et d'éliminer de l'inventaire cartographique les dépôts de versant provenant du démantèlement des conglomérats du Buntsandstein, les dépôts anciens soliflués et les unités trop récentes. Les levés de terrain ont également conduit à ajouter des lambeaux de hautes terrasses anciennes localisés en aval du piémont vosgien, dans les vallées de la Moselle, de la Mortagne, de la Meurthe et de la Sarre Blanche et identifiés avec plus ou moins de précision sur les cartes géologiques, ainsi que des lambeaux de terrasse et cônes du bassin de St-Dié.

Les dépôts des épandages de piémont sont relativement bien caractérisés par Marchand (1984), Turin (1986) et Mantilaro (2005). Ces auteurs concluent à une mise en place des épandages par des eaux fluviogla-

ciaires. Afin de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse, les principales coupes déjà décrites ont été rafraîchies et réexaminées. Quelques nouvelles coupes ont été analysées, en mettant l'accent sur la recherche d'indices supplémentaires d'une origine fluvioglacière : structures sédimentaires, contacts d'érosion, cailloux provenant du socle cristallin des Vosges, morphologie des galets comparée à celle des galets du Conglomérat principal du Buntsandstein et d'alluvions récentes, morphoscopie des grains de sable, variation latérale et verticale des faciès et, avec la collaboration de Monique Beiner, analyse des minéraux lourds. Des échantillons ont été prélevés dans le cadre d'un programme de datation par ESR indépendant de cette étude (D. Harmand, communication orale).

Les limites attribuées aux formations anciennes ne se raccordent pas nécessairement d'une carte géologique à l'autre, et la dénomination des unités n'est pas homogène. Pour ces raisons, il a été nécessaire de préciser les limites des formations anciennes sur le terrain, à l'aide de cartes à grande échelle (1:25000) et de photos aériennes, notamment dans le secteur des épandages de l'Arentèle, près de Grandvillers, et dans le cas des hautes terrasses alluviales en aval du piémont, à Charmes pour la Moselle, et à la Forêt de Mondon pour la Meurthe. Finalement, n'ont été retenus dans l'inventaire que les épandages et les nappes alluviales qui présentaient l'un des deux caractères morphologiques caractéristiques. Dans le cas des terrasses alluviales, le sommet des nappes atteint au moins 60 m d'altitude relative par rapport au niveau des rivières actuelles, il s'agit de hautes terrasses de la Moselle, de la Meurthe, de la Vezouze, de la Sarre Blanche et de la Mortagne. Dans le cas des épandages de piémont qui ne peuvent être mis en relation avec une rivière importante actuelle, les épandages sont en inversion de relief, en tout ou en partie sur le substratum Muschelkalk. Si l'épandage est situé au contact des contreforts vosgiens, la rupture de pente entre le premier contrefort vosgien et l'épandage sub-horizontale doit être nette, afin de distinguer ce dernier de tabliers de dépôts de versant ou d'épandages torrentiels plus récents, provenant du contrefort gréseux.

Cette étude ne porte pas sur le versant oriental, alsacien, des Vosges, dont le style de sédimentation dans des vallées encaissées est différent de celui du piémont occidental, lorrain. La corrélation entre les unités des deux versants reste à faire (voir Vogt, 1992).

4 - CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES DÉPÔTS D'ÉPANDAGE AU NORD-OUEST DES VOSGES

Sur le quart nord-ouest des Vosges, entre Sarrebourg et Épinal (fig. 2), les formations anciennes ont été identifiées sur plus de 70 lambeaux d'épandage de taille variée, de pente faible comprise entre 0 et 1.75 %. Elles sont disposées dans les bassins versants de la Sarre, de la Vezouze, de la Meurthe, de l'Arentèle, de la Mortagne et de la Moselle. Au sud et sud-ouest d'Épinal, les cartes géologiques (Plombières-les-Bains, Desprez *et al.*, 1971 et Monthureux-sur-Saône, Minoux & Théobald, 1974)



Fig. 2 : Carte des formations anciennes à la périphérie nord-ouest des Vosges (d'après Harmand, 2004 et Kulnicz, 2007). Fond topographique de P.-J. Fauvel.

Fig. 2: Map of the old formations on the NW margin of the Vosges Mountains (from Harmand, 2004 and Kulnicz, 2007). Topography from P.-J. Fauvel.

indiquent quelques unités peu étendues attribuées prudemment au Quaternaire ancien. Les levés de terrain confirment que celles-ci sont rares, peu étendues et restent difficiles à interpréter. Elles sont souvent associées à des versants ou des bas de versant en contrebas du Conglomérat principal. Elles ne forment pas d'épandages nettement identifiables. Au sud sud-ouest des Vosges, sur le versant de la Saône supérieure en contrebas de la région la plus haute des Vosges, les moraines terminales du Riss et les épandages associés dans les vallées de la Lanterne et de l'Ognon (cartes géologiques de Luxeuil, Giromagny, Vesoul et Lure, respectivement de Théobald, 1968; Théobald & Thiébaud, 1974; Théobald *et al.*, 1967; Théobald *et al.*, 1970) forment la marge glaciaire du Riss la plus visible des Vosges (voir Seret, 1966). À l'ouest de Luxeuil, quelques lambeaux isolés de terrasses cartographiées unités Fw (Quaternaire ancien) ou F (âge indéterminé) ont été véri-

fiés. Ils sont trop résiduels pour pouvoir reconstituer d'éventuelles terrasses ou épandages. La morphologie, plus en aval, des hautes terrasses alluviales de la Saône supérieure identifiées par Journaux (1956) n'a pas été vérifiée, la grande distance ne justifierait pas l'appellation d'épandages de piémont. Au sud des Vosges, au pied du secteur des Ballons (cartes de Giromagny et surtout de Lure), des alluvions anciennes F (âge indéterminé) et Fx (alluvions du Riss) ont été vérifiées sur le terrain (voir dans Discussion: Âge d'un paléoréseau alluvial au sud des Vosges). Des épandages en aval de moraines frontales récentes (Riss ou Würm) ressortent nettement dans les vallées étroites, sans présence d'épandages de piémont plus anciens. Ces levés de terrain sur l'ensemble de la façade occidentale des Vosges montrent la spécificité des épandages de piémont de la bordure nord-ouest.

Les observations de terrain et les descriptions publiées permettent de dégager des points communs à la plupart

des dépôts anciens. La description des épandages permettra ensuite de préciser l'origine de ces faciès.

4.1 - CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

Les dépôts sont presque toujours recouverts par une couche massive de limons qui fait parfois plus de trois mètres d'épaisseur. Cette couverture est composée de différents types de matériel : limon des plateaux, alluvions fines, altérites et dépôts remaniés avec éléments plus grossiers. L'origine éolienne de certains limons reste à confirmer (voir Vaskou, 1981).

4.2 - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires ont été peu étudiées. Parmi les structures post-sédimentaires, Turin (1986) signale de petites failles qu'elle attribue à des mouvements tectoniques, ce qui semble peu probable. Ces structures peuvent être attribuées au tassement (dans le cas particulier de dépôts fluvioglaciaires) ou à des processus post-sédimentaires. Nous verrons en particulier à Tanconville l'importance du tassement, des processus périglaciaires et l'existence d'affaissements sous-jacents.

4.3 - GRANULOMÉTRIE

Les dépôts anciens ne sont pas homogènes, avec des lits de sable alternant avec des lits de gravier sableux ou de galets avec gravier et sable. Des lentilles de silt sableux blanc comblent parfois les fonds de chenaux ou de moulles, mais ont souvent une position à l'emporte-pièce à cause du tassement post-sédimentaire. Sauf dans le cas de la terrasse ancienne de Charmes, la faible fréquence de gros galets indique un écoulement dominant de type diffus en épandage plutôt qu'un écoulement concentré.

4.4 - CARACTÈRES DES GALETS

4.4.1 - Lithologie des galets

Les galets de quartz et de quartzite représentent au minimum 85 % de cette classe granulométrique (tab. 1).

Les autres galets sont composés de grès, de lydienne, de calcaire silicifié du Muschelkalk et exceptionnellement de granite. Cette composition lithologique permet de conclure que les dépôts proviennent essentiellement du Conglomérat principal du Buntsandstein régional (tab. 1). Les galets de granite, extrêmement rares, peuvent provenir des bancs conglomératiques du Conglomérat inférieur à la base du Buntsandstein ou du socle vosgien.

4.4.2 - Taille et forme des galets

Les galets sont moins nombreux et leur taille moyenne est plus petite dans les épandages situés au nord (secteur de Tanconville) par rapport aux épandages localisés à l'ouest (Grandvillers), ce qui correspond à des variations de la lithologie des galets du Buntsandstein observées par Perriaux (1961). Dans l'ensemble des épandages, la taille moyenne des galets est légèrement inférieure à celle des galets du Buntsandstein (Perriaux, 1961). La proportion de galets sub-anguleux est deux fois plus importante dans les dépôts que dans le Conglomérat principal (tab. 1) et le pourcentage de galets arrondis est deux à trois fois plus faible. L'aplatissement des galets en fonction de leur émoussé (Tricart & Cailleux, 1963) place ceux-ci dans les matériaux ayant connu un transport fluvioglaciaire (Turin, 1986). Par comparaison, les galets du Conglomérat principal possèdent les caractéristiques d'un façonnement marin (Marc Durand, communication personnelle) succédant à un transport fluvial prolongé (Perriaux, 1961 ; Turin, 1986).

Il faut mentionner la proportion comprise entre 20 et 30 % de galets de quartz et quartzite cassés puis émoussés (Turin, 1986), alors que de tels galets sont absents dans les conglomérats. Ces demi-galets (forme dominante) impliquent une succession de processus non strictement fluviaux : en premier une mise en affleurement (corniches ou surfaces structurales) ou une altération profonde, suivies de la libération de galets préalablement fracturés par tectonique ou de galets cassés par gélifraction (observés actuellement sur le front d'une carrière abandonnée, au sud de Grandvillers), par éboulement ou par arrachement glaciaire, et enfin une phase de transport fluvioglaciaire

	Conglomérat du Buntsandstein Saint-Quirin (Mantilaro 2005)	Gogney (Turin, 1986)	Gogney (Mantilaro, 2005)	Tanconville (Turin, 1986)	Tanconville (Mantilaro, 2005)	Cirey-sur-Vezouze (Turin, 1986)	Petitmont (Fremion, 1972 ; Turin, 1986)	Grandvillers (Marchand, 1984)	Saint-Gorgon (Marchand, 1984)	Conglomérat du Buntsandstein Bruyères (Perriaux, 1961)
Taille moyenne	5,2 cm	3,4 cm	3,55 cm		5,25 cm	3,1 cm			4,65 cm	3,3 cm
Taille maximale	16 cm	7,5 cm	7 cm		10 cm	5,8 cm			14 cm	
Lithologie										
Quartz	49%	66%	58%	63%	70%	59,8%	63%	57,6%	18%	35%
Quartzite	46%	23%	36,5%	16%	25,5%	33,2%	29%	33,8%	78%	65%
Grès	3%	8%	2%	19,8%	4,5%	5%	4%	8,6%	3,5%	
Autres	2%		3,5%	1%	1%				1,5%	
Émoussé										
Arrondi	15%		6,5%		4,5%				7%	
Sub-arrondi	55%		34%		38%				41%	
Sub-anguleux	30%		59,5%		57,5%				52%	

Tab. 1 : Lithologie et morphologie comparées des galets du Buntsandstein et des formations d'épandage de piémont au nord-ouest des Vosges.
 Tab. 1: Comparison of the lithology and shape of pebbles and cobbles from the Buntsandstein conglomerate and from piedmont fan deposits on the NW margin of the Vosges Mountains.

ou fluviale. Ces demi-galets indiquent la présence d'un matériel disponible abondant (altérites?, éboulis?, alluvions locales?) antérieur à une reprise d'érosion intense, un transport fluviale à haute énergie et une sédimentation dans des chenaux en tresses.

Actuellement, les colluvions à galets sont localement très étendues, parfois épaisses et cartographiables (par exemple sur la carte géologique de Bruyères, Vincent *et al.*, 1985).

4.4.3 - Altération des galets

Dans les dépôts, certains galets résiduels de grès ou de granite sont complètement déstructurés, certains galets de quartz sont cariés et des galets de quartzite sont friables. Hilly *et al.* (1977) signalent par exemple que dans les dépôts dont l'altitude relative est supérieure à 35 m, les galets de granite sont totalement altérés et disparaissent, en accord avec les travaux de Rognon *et al.* (1967). Toutefois, de rares galets de granite ont été trouvés dans la partie inférieure des dépôts d'épandage.

4.5 - CARACTÈRES DES SABLES

4.5.1 - Morphoscopie des sables

Les grains de sable sub-anguleux et anguleux sont dominants dans les sables provenant des formations anciennes (Turin, 1986). Or les grains de sable des grès et conglomérats du Buntsandstein, principale source des dépôts anciens, sont ovoïdes et souvent ronds mats. L'angulosité des grains est attribuée à une érosion mécanique à l'origine de l'éclatement, de la fracturation ou de l'écrasement des grains initiaux. Elle peut résulter à la fois de la gélifraction des grès et du transport glaciaire. Elle peut indiquer aussi la présence de grains résiduels, libérés après altération post-sédimentaire par désagrégation de cailloux du socle vosgien inclus dans le dépôt d'épandage. Dans tous les cas, l'angulosité indique un transport fluviale de courte durée.

4.5.2 - Minéraux lourds

Beiner (2007) a réalisé l'analyse minéralogique de plusieurs échantillons de dépôts anciens du secteur de Tanconville (voir la synthèse sur les minéraux lourds de Beiner *et al.*, 2009). Les minéraux opaques, oxydés, sont aussi nombreux que les minéraux transparents. Dans les dépôts ne sont présents que des minéraux stables : zircon et oxydes de titane, souvent usés, ainsi qu'un minéral résistant : la tourmaline. Parmi les oxydes de titane, l'anatase est plus abondante que le rutile et se présente sous forme d'agrégats ou de tablettes authigènes caractéristiques. La tourmaline est présente sous forme de grains ovoïdes ou de prismes usés. Le zircon apparaît sous forme de grains ronds et sales et de prismes peu ou pas usés, transparents, plus ou moins zonés. Ces minéraux lourds, hérités des roches du Trias, ont subi plusieurs cycles de transport et des processus d'altéra-

tion. Ils sont ubiquistes et ne permettent pas de différencier des bassins versants distincts.

Certains des caractères exposés ci-dessus ne s'appliquent pas nécessairement aux alluvions des hautes terrasses anciennes de la Moselle et de la Meurthe où les galets d'origine très variée peuvent être de plus grande taille et où, faute de coupe, il n'est pas possible d'observer les structures sédimentaires.

