

NANCY



UNIVERSITE

UNIVERSITE DE NANCY II

COLLOQUE  
"PROCESSUS ET DEPOTS  
PERIGLACIAIRES DE VERSANT"

EXCURSION "GREZES LITEES"

4-9 septembre 1994

LIVRET-GUIDE LORRAINE

8-9 septembre 1994



Commercy: discordance majeure. Photo. A. WEISROCK 1991

Laboratoire de Géographie. LORQUA.  
23, Bd Albert Ier  
54000 NANCY

## SOMMAIRE

INTRODUCTION	(D. Harmand)
TILLY-SUR-MEUSE	(D. Harmand et A. Weisrock)
COMMERCY	(S. Ghanimi)
TRAVERON	(M. Deshaies et A. Weisrock)
DOMREMY	(O. Lucas-Leclin)

# INTRODUCTION

par D. Harmand, Laboratoire de géographie,  
Université de Nancy II, 23 boulevard Albert 1, 54015 NANCY.

Bien que présentes aussi sur la côte de Moselle, les grèzes lorraines se localisent surtout dans la vallée de la Meuse et sur le front de la côte de Meuse. Les quatre grèzières étudiées ici (Fig. 4) se situent le long de l'axe mosan entre les villes de Neufchâteau au Sud et de Verdun au Nord: elles se trouvent à proximité des localités de Tilly-sur-Meuse (arrêt 1), de Commercy (arrêt 2), de Traveron (arrêt 3) et de Domrémy-la-Pucelle (arrêt 4).

## 1. Les côtes et la vallée de la Meuse (Fig. 1)

La Lorraine sédimentaire appartient à la partie orientale du Bassin de Paris, région caractérisée par un relief de côte d'orientation subméridienne et par des altitudes sensiblement élevées: plus de 400 m sur les côtes de Moselle et de Meuse.