5 - DESCRIPTION DES ÉPANDAGES DE PIÉMONT ET DES HAUTES TERRASSES

L'inventaire exhaustif des formations anciennes a permis de définir plusieurs ensembles à la périphérie des Vosges, entre le bassin de la Sarre au nord-ouest et le débouché de la Moselle vosgienne à Épinal, au centre ouest (fig. 2). On notera la faible étendue actuelle de ces formations dans la vallée de la Meurthe.

5.1 - TERRASSE DE LA SARRE BLANCHE

Au nord-ouest de Sarrebourg, un seul lambeau de terrasse dominant le cours actuel de la Sarre (fig. 2) a été reconnu (carte géologique de Sarrebourg, Guillaume & Limasset, 1968). D'après un sondage en surface, des petits galets de quartz et de quartzite sont inclus dans une matrice limoneuse. La nature des dépôts sous-jacents est inconnue. Les terrasses de la Sarre plus en aval sont l'objet d'une étude en cours (voir Harmand *in* Cordier *et al.*, 2007).

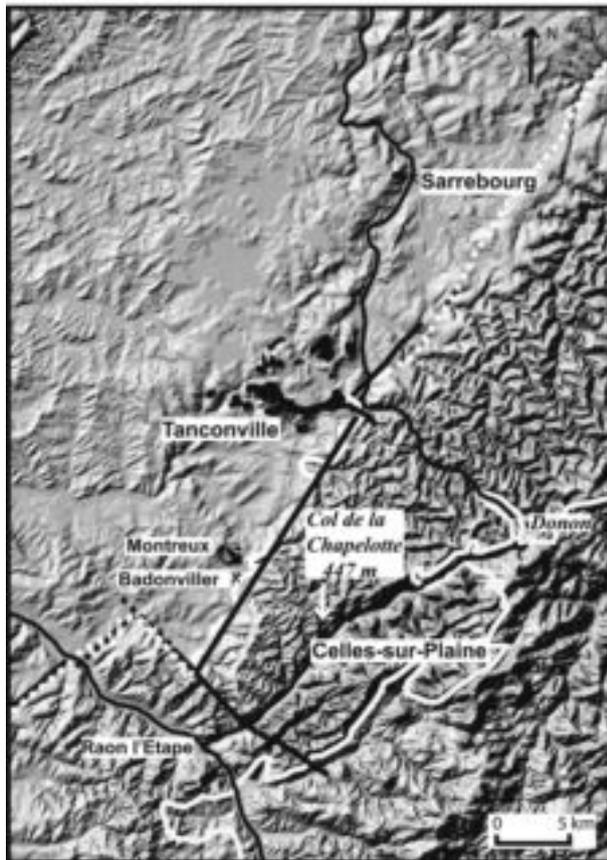
5.2 - ENSEMBLE DE TANCONVILLE - CIREY-SUR-VEZOUZE

Cet ensemble irrégulièrement disséqué est relativement vaste, d'environ 20 km² (fig. 2 & 3). L'altitude du sommet du dépôt près de Cirey-sur-Vezouze dépasse 390 m, elle est inférieure à 380 m dans le secteur de Tanconville. Les altitudes relatives maximales sont d'environ 85 m dans les deux cas, par rapport respectivement à la basse vallée de la Vezouze et de la Sarre Blanche. D'après l'étude de quatre gravières, l'épaisseur des dépôts ainsi que leur granulométrie tend à diminuer vers l'ouest.

5.2.1 - Coupe de référence des formations anciennes : la gravière de Tanconville 1

À Tanconville 1, gravière déjà partiellement décrite par Turin (1986) et Mantilaro (2005), les dépôts anciens sont entaillés sur 200 m de long et 15 m d'épaisseur par le front d'exploitation. Le suivi de la gravière a permis d'observer la partie inférieure des dépôts, sans toutefois atteindre le substratum de Muschelkalk. Cette gravière offre la seule coupe presque complète des formations anciennes grossières et peut donc servir de site de référence (fig. 4 à 9).

La formation supérieure est composée de limons massifs de faible épaisseur (0,5 à 1,5 m), de couleur gris



Limites entre le Burtsandstein et le Muschelkalk (à l'ouest)
 et limites entre le socle et le Burtsandstein (à l'est)
 limite connue : ligne blanche continue
 limite supposée : ligne blanche pointillée
 Failles principales : tracé connu : ——— tracé supposé : - - - -
 Alluvions anciennes : ■

Fig. 3: Carte des épandages de piémont du secteur Sarrebourg - Tanconville - Badonviller, dans leur contexte géologique et topographique. Topographie de P.-J. Fauvel. (Donon, 1009 m)

Fig. 3: Map of the piedmont fans in the Sarrebourg - Tanconville - Badonviller area, with the geological and topographic setting. Topography from P.-J. Fauvel. (Donon, 1009 m)

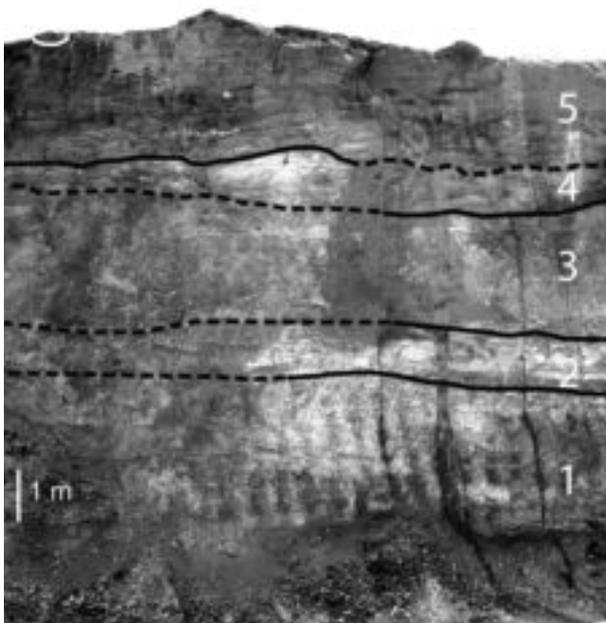


Fig. 4: Coupe d'ensemble de la gravière de Tanconville 1.

Fig. 4: Complete section of the piedmont fan units at the Tanconville 1 gravel pit.

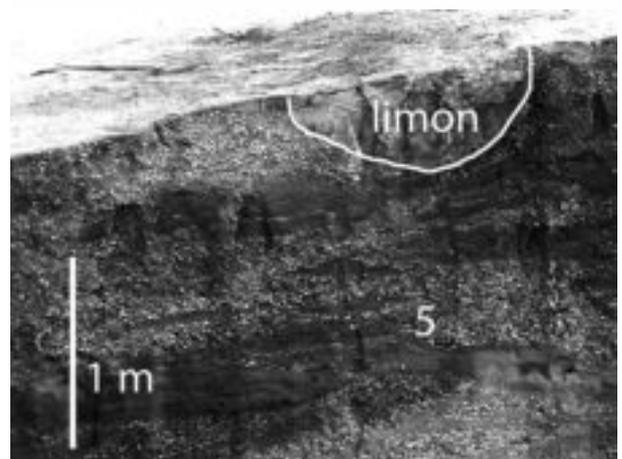


Fig. 5: Sommet de la coupe de la gravière de Tanconville 1.

Fig. 5: Upper units of the Tanconville 1 gravel pit. (limon = silt).

verdâtre, qui comblent des chenaux métriques incisés dans la zone grossière sous-jacente (fig. 5) et nappent le sommet des dépôts d'épandage.

La formation inférieure grossièrement stratifiée, objet de cette étude, est observée sur 14 m d'épaisseur et représente les épandages anciens. Elle peut être subdivisée en cinq zones (fig. 4), dont deux zones (zones 2 et 4) constituées de lentilles de matériel fin (sable à limon) qui séparent les lithozones grossières (1, 3 et 5), épaisses de 3 à 4 m. La partie supérieure de la zone 5 est caractérisée par sa couleur rouge rouille et une texture à dominante de gravier. Son épaisseur varie de 1 à 3 m.

Verticalement, la formation montre un gradient grano-décroissant: la zone inférieure 1 (fig. 6) inclut des lits discontinus de galets décimétriques à texture ouverte (*open work*), et des galets décimétriques dispersés dans les lits de petits galets et graviers mal triés. Dans la zone 3 (fig. 7), les graviers grossiers à stratification diffuse sont dominants, avec des petits galets dispersés. Ils incluent des lits discontinus de petits galets centimétriques et des lentilles sableuses. La lithozone 5 (fig. 5 & 7) est dominée par du gravier moyen à petit, avec de nombreuses lentilles de sable et de silt et quelques petits galets dispersés. Sa partie sommitale est composée de gravier moyen, plus homométrique que dans la partie sous-jacente, et de lentilles de sable (fig. 5).

Les figures sédimentaires observées en coupe présentent également une variation verticale significative. Les lithozones grossières 1 et 3 présentent une stratification très fruste, soulignée par des lentilles de sable, de gravier plus fin ou de galets plus grossiers. Le suivi latéral des structures évoque des faisceaux arqués peu épais correspondant à des nappes de matériel, avec des dunes plus grossières et des remplissages de mouilles peu profondes et larges. La zone supérieure 5 présente des faisceaux arqués plus étroits. Les mesures du sens de l'écoulement, d'après la disposition et la pente des structures sédimentaires, se révèlent peu significatives, en raison du tassement des sédiments et de la variabilité de l'orientation des figures sédimentaires. Les paléochenaux s'écou-

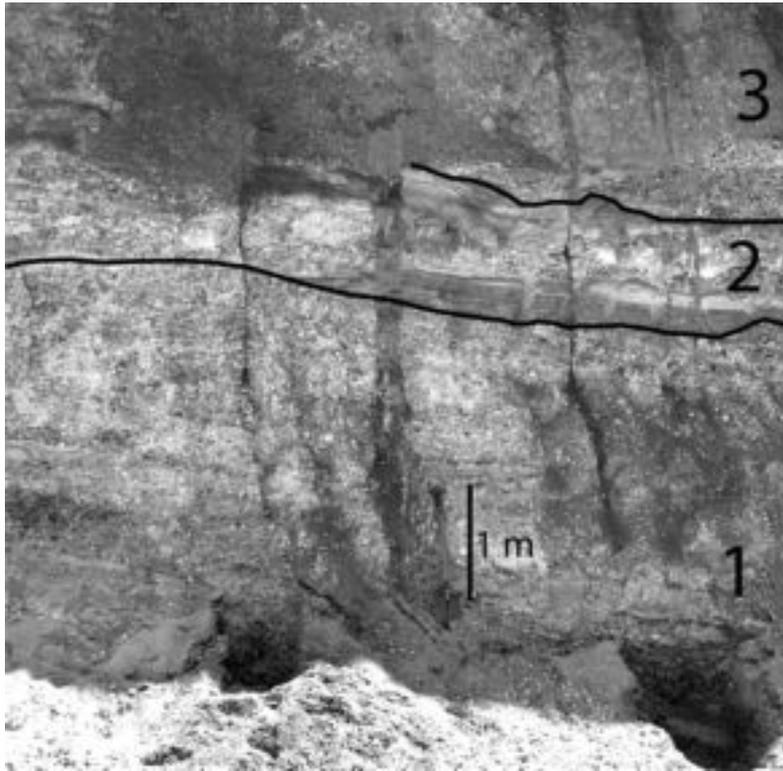


Fig. 6 : Base de la coupe de la gravière de Tanconville 1.
 Fig. 6: Lower units of the Tanconville 1 gravel pit.

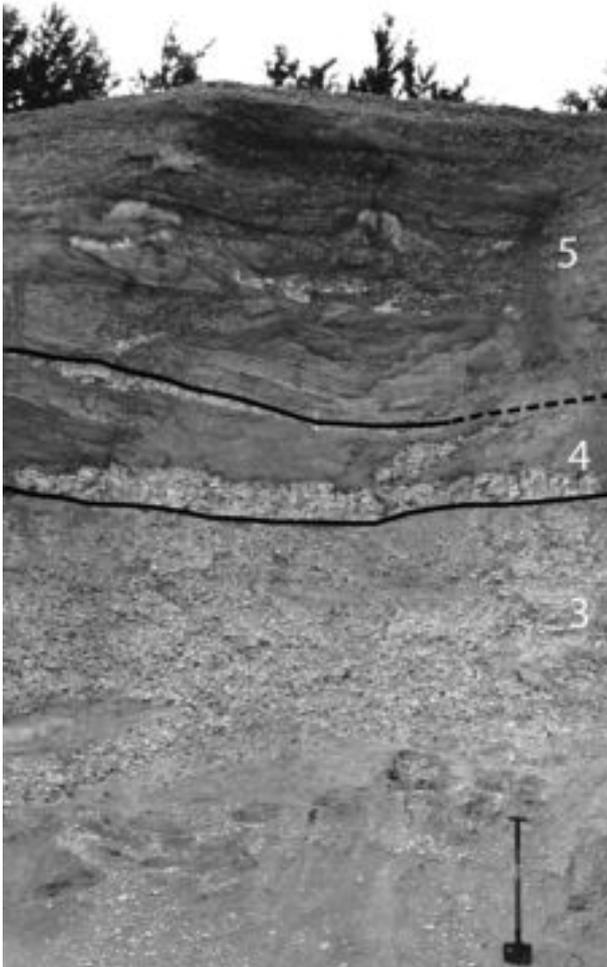


Fig. 7 : Unités moyenne et supérieures de la gravière de Tanconville 1.
 Fig. 7: Intermediate and upper units of the Tanconville 1 gravel pit.

laient selon une orientation diffuse, avec une pente générale faible vers le secteur ouest.

Il n'a pas été observé de discontinuité marquée ou de pavage continu indicatifs de lacune d'érosion majeure. L'emboîtement des faisceaux arqués correspond aux lacunes intraformationnelles habituelles dans des dépôts fluviaux ou fluvioglaciers et exprime la superposition de nappes planaires. Il faut noter l'absence de granoclassement vertical au sein de chaque nappe tabulaire, le matériel grossier est mal classé, parfois en *open work*. Les cas de granoclassement décroissant, indicateurs de mise en place par des crues, sont rares ainsi que les cas de granoclassement croissant. La mise en place des sédiments est attribuée à un étalement de débris, à faible profondeur, dans un large réseau en tresses à faible pente.

Les zones 2 et 4 de matériel plus fin sont mal délimitées. La zone 2 (fig. 6), de faible épaisseur, de l'ordre de 40 cm, a pu être suivie sur le front d'exploitation principal qui est transverse aux paléochenaux. Il s'agit de plusieurs lits et lentilles de matériel sableux ou sablo-limoneux. Des lits de gravier sont intercalés parfois entre les lits de sable. La zone 4 est très visible (fig. 4 & 7), sous forme de larges lentilles de limon sableux blanc, de lits discontinus de sable et de galets mous de limon blanc (fig. 8). Ces figures sédimentaires discontinues mais présentes sur tous les fronts d'exploitation sont disposées sur une épaisseur variant de 1 à 3 m. Les lentilles de limon et sable limoneux blanc sont souvent déformées ou faillées. Le contact inférieur des poches de limon est rarement franc, les grains de gravier sous-jacents sont souvent irrégulièrement imprimés dans le silt blanc, ce qui évoque une compression verticale sur les lentilles de limon. Les galets mous de silt blanc isolés impliquent le

remaniement de lambeaux à partir de lentilles silteuses situées en amont ou latéralement (fig. 8). Ces galets mous n'étaient pas nécessairement gelés car la cohésion des silts après sédimentation, dessiccation et tassement mineur peut être suffisante pour un transport sur une faible distance. Toutefois, certains lambeaux pluridécimétriques semblent avoir été transportés en bloc, ce qui pourrait nécessiter un transport à l'état gelé ou par des radeaux de glace. Les lentilles de sable et de silt blanc disséminées irrégulièrement dans les zones grossières 1, 3 et 5 ont les mêmes caractéristiques, sans toutefois former des zones continues. Elles correspondent à l'accumulation de sédiments fins dans des fonds de chenaux délaissés et entre des barres de gravier.

Les zones 2 et 4 de lits et lentilles de matériel fin ne marquent pas une rupture sédimentaire de longue durée, car elles ne présentent aucune trace de pédogenèse ou de cryoturbation. Elles peuvent avoir deux origines : soit elles représentent des zones de circulation de moindre énergie consécutives au déplacement latéral, local, des chenaux majeurs ; soit elles résultent d'un forçage externe, régional, traduisant des phases climatiques à plus faible apport hydrique. Étant donné qu'elles séparent des zones grossières à texture dominante différente, elles marquent plutôt des phases de transition résultant d'une baisse générale de débit et non pas d'une simple migration latérale des axes d'écoulement.

La composition lithologique des dépôts varie peu, avec une dominante de quartz, quartzite et grès et la présence de lydienne qui reflètent directement la composition du Conglomérat principal du Buntsandstein, ce dernier constituant la source presque exclusive du matériel. Toutefois, la zone 1 contient des gros cailloux anguleux décimétriques de calcaire silicifié du Muschelkalk (moins de 1 %). Sur l'ensemble de la carrière, les plus

gros galets (quartzite et calcaire silicifié, longueur ≥ 16 cm) sont présents dans cette zone inférieure. La présence de très rares galets de granite très altéré implique une source de matériel située soit dans le Conglomérat de base du Buntsandstein moyen et donc sur le versant interne de la bordure des grès rouges, soit sur les Vosges cristallines, donc au-delà du Donon, par exemple sur le Massif du Champ de Feu (fig. 1) (Kulnicz & Occhietti, 2007). Un galet noir à phénocristaux (porphyre vert, identifié par Marc Durand) est en faveur d'une provenance des Vosges cristallines et par conséquent d'une origine glaciaire. Cette quasi-absence de matériel cristallin sera analysée plus loin, à propos du blanchiment. L'usure des galets ne varie pas verticalement de façon notable. Il s'agit de galets arrondis mais cassés avec rebords de cassure sub-arrondis, de galets sub-anguleux et anguleux qui ne reflètent pas un long transport aquatique. Dans les zones 1 à 5, de nombreux galets de quartz et de quartzite sont cassés en place ou éclatés, par altération et peut-être par gélifraction récente.

Le type d'altération varie verticalement. Les fragments de grès du Buntsandstein des zones inférieures 1 à 3 sont affectés par un blanchiment prononcé, que l'on retrouve moins fréquemment dans les zones sus-jacentes. De nombreux galets blanchis sont fragilisés et peuvent être réduits manuellement en sable, en tout ou en partie. Les galets de quartz sont corrodés et fragilisés, quelques-uns se rompent facilement. Le blanchiment marqué est interrompu par des traînées de couleur orangée et n'affectent pas certains lits de gravier ou de galets. Des taches circulaires de couleur rouille sont visibles en particulier dans les lits de sable. Des petites failles sont présentes à tous les niveaux. La zone 5 est caractérisée par la présence d'une matrice de couleur rouge et parfois de galets et

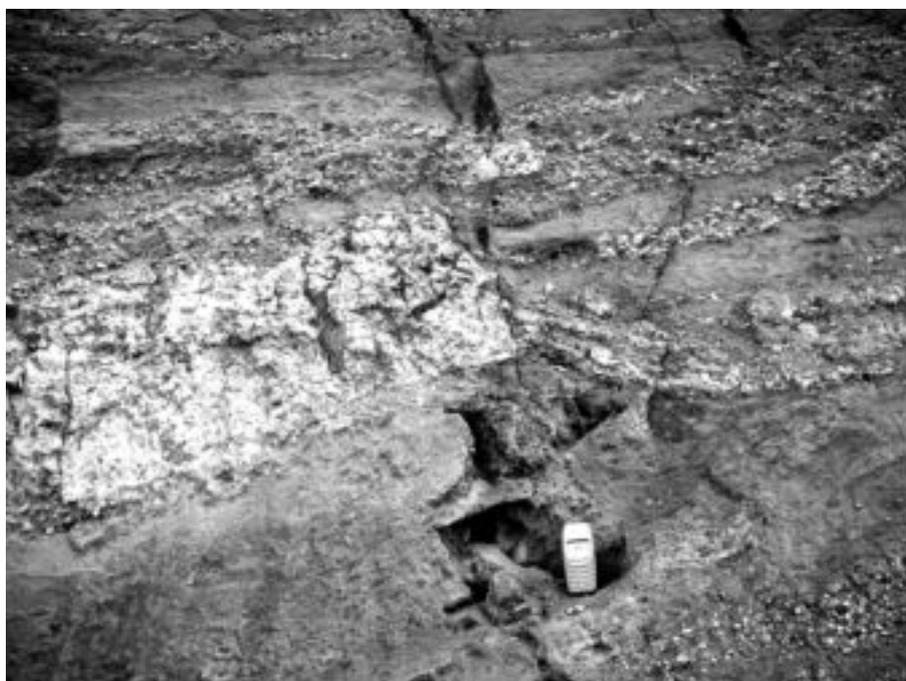


Fig. 8 : Banc et galets mous de silt blanc, gravière de Tanconville 1.
Fig. 8: Bed and cobbles of white silt, Tanconville 1 gravel pit.

fragments cimentés par de l'oxyde fer. Cette rubéfaction dans la partie supérieure des formations grossières indique une accumulation pédogénétique prolongée (horizon Bt). Des profils de podzol dans le limon sommital subsistent lorsque le sommet du front de taille n'a pas été déblayé par l'exploitant.

Le sommet de la zone 5 est fréquemment affecté par des figures de perturbation périglaciaire : fentes en coin comblées parfois de silt issu de la formation sommitale, involutions et affaissements (fig. 9). Un réseau de chenaux sommitaux de profil semi-circulaire métrique est incisé (fig. 5). Le décapage permet de voir le toit de ces structures en forme de baignoire comblées par du silt de couleur gris verdâtre.

Dans l'ensemble de la formation grossière, l'absence de cicatrice d'érosion majeure, le gradient globalement granodécroissant et l'évolution verticale des structures sédimentaires indiquent que cette formation s'est déposée au cours d'un seul épisode sédimentaire de longue durée, pouvant correspondre à l'une des grandes phases climatiques du Quaternaire. La diminution progressive de l'énergie, et probablement de la tranche d'eau, a été interrompue à au moins deux reprises par des baisses prolongées de débit.

5.2.2 - Données complémentaires des autres carrières

La nouvelle carrière de Tanconville 2 expose des structures sédimentaires indiquant le sens d'écoulement des eaux vers le secteur ouest (N 260°). Des structures de cryoturbation et des fentes en coin, sous l'unité limoneuse sommitale, résultent d'une ou de plusieurs phases à pergélisol après la mise en place de l'épandage (fig. 9). Une auge plurimétrique, limitée par des failles et remplie de sable fin silteux, peut être interprétée comme une

structure d'affaissement et le résultat d'un soutirage tardif provenant du substratum (Muschelkalk). En effet, dans ce secteur, des circulations karstiques sont connues dans les calcaires du Muschelkalk supérieur, et des fontis résultant de la dissolution d'évaporites dans les marnes du Muschelkalk moyen arrivent parfois au jour.

La sablière de Gogney (fig. 2), décrite par Mantilaro (2005), exploite sur 5 m la partie supérieure des unités anciennes, à l'extrémité distale de l'épandage de Tanconville. Les structures sédimentaires parfois diffuses, de type faisceau arqué, et la texture (gravier, sable, silt) indiquent l'écoulement vers le nord-ouest d'un réseau en tresses distal, à moyenne et faible énergie. La perturbation des contacts sédimentaires et la déformation des lits silteux blancs évoquent le tassement et l'altération post-sédimentaire du sédiment originel. Le sommet de l'unité d'épandage, souvent perturbé par des structures de cryoturbation, montre une chenalisation nette et le comblement de mouilles profondes par les silts blancs.

La petite sablière de Fraquelfing expose une fente en coin de 1m de profondeur et un podzol.

5.3 - ENSEMBLE DU SECTEUR DE MONTREUX - BADONVILLER

Dans ce secteur (fig. 3), seuls quelques lambeaux d'épandage recouvrent le Muschelkalk. En surface, le limon contient des galets et du gravier de quartz et quartzite. Aucune coupe n'est visible. Les épandages sont localisés dans un angle mort hydrographique. Il ne reste aucune trace d'un détournement temporaire ou définitif d'une rivière majeure dans ce secteur. Vers l'est, en amont de l'axe des épandages, la vallée actuelle est encaissée dans les grès rouges du Buntsandstein et se termine en tête de vallée abrupte.



Fig. 9 : Figures de cryoturbation, gravière de Tanconville 1.
Fig. 9 : Cryoturbation structures, Tanconville 1 gravel pit 1.

5.4 - TERRASSES ANCIENNES DE LA MEURTHE

Les formations anciennes ont été inventoriées à l'intérieur et à l'extérieur du Massif vosgien, du Bassin de St-Dié jusqu'à Lunéville, de 16 à 60 km en aval de la haute vallée englacée de la Meurthe. Elles sont réduites à l'état de rares lambeaux situés souvent dans les vallées affluentes de la Meurthe.

Dans le bassin de St-Dié, sur la rive droite de la Fave (fig. 2) et à proximité de la jonction entre les vallées de cet affluent et de la Meurthe, des dépôts anciens (carte géologique de St-Dié, von Eller & Blanalt, 1975) forment un corps sédimentaire composite incluant des dépôts fluviaux et des dépôts de cône de déjection local. La base visible du corps sédimentaire est située à Remomeix, à 3 km à l'est de St-Dié, à quelques mètres au-dessus du lit mineur actuel de la Fave et à 9 m au-dessus du lit de la Meurthe. Sur une coupe excavée de 4 m de haut et 23 m de long, le dépôt est grossièrement stratifié, la granulométrie est hétérométrique avec une dominance de gros galets et quelques blocs. Les cailloux sont très altérés, friables, mais gardent le plus souvent leur forme initiale. Les éléments de la matrice sont blanchis. Les cailloux sont composés de granite, grès blanchi, gneiss, quartzite, quartz et roches ignées sombres altérées. Cette diversité lithologique permet d'attribuer la source de ces dépôts à l'ensemble du bassin de la Fave et non à un cône de déjection local alimenté par les roches du Permien. Une autre série d'affleurements discontinus, le long du chemin au-dessus du cimetière de Remomeix, permet de reconstituer la composition des dépôts sus-jacents dont le sommet varie entre 400 et 417 m d'altitude. Il s'agit de galets emballés dans une matrice silto-sableuse. La taille des galets décroît vers le haut. La partie supérieure est composée de limon à petits cailloux. L'épaisseur minimale des dépôts est de 20 m.

Dans le bassin de St-Dié, et sur 44 km entre St-Dié et la forêt de Mondon, située en amont de la confluence avec la Vezouze, les lambeaux de terrasse ou de cône de déjection latéraux à la vallée de la Meurthe. Les hautes terrasses de la Meurthe et de la Vezouze sont présentes à l'état résiduel à l'est de la forêt de Mondon où elles forment la partie la plus élevée d'un ensemble de terrasses étagées (carte géologique de Lunéville, Ménillet *et al.*, 2005). Nous ne retenons que les lambeaux de la terrasse nommée M8 par Cordier *et al.* (2006), dont l'altitude maximale est de 330 m et l'altitude relative d'environ 85 m, ce qui correspond à celle des épandages de piémont (fig. 10). Les matériaux de cette terrasse supérieure ne sont pas observables à cause du manque de coupes. De plus ils sont couverts de limons et ont été profondément remaniés et soliflués. À la faveur de travaux routiers en cours sur le versant sud de la Forêt de Mondon, les alluvions de la terrasse plus récente M4, dont le sommet est à +30 m d'altitude relative, ont pu être observées sur 15 m d'épaisseur. Une unité grossière est visible sur les 2 m inférieurs du corps sédimentaire de cette terrasse. La présence relativement fréquente (5 à 10 %) de galets de granite complètement

déstructurés et friables confirme que les galets de ce type de roche s'altèrent entièrement à une vitesse relativement rapide.

Ces informations disparates permettent de mettre en évidence que la paléovallée de la Meurthe était comblée par des nappes alluviales, dont certaines d'altitude relative de 40 m ou plus et bordées de cônes de déjection. Le caractère résiduel de ces témoins indique également la forte capacité érosive de la Meurthe, ce que confirme à St-Dié la profondeur du lit rocheux par rapport au niveau de la Meurthe actuelle de -20 m sous la nappe grossière fini-wurmienne (Kowalski *et al.*, 1990). La forte énergie de la Meurthe est également confirmée par la taille des éléments grossiers observés, au cours de travaux de voirie, dans la nappe M1 à Saint-Clément, en contrebas de la forêt de Mondon, à 36 km en aval de St-Dié. La Meurthe présente donc un type de contexte fluvial fortement érosif, lié à la fois à la source située dans le domaine glaciaire, à l'ampleur du bassin versant et aux nombreux affluents.

5.5 - ÉPANDAGES ANCIENS DE LA VALLÉE DE LA MORTAGNE ET DE L'ARENTELE.

Les épandages localisés de part et d'autre de la Mortagne (fig. 11) sont situés dans un contexte apparemment différent de celui de l'ensemble de Tanconville. Il a fallu les classer en fonction de leur altitude sommitale relative par rapport à la Mortagne actuelle, de l'ordre de 45 m, et de l'altitude absolue, comprise entre 370 m en amont et 335 m en aval. Le dépôt est observable dans deux anciennes carrières de Saint-Gorgon, situées près de la limite nord de l'épandage et déjà étudiées par Marchand (1984). Le réexamen des coupes accessibles permet de confirmer la parenté entre ces dépôts et la partie supérieure de la coupe de Tanconville. Les galets arrondis sont plus fréquents sur ces coupes, conformément à la nature du Conglomérat principal local, observé au sud de Granvillers.

Au sud, les épandages du bassin de l'Arentèle et leur extension vers l'ouest sont discontinus et partiellement

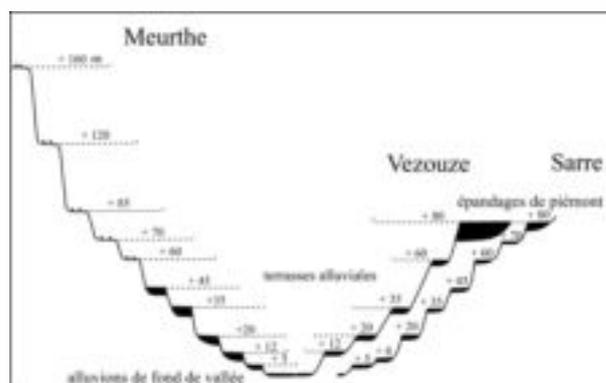


Fig. 10 : Étapes du creusement et terrasses des vallées de la Vezouze, de la Sarre et de la Meurthe à l'ouest des Vosges du Nord (Harmand, 2004).

Fig. 10: Deepening phases and terraces in the valleys of the Vezouze, Sarre and Meurthe Rivers, west of the northern Vosges Mountains (Harmand, 2004).

hétérogènes (fig. 11). L'ensemble des dépôts semble correspondre à un vaste épannage d'une paléo-Arentèle, ultérieurement incisé par des affluents de l'Arentèle, issus du versant gréseux. La marge sud de ces dépôts est partiellement recouverte par des colluvions issues du Conglomérat principal. L'altitude maximale des dépôts varie entre environ 400 m au sud-est (en excluant les zones de colluvions) et 330 m au nord. Les dépôts associés aux épanrages ont pu être observés à proximité de l'église de Grandvillers. Comme à Tanconville, les galets sont blanchis, friables, mais plus fréquemment arrondis et de plus grande taille.

Dans les deux cas, les épanrages sont déposés à la sortie de vallées profondément encaissées dans le substratum de Buntsandstein et de Muschelkalk et disproportionnées par rapport au réseau hydrographique actuel des deux rivières. Les bassins versants actuels ne peuvent fournir de tels épanrages.

5.6 - HAUTES ET MOYENNES TERRASSES DE LA MOSELLE

Les hautes terrasses de la Moselle ont été peu étudiées. Bien que la limite entre les terrasses haute et moyenne

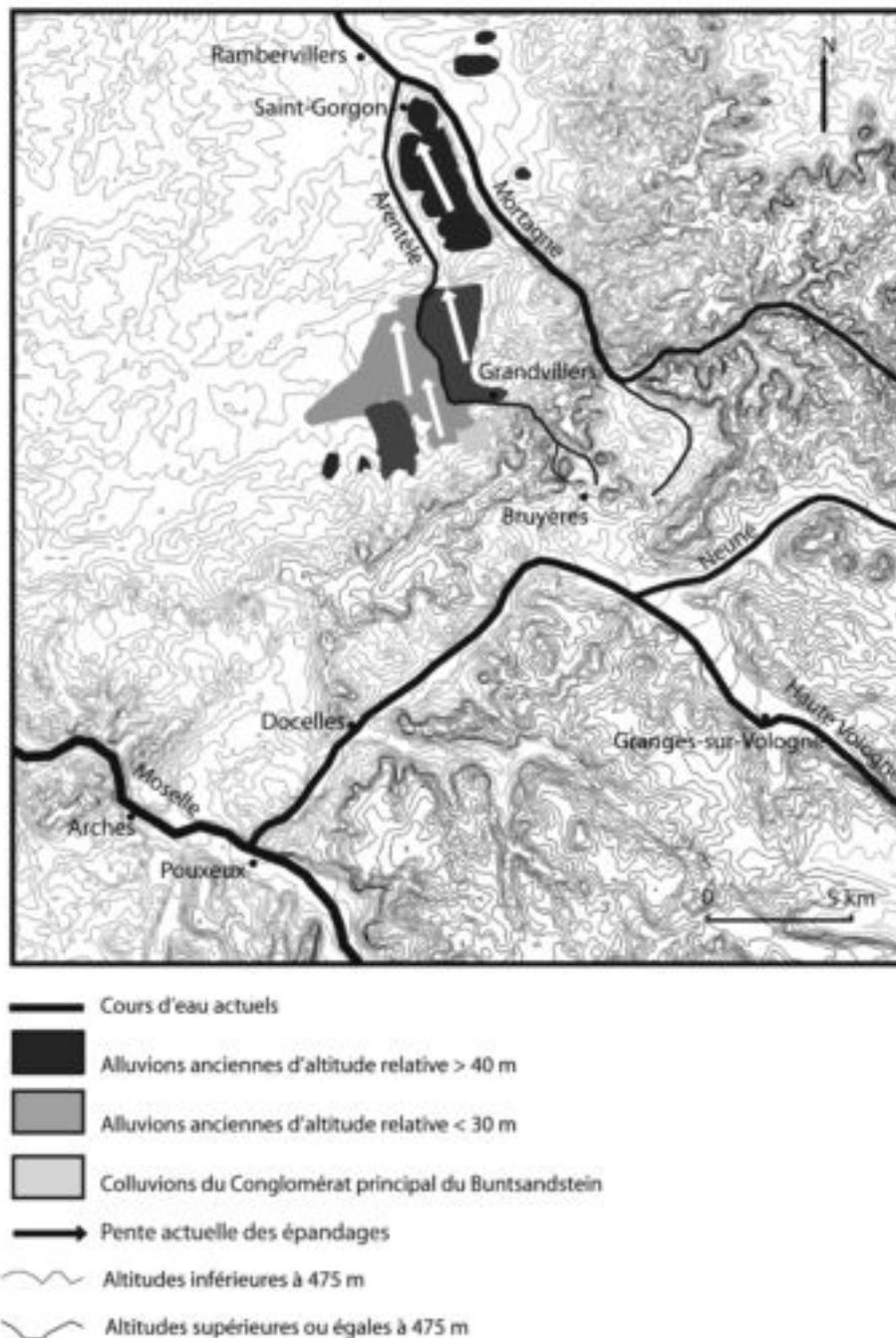


Fig. 11: Carte des épanrages du secteur de l'Arentèle-Mortagne.
 Fig. 11: Map of the old deposits in the valleys of Arentèle and Mortagne Rivers.

soit parfois visible par un talus dans le paysage, elle n'est pas indiquée sur la carte géologique de Mirecourt (Minoux & Marotel, 1978). Il a donc été décidé de ne retenir que les dépôts dont les altitudes relatives étaient compatibles avec celles des épandages, qu'ils soient attribués à la haute ou la moyenne terrasse de la Moselle.

Entre Épinal et Nomexy, les hautes terrasses sont localisées sur la rive gauche de la Moselle. Du côté ouest, l'Avière incise sur 15 km les restes de l'épandage en terrasse qu'elle sépare en deux parties : une partie continue le long de la Moselle et une partie discontinue du côté ouest (carte géologique d'Épinal, Durand *et al.*, 1989) (fig. 12). La portion amont de cet ensemble, près du seuil d'Épinal, évoque un épandage de marge glaciaire antérieur à celui de la moyenne terrasse de Golbey (Taous, 1989; Kartit, 1989) interprétée comme un cône de raccordement entre le domaine fluvioglaciaire et le domaine fluvial par Vaskou (1981). Des vérifications de terrain confirment la présence de dépôts grossiers et siliceux sur ces lambeaux de terrasse. À partir de Nomexy, les témoins des hautes terrasses se prolongent sur la rive droite de la Moselle, notamment sur la partie externe de la forêt de Charmes où de nombreux chablis ont permis d'échantillonner les galets.

A noter qu'en aval de Charmes, d'autres lambeaux de hautes terrasses sont identifiés sur la carte géologique de Bayon (Allouc *in* Hilly *et al.*, 1977), en aval de Bayon, sur la rive gauche de la Moselle.

D'après l'ensemble des données disponibles, on peut distinguer trois types d'épandages sur la marge nord et nord-ouest des Vosges. Du plus évident au plus complexe, on observe la terrasse fluvioglaciaire proximale qui se prolonge sous forme de terrasse alluviale (équivalent de fluvioglaciaire distal) dans la vallée de la Moselle entre Épinal et Charmes, le système de terrasses fluviales et cônes latéraux en aval de la haute vallée englacée de la Meurthe, réduit à l'état de lambeaux discontinus du bassin de Saint Dié à la forêt de Mondon, et les épandages de piémont distincts du réseau hydrographique actuel. Le synchronisme entre tous ces épandages n'est pas démontré, mais ils sont dans une position relative ancienne.

6 - INTERPRÉTATIONS

6.1 - PALÉOENVIRONNEMENTS DES ÉPANDAGES DE PIÉMONT

6.1.1 - Modes de sédimentation

La morphologie générale, les structures sédimentaires et la texture des dépôts des deux ensembles alluviaux de piémont (Tanconville-Vezouze et Mortagne-Arentèle) indiquent un environnement sédimentaire de type épandage à pente faible (*fan*) avec un débit très variable et un apport de sédiment abondant. Il ne s'agit ni de cônes d'épandage torrentiels à forte pente ni de dépôts fluviaux limités à une vallée étroite. Les structures en faisceaux arqués peu épais impliquent une sédimentation

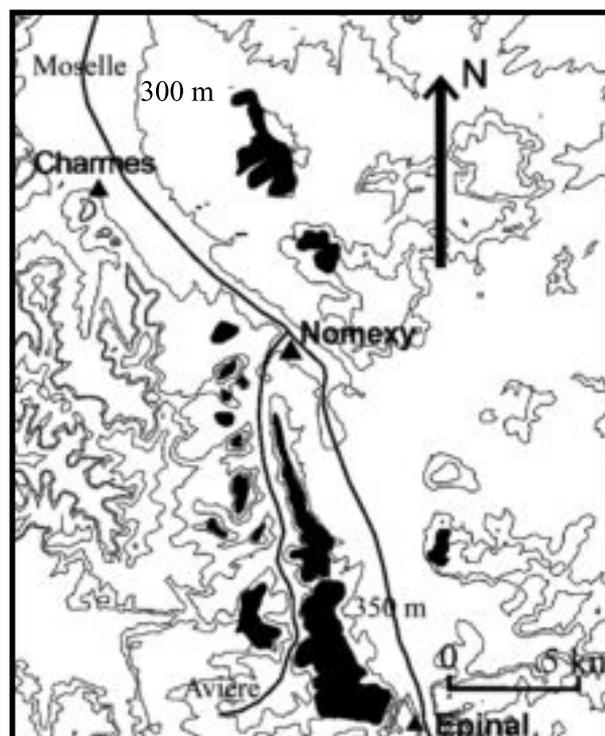


Fig. 12: Carte des hautes terrasses de la Moselle (en noir sur la carte) entre Épinal et Charmes.

Fig. 12: Map of the high terraces (in black) in the valley of Moselle River, between Épinal and Charmes.

sous une tranche d'eau peu profonde, avec des phases de haut débit, à l'origine de la différenciation de dunes et de barres de sédiments grossiers, et des phases de bas débit caractérisées par la sédimentation de sable et de silt dans des chenaux peu profonds et mobiles. Il faut noter l'évolution verticale vers une baisse de l'intensité des hauts débits, représentée par un changement de texture de grave à gravier, et par une chenalisation plus marquée. Ce gradient n'exprime pas une baisse de la disponibilité du matériel détritique mais un changement hydrologique. En théorie, la baisse d'énergie peut être due soit à l'éloignement de la ressource en eaux (caractère plus distal) soit à un tarissement progressif de la ressource en eaux. Dans le contexte régional, la seconde hypothèse paraît plus vraisemblable, avec un tarissement et une chenalisation. La couverture de limon marque une rupture sédimentologique. Elle est attribuée à une sédimentation aquatique diffuse qui nappe les épandages et fossilise la morphologie sommitale des épandages. L'hypothèse d'apports éoliens resédimentés ne peut être exclue, compte tenu de la présence de lœss dans la plaine d'Alsace.

Il semble que la pédogenèse, à l'origine de la concentration d'oxydes de fer ferrique (équivalent d'un Bt diffus), et qu'une partie des figures de cryoturbation précèdent la mise en place de la nappe limoneuse. Il est évident toutefois que la zone supérieure des épandages et la couverture limoneuse ont subi plusieurs phases d'érosion, de pergélisol et de pédogenèse.

Compte tenu de la pente très faible des épandages du piémont vosgien, il ne s'agit pas de cônes de déjection à la sortie de reliefs montagneux. Les conditions clima-

tiques excluent également les cônes alluviaux (*alluvial fans*) résultants de crues subites (*flash floods*) construits en régions subdésertiques.

Ces plaines alluviales de piémont ont une origine soit purement fluviale (torrentielle distale), soit fluvioglaciale.

6.1.2 - Contexte paléoenvironnemental

Le contexte paléoenvironnemental régional à l'origine de la mise en place des épandages de piémont doit expliquer la disponibilité en éléments détritiques et un régime hydrologique à la fois à haute énergie et à fortes variations de débit. Trois types de processus peuvent être invoqués : surrection tectonique (Bonnetfont, 1986), régime torrentiel non glaciaire et action des eaux de fonte glaciaire proximales ou distales. Les données de terrain suivantes doivent être prises en compte :

- la rareté de cailloux du socle vosgien semble résulter d'une altération complète de ces éléments grossiers, sans que l'on puisse exclure leur inexistence originelle dans le dépôt mis en place. Il en découle un manque de marqueurs lithologiques univoques, même si la fréquence de grains anguleux résiduels penche en faveur de l'altération de cailloux provenant du socle,

- il n'y a pas de lien entre le réseau hydrographique actuel et les épandages (fig. 2 & 3),

- le bassin versant actuel de l'Arentèle est très restreint et la haute vallée de cet affluent de la Mortagne, à la sortie de Bruyères, est disproportionnée par rapport à son débit actuel (fig. 2),

- la Mortagne traverse la bordure structurale du Buntsandstein par une vallée rectiligne et disproportionnée qui est dans l'axe d'un bassin versant amont en amphithéâtre, au nord-est de Bruyères. Cet amphithéâtre a une étendue insuffisante pour fournir l'eau nécessaire au creusement de la vallée rectiligne et au transport des dépôts de l'épandage de Saint-Gorgon construit au débouché de la bordure structurale du Buntsandstein (fig. 2),

- la localisation de tous ces épandages à la périphérie des Vosges gréseuses et l'importante érosion du Conglomérat principal sur le revers gréseux, entre les épandages de Tanconville - Cirey-sur-Vezouze - Badonviller et le Donon (fig. 3),

- l'absence de témoins visibles sur le terrain faisant le lien entre ces épandages et d'anciens fronts glaciaires,

- l'absence ou la rareté en Lorraine, sur le plateau sédimentaire et le piémont vosgien, des très hautes terrasses du Pléistocène inférieur et du Pliocène observées dans la vallée de la Moselle en Allemagne (Cordier, 2004 ; Cordier *et al.*, 2009).

6.1.2.1 - Hypothèse tectonique

L'hypothèse de la formation des épandages de piémont en relation avec un soulèvement tectonique des Vosges a déjà été proposée par Bonnetfont (1986). Il pourrait

correspondre à la phase d'activité tectonique du Pléistocène sur la marge sud du Bassin de Paris évoquée par Voinchet *et al.* (2007) dans une étude des terrasses fluviales du bassin de la Loire moyenne. Dans cette hypothèse, les épandages de piémont correspondraient à la terminaison distale de cônes d'épandages construits au débouché de vallées des Vosges gréseuses. Toutefois, les pulsations tectoniques du bassin de la Loire sont enregistrées dans des compartiments étroits qui ont servi de pièges sédimentaires très localisés. Ce type de fossé étroit réactivé n'a pas été identifié sur le versant lorrain des Vosges qui semble avoir seulement subi le lent soulèvement pléistocène commun à tout l'est du Bassin de Paris. L'absence de traces de soulèvement accéléré des Vosges par rapport au Plateau lorrain pendant le Pléistocène (Le Roux, 2007) est donc peu favorable à cette hypothèse. Enfin, les taux de mouvement vertical différentiel dans la vallée moyenne du Rhin et dans les vallées adjacentes sont estimés (Peters & van Balen, 2007) entre 0,01-0,08 mm/an, soit entre 1 et 8 m en 100 000 ans. Localement, mais avec beaucoup de réserves, ce taux pourrait atteindre jusqu'à 0,2 mm/an, soit 20 m en 100 000 ans. Il est peu probable que de tels taux déclenchent des processus d'érosion accélérée qui seraient à l'origine de cônes d'épandage. Par ailleurs, les épandages du piémont vosgien ne sont pas en relation avec un réseau hydrographique majeur actuel, contrairement aux hautes terrasses fluvioglaciales de la Moselle et aux terrasses de la Meurthe. Il n'est pas impossible que le changement de direction du cours de la Sarre Blanche, de l'ouest vers le nord dans la ceinture du Buntsandstein, ait pour cause un rejeu de la faille sub-méridienne entre le Buntsandstein et le Muschelkalk (fig. 3). L'ensemble des épandages de Tanconville - Cirey-sur-Vezouze est ainsi coupé de son bassin d'alimentation. Cette hypothèse ne s'applique pas aux petits épandages de Badonviller ni à ceux de l'Arentèle-Mortagne. L'hypothèse du rejeu d'un horst pour expliquer la dissymétrie entre l'épandage de l'Arentèle et celui de la Mortagne (Marchand, 1984) ne résiste pas aux données de terrain qui indiquent simplement deux épandages distincts, aux pentes différentes. L'hypothèse d'une pulsation tectonique, même limitée au nord des Vosges, ne peut expliquer la formation de ces épandages. Attribuer ces dépôts au Pliocène, sur le critère de leur forte altération, et ainsi invoquer un soulèvement au Pliocène se heurte à l'altitude relative des épandages qui est nettement inférieure à celle des Terrasses principales de la Moselle, attribuées au Pléistocène inférieur, étudiées depuis longtemps et récemment replacées dans un contexte plus global (Cordier *et al.*, 2006). L'absence de telles hautes terrasses sur la périphérie nord-ouest et ouest des Vosges implique à la fois la faiblesse du soulèvement des Vosges et une érosion continue de l'ensemble du massif.

6.1.2.2 - Hypothèse torrentielle sans influence glaciaire

L'hypothèse d'épandages fluviales ou torrentiels distaux sans influence glaciaire, de type épandage allu-

vial (*alluvial fan*) localisé sur le piémont de massif montagneux, implique la conjonction d'une phase climatique avec régime hydrologique contrasté, distinct de l'actuel, et d'une mobilisation importante de débris provenant surtout du Conglomérat principal. Au Quaternaire, en dehors des phases glaciaires, de tels régimes hydrologiques existent pendant les transitions climatiques ou les stades tempérés. Les cours d'eau d'origine montagnarde manifestent un régime nival avec crues printanières. La mise en place de grands épanchages implique une durée prolongée d'accumulation. Certains bassins versants, où le Conglomérat principal a été fortement déstructuré en surface, auraient libéré le matériel entraîné par ruissellement, après disparition d'une couverture forestière : l'ablation des éléments grossiers implique l'exposition des surfaces structurales du Conglomérat principal, après le démantèlement de leur couverture de Muschelkalk et Buntsandstein supérieur. Les épanchages seraient dans ces conditions le résultat de la coïncidence entre les deux processus.

Les assemblages de faciès et les structures sédimentaires des épanchages alluviaux de piémont sont très proches de ceux de la partie proximale des épanchages fluvioglaciaires (voir Walker & James, 1992). La différence entre les deux types est difficile à établir. Les nappes planaires alluviales montrent normalement un gradient granodécroissant plus fréquent que dans celles des épanchages fluvioglaciaires. La chenalisation est également plus marquée. L'hypothèse alluviale sans influence glaciaire est également affaiblie par plusieurs faits. Les reliefs relatifs aux Vosges gréseuses actuelles justifient peu de tels épanchages et les reliefs relatifs au cours du Quaternaire étaient peu différents, puisque la surrection de la marge orientale du Bassin de Paris et des Vosges s'est poursuivie lentement et solidairement au cours du Pléistocène (Le Roux, 2007). L'hypothèse d'un abaissement significatif des reliefs des Vosges par érosion ne peut également être invoquée, l'érosion différentielle affecte surtout la marge de Muschelkalk et les vallées englacées ou non. D'autre part, si le relief différentiel était suffisant, de tels épanchages auraient dû s'accumuler de façon répétitive au cours du Quaternaire, chaque fois que les conditions climatiques étaient identiques. L'argument le plus défavorable à l'hypothèse fluviale est toutefois d'ordre géomorphologique et hydrographique. Il y a une disproportion entre la faible ampleur des bassins versants pouvant être associés aux épanchages et le volume de ces derniers.

6.1.2.3 - Hypothèse fluvioglaciaire

L'hypothèse de dépôts de type fluvioglaciaire, évoquée par pratiquement tous les auteurs récents (Marchand, 1984; Bonnefont, 1986; Turin, 1986; Mantilaro, 2005) semble la plus appropriée, bien que l'architecture sédimentaire caractéristique des chenaux en tresses ne soit pas exclusive aux alluvions proglaciaires, mais se rencontre également en régime nival. L'hypothèse fluvioglaciaire implique la présence d'une mince calotte de glace sur les massifs à l'est et au nord du Donon, au

début ou pendant la mise en place des dépôts, et une marge glaciaire dans la vallée de la Vologne, en amont de la Mortagne et de l'Arentèle.

Au moins trois contextes concomitants sont possibles sur les marges du Massif vosgien (Kulinicz & Occhietti, 2007) :

- Dans le premier cas, le glacier en calotte déborde sur le contrefort gréseux du Massif vosgien. Selon le contexte, les dépôts peuvent être proximaux et former un sandur, ou plus distaux et former des épanchages à chenaux en tresses dans des vallées et dépressions relatives en contrebas du contrefort, via un ou plusieurs cours d'eau fluvioglaciaires qui s'écoulent sur le contrefort gréseux avec une pente relativement forte. Ce modèle s'appliquerait aux épanchages de Tanconville dont la partie amont, à l'emplacement du pied du contrefort gréseux, a été totalement érodée. Associer les épanchages de Tanconville à de vrais sandurs, issus directement de la marge glaciaire, semble toutefois peu vraisemblable car cela impliquerait l'extension de la calotte glaciaire sur tout le contrefort gréseux, ce qu'aucun témoin lithologique n'a confirmé.

- Dans le deuxième cas, le glacier s'étend dans les vallées jusqu'à la limite du massif montagneux et les dépôts forment des terrasses dont le caractère fluvioglaciaire s'atténue vers l'aval pour laisser place aux caractéristiques fluviales, à l'exemple du système des hautes terrasses de la Moselle à Épinal.

- Dans le troisième cas, le glacier ou la langue glaciaire ne s'avance pas à l'extérieur du massif. Les eaux de fonte entaillent profondément le contrefort gréseux et construisent des épanchages au-delà de la limite du revers gréseux, à l'exemple des épanchages de la Mortagne, ou proches de cette limite, à l'exemple de ceux de l'Arentèle (voir Discussion).

Il n'est pas impossible que les cas 1 et 3 aient pu exister de façon concomitante dans le secteur de la Sarre Blanche. Si l'on envisage que la vallée de la Plaine, située à l'est des affleurements structuraux du Buntsandstein, a été englacée, la glace aurait pu diffuser par-dessus le col de la Chapelotte, à 447 m d'altitude (fig. 3) et favoriser les épanchages modestes de Badonviller.

L'hypothèse fluvioglaciaire reste à démontrer de façon définitive, en raison de l'extrême rareté des témoins lithologiques provenant des Vosges cristallines et de l'absence de témoins glaciaires anciens irréfutables en amont des épanchages. La présence de cirques glaciaires anté-wurmiens autour du massif du Donon est attestée (Darmois-Théobald, 1972; Darmois-Théobald & Ménéillet, 1973; Decloux, 1986; Blume & Remmele, 1989), mais les indices d'une calotte ancienne (placages de till, blocs erratiques, résidus de moraines anciennes) n'ont pas été trouvés. La partie supérieure et moyenne de la vallée de la Plaine présente une morphologie qui peut avoir été influencée par une langue glaciaire (fig. 3), mais les sondages inventoriés par le BRGM n'indiquent pas de surcreusement significatif sous les alluvions actuelles de la vallée.

6.2 - ÂGE RELATIF DES DÉPÔTS D'ÉPANDAGE DE PIÉMONT

Faute de datation numérique, l'âge relatif des formations anciennes doit être établi par rapport au système de terrasses de la Lorraine et de la vallée de la Moselle (fig. 10), ainsi qu'aux épisodes glaciaires et isotopiques de référence (fig. 13), en tenant compte des caractéristiques de ces formations. La chronologie des épisodes glaciaires, que ce soit le système alpin, européen continental ou britannique varie selon les auteurs au-delà du Riss/Saalien. Pour cette raison, les événements climatiques majeurs seront rapportés à la courbe isotopique océanique de référence du projet SPECMAP (fig. 13) dont la chronologie est bien cadrée et conforme au forçage astronomique (voir par exemple Martinson *et al.* (1987). D'après cette courbe, le Riss (incluant des interglaciaires frais) correspond aux stades 6 à 10 et l'Interglaciaire Holsteinien correspond au stade 11. Le stade isotopique 12 (OIS 12), associé par presque tous les auteurs au glaciaire Mindel/Elstérien/Anglien, a duré de 470 à 430 ka. Durant ce stade, l'inlandsis scandinave a atteint la marge la plus méridionale connue en Allemagne et a creusé de profondes vallées sous-glaciaires au nord de la Hollande. Les stades isotopiques 13 à 15 correspondent à une faible variation isotopique et aux phases tempérées et fraîches du Cromérien « récent ».

Le stade 16, entre 650 et 610 ka, correspond au contraire à un épisode glaciaire très fort. Selon le cadre chronologique adopté, ce stade fait partie du Cromérien (que les auteurs hollandais prolongent jusque vers 850 ka) ou est attribué parfois au glaciaire Gunz/Ménapien. Pour éviter toute confusion, ce stade sera référé à la « glaciation (majeure) du stade 16 ».

À l'échelle des Vosges, la stratigraphie glaciaire reste controversée. Dans les faits, la Glaciation (ancienne) de Linxert de Seret (1966, 1991) correspond à l'avant-dernière glaciation de Flageollet (2002), attribuée au Riss. La (ou les) glaciation(s) ancienne(s) de Flageollet (2002) peuvent être attribuées aux stades isotopiques 12 (Mindel) et/ou 16. Les limites attribuées à ces glaciations ne font également pas l'unanimité; toutefois, tous les épandages anciens sont au-delà de la limite du dernier Maximum Glaciaire du Würm (OIS 4 à 2) (voir Seret *et al.*, 1990, pour l'âge du maximum würmien au sud des Vosges).

Les lambeaux de haute terrasse de la Moselle entre Épinal et Charmes sont antérieurs au Riss/Saalien, d'après leur altitude supérieure à celle du système de la moyenne terrasse de Golbey datée du Riss (Taous, 1989). L'âge minimum de cet épandage de marge glaciaire, dont l'altitude relative est de l'ordre de 65 m, est Mindel (OIS 12) (Seret, 1991; Flageollet, 2002).

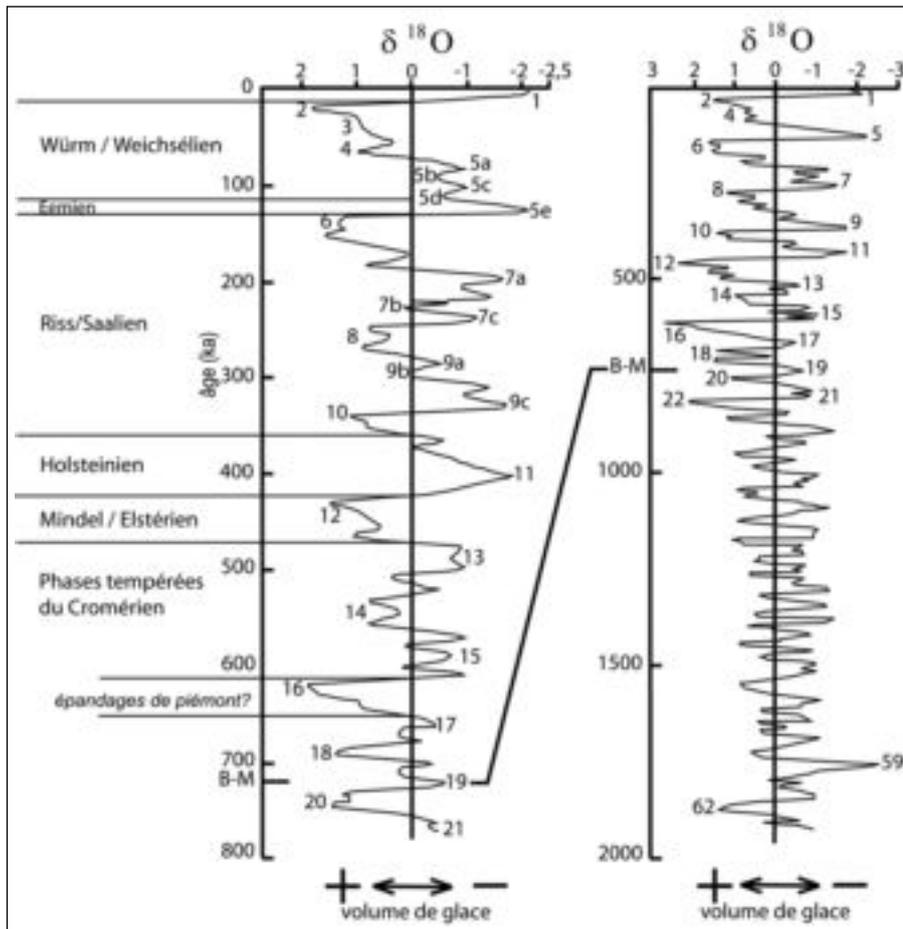


Fig. 13 : Courbes SPECMAP lissées du $\delta^{18}\text{O}$ océanique, issues du projet de la National Science Fondation : Mapping Spectral Variability in Global Climate (voir parmi les références Martinson *et al.*, 1987).

Fig. 13: Synthetic SPECMAP curves of the oceanic $\delta^{18}\text{O}$ variation, from the Mapping Spectral Variability in Global Climate Project of the NSF (among the references see Martinson *et al.*, 1987).

Les terrasses étagées M8 à M6 de la Meurthe, de 85 m, 70 m et 60 m d'altitude relative (Cordier *et al.*, 2006) correspondraient respectivement aux stades 16, 14 et 12 (fig. 13), en concordance avec les terrasses de la Moselle lorraine (fig. 10, Harmand *et al.*, 2004). Par contre, les lambeaux de terrasses et de cônes d'épandage en amont, jusque dans le bassin de St-Dié, restent difficiles à mettre en corrélation avec les terrasses de la Meurthe en aval des Vosges.

Les épandages de piémont de Tanconville, Badonviller et de la Mortagne-Arentèle ne sont pas en relation directe avec un cours d'eau majeur. Indépendamment de leur altitude par rapport au réseau hydrographique actuel, leur ancienneté est attestée notamment par :

- la position en inversion de relief par rapport au substrat de Muschelkalk, comme d'ailleurs les lambeaux de terrasses de la Moselle, et l'ampleur de l'érosion latérale aux épandages qui implique un déblaiement prononcé postérieur à leur mise en place ;

- l'extrême rareté de galets du socle vosgien par rapport à leur plus grande fréquence dans les alluvions régionales plus récentes, bien que cette rareté ne soit pas univoque puisque leur abondance initiale avant altération n'est pas connue ;

- l'altération avancée des dépôts, notamment la destruction avérée de galets de grès et la déstructuration de galets de quartzite ;

- le blanchiment prononcé des zones inférieures ;

- les témoins d'une longue pédogenèse avec des horizons rouges sommitaux épais ;

- le démantèlement parfois accentué des épandages.

L'ampleur de l'érosion différentielle est particulièrement spectaculaire entre l'épandage de Tanconville, situé sur la Côte de Lorraine, et le revers gréseux des Vosges (fig. 3). Une dépression dans le Muschelkalk de 4 km de large et jusqu'à 80 m de profondeur est maintenant intercalée entre les deux ensembles, sur plus de 20 km de long. Dans cette dépression s'écoulent un segment de la Sarre Blanche au nord et un segment de la Vezouze au sud.

L'intensité de l'altération des galets de granite des terrasses étagées de la Moselle à Charmes (Rognon *et al.*, 1967) augmente des terrasses récentes vers les terrasses anciennes, jusqu'à la disparition de ceux-ci dans la terrasse supérieure de 60 m. Ceci correspond à la quasi-absence de tels galets dans les épandages de piémont et permet de corréliser les âges des épandages avec les âges des terrasses situées de 65 à 80 m d'altitude relative.

L'altération et le blanchiment des galets pouvaient justifier l'âge pliocène donné aux épandages par certains auteurs (carte géologique de Sarrebourg, Guillaume & Limasset, 1968), puisque le lessivage était attribué à des conditions climatiques humides et chaudes. Dans les faits, le blanchiment des galets de grès rouge du Buntsandstein est caractéristique des formations anciennes pliocènes et pléistocènes du pourtour des Vosges gréseuses. Vogt (1992) a résumé le sujet en démontrant que le blanchiment est post-sédimentaire et dû à des

conditions climatiques humides favorables au transfert de solutions sur de longues distances. L'intensité du blanchiment est plus forte dans les formations plus anciennes, ce qui lui a permis de distinguer plusieurs classes de formations entre le Pliocène et le Mindel. Les dépôts inférieurs de Tanconville et de Grandvillers seraient du type formation à blanchiment partiel ou avancé, associé à une rubéfaction profonde de la matrice de la zone supérieure. Il attribue un âge pré-mindélien à de tels sédiments. L'absence de kaolinite (Le Tacon, 1966) dans les dépôts d'épandage de la Mortagne confirme qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer des processus tropicaux pour expliquer le blanchiment. La forte pluviosité (actuellement au-delà de 1500 mm/an sur le Donon et en moyenne 2450 mm/an sur les Ballons) et la forte perméabilité des dépôts sont des conditions suffisantes. Toutefois, le blanchiment quasi généralisé des galets implique une longue circulation des eaux dans les dépôts, ce qui pose la question de la durée du processus. Dans l'hypothèse d'une origine fluvioglacière des épandages, les dépôts correspondent à la phase tardive soit du Mindel/Elster soit à celle du glaciaire associé au stade 16, soit moins probablement à une phase plus ancienne compte tenu de l'altitude relative des épandages. Dans le premier cas, le blanchiment aurait eu lieu au cours de l'Interglaciale Holsteinien (OIS11) et au cours des interglaciaires suivants (OIS 9, 7 et surtout 5). Dans la deuxième hypothèse, le blanchiment intervient surtout avant le Mindel, pendant au moins la longue phase tempérée et fraîche du Cromérien supérieur (OIS 15 à 13) (fig. 13), ce qui s'accorde avec les interprétations de Vogt (1992) sur le versant alsacien. Cette hypothèse semble la plus plausible et conduit à reculer l'âge minimal au stade 16 (fig. 13). Cet âge minimal est plus conforme à l'altitude relative de l'ordre de 80 m de l'épandage de Tanconville - Cirey-sur-Vezouze par rapport aux fonds des vallées actuelles de la Vezouze et de la Sarre Blanche, puisque les terrasses de la Moselle et de la Meurthe à cette altitude relative sont associées au stade 16 (Harmand, 2004 ; Harmand *et al.* 2004 ; Cordier *et al.*, 2006) (fig. 10 & 13).

L'âge des épandages de l'Arentèle-Mortagne est au minimum Mindel/Elster (OIS 12), car ces dépôts précèdent nécessairement ceux du vaste épandage proglaciaire de Corcieux, dans la vallée plus en amont du Neuné, attribué au Riss/Saalien (Seret, 1966 ; Vincent *et al.*, 1985 ; Lebrun, 1991) (maximum glaciaire du stade 6). L'altitude relative du sommet de ces épandages par rapport aux basses vallées de la Mortagne et de l'Arentèle n'atteint que 50 m, ce qui peut s'expliquer par le caractère modeste de ces cours d'eau. Cette altitude relative est néanmoins supérieure à celle des terrasses M4 et M5 de la Meurthe, ce qui exclut un âge Riss récent ou moyen (OIS 6 ou 8) ou même ancien, compte tenu du moindre englacement associé au stade 10. Le blanchiment observé à Grandvillers (fig. 14) est intense, ce qui serait finalement en faveur d'un âge contemporain à celui de l'épandage de Tanconville (OIS 16).

En conclusion, les formations anciennes ont un âge minimal Mindel/Elstérien, mais le blanchiment intense



Fig. 14 : Coupe de Grandvillers.

Fig. 14: Section of the old deposits at Grandvillers.

des zones inférieures des dépôts d'épandage de piémont et la position relative des épandages de Tanconville - Cirey-sur-Vezouze sont en faveur d'un âge plus ancien, pré-mindélien, qui pourrait correspondre à la glaciation du stade 16 pendant le Cromérien.

7 - DISCUSSION

7.1 - RARETÉ DES TÉMOINS DU MINDEL ET ANTÉ-MINDEL SUR LE VERSANT LORRAIN DES VOSGES

Cette étude sur l'ensemble des versants de Lorraine et de Franche-Comté des Vosges montre la rareté des témoins des phases de sédimentation du Pliocène et du Pléistocène inférieur et moyen, contrairement à ce que l'on peut observer sur le versant alsacien. Le blanchiment avancé et la déstructuration de galets de quartz des zones inférieures des épandages de piémont du nord-ouest des Vosges implique une forte altération par lessivage. À cause de cette altération prononcée qui détruit en premier les éventuels éléments détritiques cristallins, et également tout matériel organique susceptible d'être fossilisé, l'origine des dépôts d'épandage anciens reste à démontrer et on ne dispose que de très peu de méthodes de datation numérique. Comme autre conséquence de cette forte altération, il est également peu probable que l'on puisse retrouver des témoins glaciaires, placages de till, moraines, planchers glaciaires et épandages de marge glaciaire antérieurs au Mindel/Elstérien, voire même au Riss/

Saalien, contrairement au versant alsacien où le relèvement différentiel de la bordure orientale des Vosges par rapport à la plaine d'Alsace a permis de conserver et d'emboîter les épandages successifs, et dans certains cas les moraines, depuis le Pliocène (voir Vogt, 1992). La rareté des cônes d'épandage vosgiens vers le Bassin de Paris confirme par ailleurs la faiblesse de la tectonique différentielle de ce côté des Vosges (voir Le Roux, 2007). Compte tenu des incertitudes qui subsistent, il semble prématuré de tenter d'établir des corrélations entre ces épandages vosgiens et les nappes alluviales siliceuses déposés à la périphérie du Bassin de Paris ou sur le versant alsacien des Vosges. La même question se pose pour les terrasses moyennes de la Prims (Serrat & Harmand, 2007) et le vaste épandage attribué au Mindel sur la marge sud-ouest du massif de l'Hunsrück, en Sarre (Liedtke, 1998), ainsi que pour un épandage non daté à la périphérie sud du massif de l'Eifel en cours d'étude par R. Hansen et J. Ries (Université de Trèves). Ces épandages sont peut-être les témoins d'une phase glaciaire (calotte ou nappe peu épaisse), d'âge Mindel/Elstérien ou plus ancien, sur les massifs anciens.

7.2 - FAIBLESSE DE LA DATATION RELATIVE DES ÉPANDAGES DE PIÉMONT SUR LE VERSANT LORRAIN DES VOSGES

La haute terrasse de la Moselle à Épinal semble bien correspondre aux terrasses HM 2.1 et HM 2.2 situées à 60 m d'altitude relative et attribuées par Harmand (2004) au Mindel/Elstérien. L'absence de coupe dans les dépôts

de marge glaciaire de cette terrasse, comme d'ailleurs dans les dépôts de toutes les autres terrasses anciennes de la Moselle et de la Meurthe, empêche toute comparaison du degré d'altération avec les dépôts des épandages de piémont. Les épandages de Tanconville - Cirey-sur-VEZOUZE corrélés avec la terrasse M8, de 80 m d'altitude relative, peuvent dater du stade 16. Ils pourraient être encore plus anciens (le stade 22 vers 850-800 ka, bien identifié sur la figure 13, indique une autre phase glaciaire importante) mais cela impliquerait une altitude relative des épandages plus accentuée par rapport aux vallées de la Vezouze et de la Sarre. Les épandages de l'Arentèle-Mortagne ne sont pas nécessairement synchrones. Toutefois, malgré une altitude relative moindre, leur mise en place devrait correspondre au même phénomène paléoenvironnemental et leur âge est vraisemblablement le même que celui des épandages de Tanconville. En effet, les rivières actuelles dans l'axe des épandages de l'Arentèle-Mortagne sont beaucoup moins puissantes que la Meurthe et son affluent la Vezouze, ou la Moselle et son affluent la Sarre Blanche. Le taux d'enfoncement de ces rivières est potentiellement moindre, ce qui peut expliquer l'altitude relative plus faible qu'à Tanconville.

L'âge proposé pour les épandages de piémont (stade 16) reste un âge relatif dans la mesure où les terrasses anciennes qui servent de référence n'ont pas été l'objet de datation numérique. Cet âge, non excessivement ancien, semble cohérent car il existe quelques terrasses fluviales en Lorraine à des altitudes relatives bien plus élevées : maximum de 174 m pour la Moselle à Toul, maximum de 160 m pour la Meurthe (Harmand, 2004) (fig. 10).

7.3 - ÂGE D'UN PALÉO-RÉSEAU ALLUVIAL AU SUD DES VOSGES

Au sud des Vosges, un alignement sur 20 km de lambeaux alluviaux figurant sur la carte de Lure (Théobald *et al.*, 1967) a retenu notre attention et fait l'objet de levés de terrain. Cet alignement (fig. 15) est orienté nord-sud au-delà du coude de la vallée du Rahin, puis vers le sud-est jusqu'à la banlieue de Montbéliard. Les lambeaux bordent le Réservoir de Champagny et sont disposés ensuite sur le plateau de grès permien, à 50 m d'altitude relative, puis sur la rive droite de la Lizaine, entre 35 et 45 m d'altitude relative (20 à 30 m entre la base visible des alluvions et la basse vallée), avec quelques lambeaux sur la rive gauche dans la partie aval. Cet alignement implique la capture du haut Rahin par un affluent de l'Ognon (Journaux, 1956) au détriment de la Lizaine. Sa moitié amont indique un ancien axe de drainage en inversion de relief. La notice géologique (Théobald *et al.*, 1967) décrit ces dépôts : «Alluvions anciennes du Riss : Gravier et galets céphalaires, fortement altérés, souvent complètement décalcifiés et kaolinisés. Souvent blanchis, entremêlés de limons... Galets d'origine vosgienne (porphyres...)». Compte tenu de l'ampleur du déblaiement latéral impliqué par la position perchée des lambeaux (fig. 15), de la capture et de l'état d'altération des dépôts, l'âge Riss attribué à ces alluvions

semble trop récent. À l'ouest de la Lizaine, au Grand Bois, ils sont latéraux localement à une formation beaucoup plus ancienne située à 40 m plus haut et attribuée par les auteurs cités aux Cailloutis de la Sundgau (Villafranchien) définis au sud de l'Alsace. L'âge Riss proposé par les auteurs est établi par rapport à une moraine attribuée au Würm dans la vallée du Rahin, en amont (carte géologique de Giromagny, Théobald & Thiébaud, 1974). Toutefois, Seret (1991) trace la limite du maximum wurmien au nord de cette moraine, conformément à un modèle de glaciation plus restreinte dans les vallées vosgiennes. L'alignement du Réservoir de Champagny montre les ambiguïtés chronologiques qui subsistent à la périphérie des Vosges et l'ampleur de l'érosion sur les piémonts.

7.4 - HYPOTHÈSE D'UNE ORIGINE FLUVIO-GLACIAIRE DISTALE DES ÉPANDAGES DE L'ARENTELE-MORTAGNE

Au sud-sud-ouest de Bruyères, la Vologne fait actuellement un coude vers le sud-ouest (fig. 11). La ville de Bruyères est construite sur une crête de Grès et conglomérat du Buntsandstein marquée par trois seuils d'altitude relative de +40 m par rapport au fond actuel de la vallée de la Vologne (fig. 11 & 16). Le vallon issu du seuil le plus oriental, au tracé semi circulaire, est suivi par un modeste ruisseau qui rejoint, vers le nord, le tronçon rectiligne de la Mortagne incisé dans le contrefort gréseux des Vosges et qui débouche sur l'épandage de Saint-Gorgon. Le seuil médian domine la haute vallée très courte de l'Arentèle et des dépressions connexes. Le seuil occidental débouche surtout sur une vallée de largeur et profondeur démesurées par rapport au ruisseau actuel de 1,2 km de long (Basse de l'Âne) qui rejoint l'Arentèle. Compte tenu de la dimension modeste du bassin versant actuel de l'Arentèle, l'hypothèse d'un ancien déversement des eaux de la Vologne (fig. 16) vers cette vallée et celle de la Mortagne paraît cohérente avec la morphologie locale.

Deux hypothèses permettent d'expliquer les épandages de l'Arentèle et de la Mortagne. Soit ils sont associés à un réseau hydrographique anté-capture, soit ils résultent d'un débordement temporaire en contexte de marge glaciaire. L'existence d'un ancien axe de drainage de la haute Vologne (renforcée par son affluent le Neuné) vers la Mortagne est vraisemblable. Toutefois, ce paléo-réseau doit être ancien, compte tenu de l'ampleur de la basse vallée de la Vologne dans le massif granitique traversé entre le coude et Docelles (carte géologique, Vincent *et al.*, 1985). D'autre part, l'existence de ce paléo-réseau au moment de la mise en place des épandages impliquerait que des terrasses fluviales prolongent vers l'aval les épandages de Saint-Gorgon le long de la vallée de la Mortagne jusqu'à sa jonction avec la Meurthe, ce qui n'est pas le cas. L'hypothèse d'un déversement temporaire des eaux de la haute Vologne à la périphérie d'une marge glaciaire semble plus conforme au contexte d'ensemble (fig. 16) et correspondrait, éventuellement, à la reprise provisoire dans un contexte parti-



Fig. 15 : Carte des hautes terrasses de la Lizaine, au sud des Vosges, d'après Théobald *et al.*, 1967.
 Fig. 15: Map of the high terraces of the valley of Lizaine river, south of the Vosges Mountains, from Théobald *et al.*, 1967.

culier du paléo-réseau de drainage. Au moment de ce débordement, lors de la fonte de la calotte glaciaire ancienne, les fonds de vallée de la paléo-Vologne et du paléo-Neuné étaient moins profonds que maintenant et

proches du niveau des seuils de Bruyères. Les épandages de piémont de l'Arentèle et de la Mortagne seraient ainsi l'équivalent plus ancien des cônes de déjection proglaciaires attribués au Riss de la haute Vologne (Vincent *et al.*, 1985) et du haut Neuné à Corcieux (Seret, 1966; Vincent *et al.*, 1985; Lebrun, 1991).

Malgré le suivi d'excavations sur le seuil de Bruyères et au nord de celui-ci (fondations de la nouvelle gendarmerie, cimetière, coupes de l'ancien chemin de fer, travaux publics), la présence de galets du socle vosgien apportés par la Vologne n'a pu être attestée. La seule preuve lithologique de ce déversement est représentée par un bloc métrique de granite localisé en contrebas du seuil médian de Bruyères, qui représenterait un bloc erratique glaciaire ou l'ultime témoin des dépôts de déversement. La forte altération des dépôts d'épandage de la Mortagne et de l'Arentèle est corroborée par la présence de grès blanchi à la base d'une excavation dans le seuil oriental, à proximité de l'ancien chemin de fer. À noter d'ailleurs que dans les deux hypothèses, des galets issus du socle vosgien devraient être présents, ce qui renforce l'importance de l'altération post-sédimentaire des galets issus du socle quelle que soit l'hypothèse retenue.

Il est possible que la limite de la calotte glaciaire ancienne, proposée par Vincent *et al.* (1985), dans le secteur de Bruyères, ait été plus étendue sous forme de lobes glaciaires, en particulier dans la haute vallée de la Vologne (représenté sur la fig. 16) et dans la basse vallée au nord de Docelles (non représenté sur la fig. 16). Toutefois, la plus grande proximité des fronts glaciaires au moment du déversement n'est pas nécessaire. En effet, il est certain que lors de la mise en place des épandages il y a au moins 430 000 ans (fin de l'OIS 12), voire 600 000 ans (fin de l'OIS 16), les vallées étaient moins encaissées et plus étroites, tandis que la couverture de grès et de conglomérats du Buntsandstein était plus étendue. Dans ces conditions, le débordement des eaux de fonte par dessus les seuils de Bruyères devient géométriquement naturel (fig. 16). L'ampleur des alluvions de l'épandage de l'Arentèle, qui ne pouvaient pas provenir du modeste bassin versant d'aujourd'hui, peut également être expliquée par la reprise de galets du Conglomérat principal disséminés dans les colluvions de versants ou accumulés en bas de corniches soumises à la gélifraction. Au moment de la fonte du pergélisol, ils ont pu être remobilisés par solifluxion et ravinement vers les vallées de la Vologne et du Neuné, puis transportés par les eaux de fonte et mélangés avec les galets provenant du socle.

Quels que soient les processus invoqués, les épandages de piémont de l'Arentèle, de la Mortagne et de Tanconville impliquent de profonds changements du réseau hydrographique au cours du Pléistocène.

8 - CONCLUSION

Cette synthèse sur les épandages fluviaux et fluvio-glaciaires anciens, presque exclusivement localisés à la périphérie nord-ouest des Vosges, met en évidence trois

groupes de corps sédimentaires: la haute terrasse de la Moselle considérée comme fluvioglaciaire proximale à Épinal puis fluvioglaciaire distale et fluviale plus en aval jusqu'à Charmes, les lambeaux de vieilles terrasses alluviales du bassin de la Meurthe dont la source fluvioglaciaire est éloignée en amont, et les ensembles d'épandages de piémont, entre Tanconville et Grandvillers, localisés en contrebas de la bordure structurale et topographique des grès rouges du Buntsandstein.

Sur la marge sud des Vosges, en Franche-Comté, les épandages fluvioglaciaires du Riss, moins anciens, ressortent nettement en aval des moraines terminales de la vallée de l'Ognon. L'équivalent des épandages plus anciens n'a pas été retrouvé mais correspond peut-être à des hautes terrasses de la vallée de la Saône. L'âge d'un ancien drainage dans l'axe Rahin-Lizaine reste à vérifier.

Les dépôts et les structures sédimentaires associés aux deux premiers groupes du nord-ouest des Vosges sont

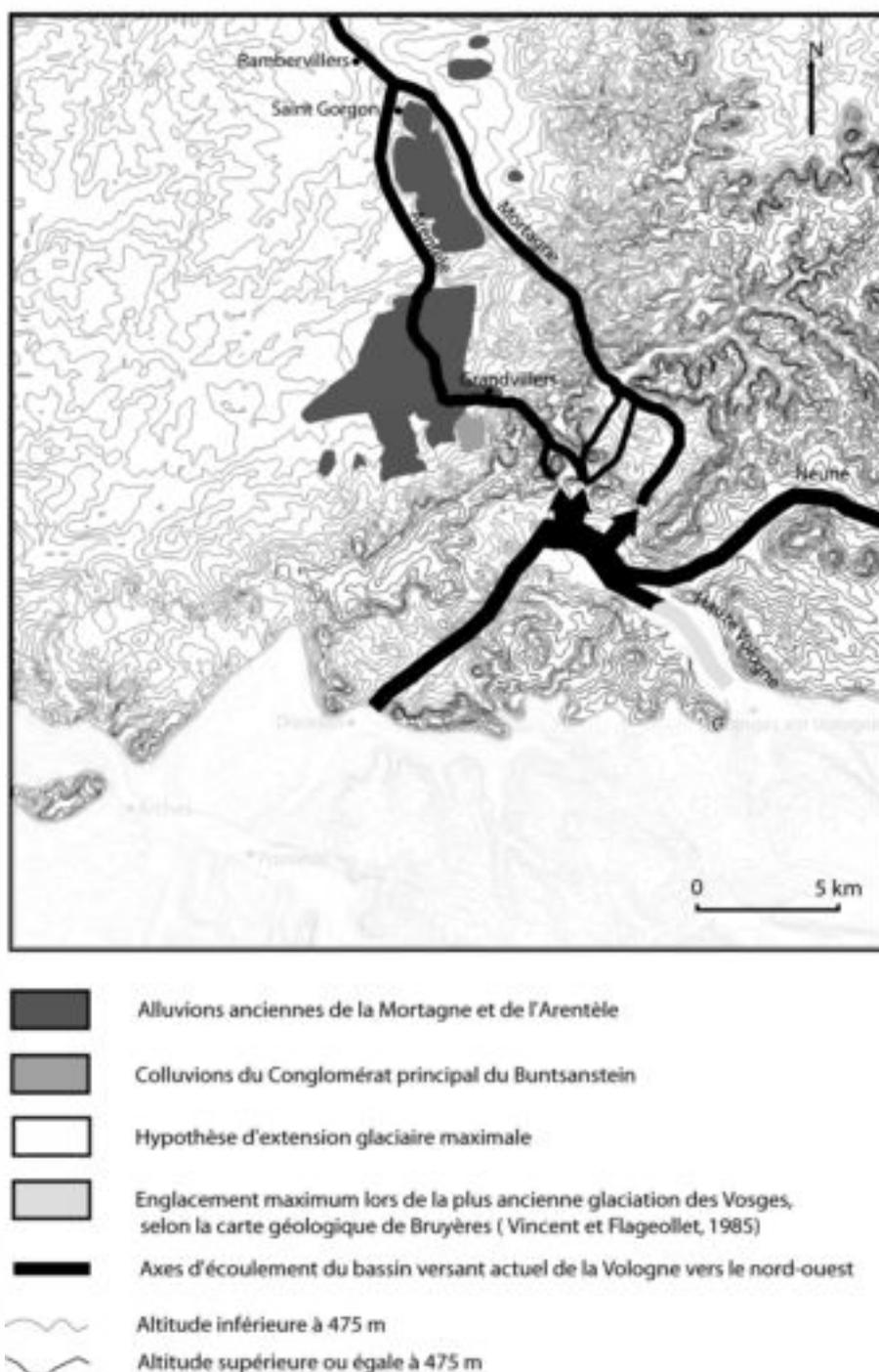


Fig. 16 : Hypothèse de déversement via les seuils de Bruyères pour expliquer les épandages de l'Arentèle et de la Mortagne et la présence de vallées démesurées. Limites glaciaires de Vincent *et al.*, 1985 (en blanc sur fond topographique). Le lobe de la haute Vologne a été ajouté à titre d'hypothèse. Il est également possible qu'un lobe issu de la basse Vologne ait existé.

Fig. 16: Overflow hypothesis, through the Bruyères sills, to explain the alluvial fans in the valleys of Arentèle and Mortagne Rivers and local oversized valleys. Glacial limit from Vincent et al., 1985 (glacier in white on pale grey topography). The ice extent indicated in the upper Vologne Valley is tentative. An ice lobe in the lower Vologne Valley could have existed either.

très mal connus, faute d'affleurement. Leur altitude relative permet toutefois d'établir une corrélation entre ces terrasses et celles du système de terrasses fluviales de la Moselle et de la Meurthe sur le Plateau lorrain (Harmand, 2004 ; Cordier *et al.*, 2006). La haute terrasse relativement disséquée de la Moselle à Épinal, à la sortie d'un défilé dans la bordure du Buntsandstein et antérieure à la terrasse de Golbey du Riss/Saalien, est attribuée au Mindel/Elstérien (OIS 12). Le même âge est attribué à une partie des hautes terrasses de la Meurthe, près de Lunéville, dont le replat le plus haut est probablement plus ancien (OIS 16). L'altération très avancée des dépôts à la base de la terrasse de Remomeix montre que le bassin de St-Dié et la vallée de la Meurthe en aval étaient comblés par une nappe alluviale et des cônes latéraux datant au moins du Mindel/Elstérien. Cette nappe est maintenant presque entièrement démantelée, ce qui met en évidence la capacité érosive de la Meurthe.

Les épandages de piémont sont composés en majeure partie de sédiments grossiers, principalement du gravier et des galets siliceux (quartz, quartzite et grès du Buntsandstein), et sont recouverts presque partout de limons associés à une ou plusieurs phases de sédimentation pouvant être alluviales, éoliennes et colluviales. Dans les dépôts d'épandage, les éléments d'architecture sédimentaire tels que barres de gravier et dunes, nappes tabulaires et remplissages de chenaux peu profonds indiquent un mode de sédimentation dans des chenaux en tresses peu profonds et très mobiles. À Tanconville, la coupe presque complète de la formation montre un gradient granodécroissant d'ensemble ; les galets sont fréquents dans la zone la plus inférieure et sont absents ou rares dans la zone la plus supérieure. Deux zones composées en majorité de lentilles de sable et de limon sableux sont intercalées et indiquent probablement une baisse significative du débit. Les structures sédimentaires évoluent également vers le haut ; le réseau à chenaux en tresses tend à se fixer, en relation avec une baisse des débits. L'absence de lacune d'érosion majeure prouve que l'épandage s'est construit en un seul épisode sédimentaire. Les lithozones inférieures sont blanchies, avec des galets de quartz corrodés, tandis que la lithozone supérieure est enrichie en argiles et hydroxydes de fer sous l'effet d'une forte pédogenèse. Des structures d'affaissement, de cryoturbation et des fentes en coin confirment l'ancienneté de ces dépôts.

Les épandages de piémont sont localisés à la sortie soit de vallées restreintes (Cirey-sur-Vezouze, Badonviller), soit au contraire de vallées de taille disproportionnée par rapport aux cours d'eau actuels (Arentèle, Mortagne). Le réseau hydrographique et les bassins versants actuels ne peuvent donc expliquer les importants débits nécessaires à la mise en place de ces dépôts. En raison de la surrection lente et solidaire des Vosges et de la bordure orientale du Bassin de Paris au cours du Pléistocène, et de la faiblesse du relief différentiel entre les Vosges gréseuses et leur marge sédimentaire de Muschelkalk, l'origine tectonique de ces épandages semble exclue. Deux autres origines sont possibles ; il peut s'agir soit d'épandages strictement fluviales, soit d'épandages fluvioglaciaires.

L'absence de gradient granodécroissant dans les nappes planaires et la non-concordance des réseaux hydrographiques actuels avec la disposition des épandages sont en faveur d'une origine fluvioglaciaire. Ceci implique la présence d'une mince calotte de glace sur les reliefs à l'est et au nord du massif du Donon (épandages de Tanconville et de Cirey-sur-Vezouze) et un débordement d'eaux de fonte du bassin de la Vologne (épandages de la Mortagne et de l'Arentèle). Toutefois, l'extrême rareté de fragments venant du socle vosgien étant soit originelle soit le résultat de l'altération, l'apport d'eaux de fonte glaciaire venant des Vosges cristallines ne peut donc être directement démontré. L'hypothèse glaciaire, qui semble la plus plausible, reste donc à confirmer de façon irréfutable.

En tenant compte du blanchiment de type pré-mindélien (Vogt, 1992) et d'après l'altitude relative de l'ordre de 80 m des épandages de Tanconville au-dessus des vallées actuelles de la Sarre Blanche et de la Vezouze, les épandages de piémont dateraient de la glaciation du stade isotopique 16 (phase très froide pendant le Cromérien) et peut-être d'un stade plus ancien. Les épandages de l'Arentèle-Mortagne, également blanchis, dans un contexte hydrographique différent ont probablement le même âge. Cet âge reste à confirmer par des datations numériques, et l'âge Mindel/Elstérien doit être considéré comme un âge minimal.

Cette synthèse met en évidence les nombreuses lacunes de connaissance sur les dépôts anciens et ouvre de nouvelles perspectives de recherche : datations numériques, composition des hautes terrasses fluvioglaciaires, indices tangibles d'une activité glaciaire sur les plateaux en relief des Vosges du Nord dont les sommets dépassent 1000 m, reconstitution des paléoréseaux hydrographiques, comparaison avec les formations anciennes du versant alsacien. De tels travaux sont préalables à une comparaison avec les dépôts anciens de la périphérie des massifs d'Allemagne (Hunsrück, Eifel et Forêt Noire) et des marges du Bassin de Paris.

REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leur reconnaissance à André Weisrock, Marc Durand, Dominique Harmand et Alexis Mantilaro qui ont aimablement participé à des observations de terrain et à Pierre-Jean Fauvel pour sa contribution cartographique indispensable. Les auteurs remercient profondément Marc Durand et Jean-Pierre Coutard dont la lecture très rigoureuse du manuscrit et les suggestions ont permis d'améliorer le contenu et la forme de cet article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BEINER M., 2007 - Minéraux lourds des alluvions quaternaires de la Moselle, de la Meurthe et de la Sarre. In S. Cordier, D. Harmand & S. Occhietti (dir.), *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour

- l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 67-84.
- BEINER M., HARMAND D., OCCHIETTI S., & CORDIER S., 2009** - Les minéraux lourds des alluvions quaternaires du bassin de la Moselle: nouvelles données. *Quaternaire*, **20** (1), ce volume.
- BLUME H., & REMMELE G., 1989** - A comparison of Bunter Sandstone scarps in the Black Forest and the Vosges. In F. Ahnert (ed.), *Landforms and landform evolution in West Germany*. Catena, supplements **15**, 229-242.
- BONNEFONT J.-C., 1986** - Les cailloutis anciens du piémont occidental des Vosges et leur signification géomorphologique. *Revue Géographique de l'Est*, **34** (2), 71-80.
- CAILLIER M., 1977** - *Étude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle, genèse et évolution des sols lessivés glosiques*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nancy 1, 105 p.
- CHRETIEN J.-C., JURAIN G., MEYER R., & VERBECQ F., 1974** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille RAMBERVILLERS (305)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- CORDIER S., 2004** - *Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblence: étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques*. Thèse de 3^e cycle, Université de Paris XII, 288 p.
- CORDIER S., HARMAND D., & BEINER M., 2002** - Les alluvions anciennes de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du Bassin de Paris, France). *Revue Géographique de l'Est*, **42** (4), 197-208.
- CORDIER S., HARMAND D., FRECHEN M., & BEINER M., 2006** - Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1460-1474.
- CORDIER S., HARMAND D., & OCCHIETTI S., (dir.), 2007** - *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 289 p. (site internet: http://glypto.free.fr/index.php/Excursion_AFEQ_2007/)
- CORDIER S., FRECHEN M., & HARMAND D., 2009** - The Middle and Upper Pleistocene terraces of the Moselle and Middle Rhine fluvial systems in the Rhenish Massif: new correlations and compared evolutions. *Quaternaire*, **20** (1), ce volume.
- DARMOIS-THÉOBALD M., 1972** - Cirques glaciaires et niches de nivation sur le versant lorrain des Vosges à l'Ouest du Donon. *Revue Géographique de l'Est*, **12** (1), 55-67.
- DARMOIS-THÉOBALD M., & MÉNILLET F., 1973** - Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie*, 3^e série, fasc. **21**, 113-129.
- DECLoux J.-P., 1986** - *Cirques et niches de nivation sur le versant lorrain du Donon*. Rapport de D.E.A., Université Nancy 2, 30 p.
- DESPREZ N., DURAND M., JURAIN G., & MINOUX G., 1971** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille PLOMBIÈRES-LES-BAINS (365)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- DURAND M., & MÉNILLET F., 1978** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille CIREY-SUR-VEZOUZE (270)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- DURAND M., VINCENT P.-L., ALLEMMOZ M., GUILLAUME C., & VOGT J., 1989** - Formations superficielles. In *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille EPINAL (339)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- FLAGEOLLET J.-C., 1967** - Itinéraire 19. Les formations quaternaires entre la Schlucht et Remiremont. In *Guide Géologique Vosges Alsace*, Masson, Paris, 123-129.
- FLAGEOLLET J.-C., 2002** - *Sur les traces des glaciers vosgiens*. CNRS Editions, Paris, 212 p.
- FREMION J.-M., 1972** - *Le bassin versant du Vacon, étude de géographie physique*. Mémoire de Maîtrise, Université Nancy 2, 152 p.
- GUILLAUME L., & LIMASSET J.-C., 1968** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille SARREBOURG (232)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- HARMAND D., 2004** - *Genèse et évolution du réseau hydrographique (creusement des vallées et captures) dans les régions de moyenne latitude: exemple de l'Est du bassin de Paris*. Mémoire d'habilitation, Université Nancy 2, 271 p.
- HARMAND D., 2007** - La basse vallée de la Sarre. In S. Cordier, D. Harmand, & S. Occhietti (dir.), *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 169-175.
- HARMAND D., LE ROUX J., & BARTIER C., 2004** - *Approche géographique des paysages*. CAUE de Meurthe-et-Moselle. Communauté de communes de la Vézouze, 4 p.
- HILLY J. et al., 1977** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille BAYON (268)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- JOURNAUX A., 1956** - *Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. Beaujolais, Mâconnais, Côte-d'Or, Plateaux de la Haute Saône, Jura occidental. Étude morphologique*. Imprimerie Caron et C^{ie}, Caen, 529 p.
- KARTIT A., 1989** - *La terrasse moyenne de la Moselle à l'aval d'Épinal: étude de la fraction sableuse des nappes de Golbey et de Vinçey*. Rapport de D.E.A., Université Nancy 2, 49 p.
- KOWALSKI P., TAOUS A., & WEISROCK A., 1990** - Étude morphosédimentaire du remblaiement de fond de vallée de la Meurthe à Ste-Marguerite (Vosges): comparaison avec la Moselle à Chavelot (Vosges) et premiers enseignements. *Revue Géographique de l'Est*, **30** (1), 19-36.
- KULINICZ E., 2007** - *Les alluvions anciennes antérieures au Riss à la périphérie nord-ouest des Vosges*. Mémoire de Master 2 de Géographie, Université Nancy 2, 158 p.
- KULINICZ E., & OCCHIETTI S., 2007** - Hypothèse de glacier pré-Saalien sur les Vosges du Nord. In S. Cordier, D. Harmand & S. Occhietti (dir.), *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 195-203.
- LEBRUN M., 1991** - *Glaciaire et fluvioglaciaire dans le bassin du Neuné*. Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université Nancy 2, 89 p.
- LE ROUX J., 2007** - Introduction à la géologie de l'Alsace - Lorraine et des régions limitrophes. In S. Cordier, D. Harmand & S. Occhietti (dir.), *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 27-34.
- LE TACON F., 1966** - *Contribution à l'étude des sols d'un massif forestier des basses Vosges*. Thèse de 3^e cycle, Université de Nancy 1, 121 p.
- LIEDTKE H., 1998** - *Geschichtlicher Atlas für das Land an der Saar. Formen de terrain*. Feuille Nord et feuille Sud. Edition Quasten & Herrmann, Blieskastel.
- MANTILARO A., 2005** - *Les Alluvions anciennes dans la région de Sarrebourg et leur signification géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université Nancy 2, 115 p.
- MARCHAND E., 1984** - *Les terrasses alluviales de la Mortagne et de l'Arentèle en amont de Rambervillers*. Mémoire de Maîtrise, Université Nancy 2, 83 p.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C., & SHACKLETON N.J., 1987** - Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-year Chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- MÉNILLET F., DURAND M., LE ROUX J., & CORDIER S., 2005** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille LUNEVILLE (269)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- MINOUX G., & MAROTEL C., 1978** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille MIRECOURT (304)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- MINOUX G., & THÉOBALD N., 1974** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille MONTHUREUX-SUR-SAONE (374)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- OCCHIETTI S., & KULINICZ E., 2009** - Terrasses et épandages alluviaux antérieurs au Riss/Saalien, à la périphérie nord-ouest des Vosges, France. *Quaternaire*, **20** (1), ce volume.
- PERRIAUX J., 1961** - *Contribution à la géologie des Vosges gréseuses*. Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **18**, 236 p.
- PETERS G., & VAN BALEN R.T., 2007** - Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change*, **58**, 310-334.
- ROGNON P., CUSSENOT-CURIEN M., SEYER C., & WEISROCK A., 1967** - Remarques sur le comportement des grès et des granites vosgiens sous climat froid. *Revue Géographique de l'Est*, **7** (3), 403-417.
- SERET G., 1966** - Les systèmes glaciaires du Bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Revue belge de Géographie*, **90** (2-3), 155-577.
- SERET G., 1991** - *Les processus glaciaires dans les Vosges lorraines et leur stratigraphie*. Livret-Guide d'excursion, Université de Louvain-la-Neuve, 49 p.

- SERET G., DRICOT E., & WANSART G., 1990** - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, **346**, 453-456.
- SERRAT P., & HARMAND D., 2007** - La terrasse alluviale principale de la Prims à Diefflen. In S. Cordier, D. Harmand & S. Occhietti (dir.), *Lorraine, Luxembourg, Rhénanie-Palatinat, Sarre*. Livret-Guide de l'excursion de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire des 7, 8 et 9 juin 2007, Université Nancy 2, 175-183.
- TAOUS A., 1989** - *La moyenne terrasse de la Moselle à Golbey: essai de reconstitution du paléo environnement*. Rapport sur le chantier archéologique Golbey III. Z.A.C., Université Nancy 2, 40 p.
- THÉOBALD N., 1968** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille LUXEUIL (410)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- THÉOBALD N., CONTINI D., & KUNZ G., 1967** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille LURE (443)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- THÉOBALD N., CONTINI D., & KUNZ G., 1970** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille VESOUL*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- THÉOBALD N., & THIÉBAUT J., 1974** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille GIROMANY (411)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- TRICART J., & CAILLEUX A., 1963** - *Initiation à l'étude des sables et galets*. CDU, Paris, 765 p.
- TURIN A., 1986** - *Les alluvions anciennes des environs de Cirey-sur-Vezouze et leur signification géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université Nancy 2, 73 p.
- VASKOU P., 1981** - *Apports de la sédimentologie à la connaissance des dépôts des terrasses de la Moselle entre Noiregoux et Toul*. Thèse de 3^e cycle, Université de Nancy 1, 145 p.
- VINCENT P.-L., FLAGEOLLET J.-C., & DURAND M., 1985** - Formations superficielles et Cadre géomorphologique. In *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille BRUYERES (340)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- VOGT H., 1992** - *Etude géomorphologique du rebord sud occidental du fossé rhénan*. Ed. Oberlin, Bar-le-Duc, 239 p.
- VOINCHET P., DESPRIÉE J., GAGEONNET R., BAHAIN J.-J., TISSOUX H., FALGUÈRES C., DÉPONT J., DOLO J.-M., & COURCIMAULT G., 2007** - Datation par ESR de quartz fluviaux dans le bassin de la Loire moyenne en région Centre: mise en évidence de l'importance de la tectonique quaternaire et de son influence sur la géométrie des systèmes de terrasses. *Quaternaire*, **18** (4), 335-347.
- VON ELLER J.P., & BLANALT J.G., 1975** - *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille SAINT DIE (306)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- WALKER R.G., & JAMES N. P. (ed.), 1992** - *Facies Models: response to sea level change*. Association géologique du Canada. St. John's, Newfoundland, 409 p.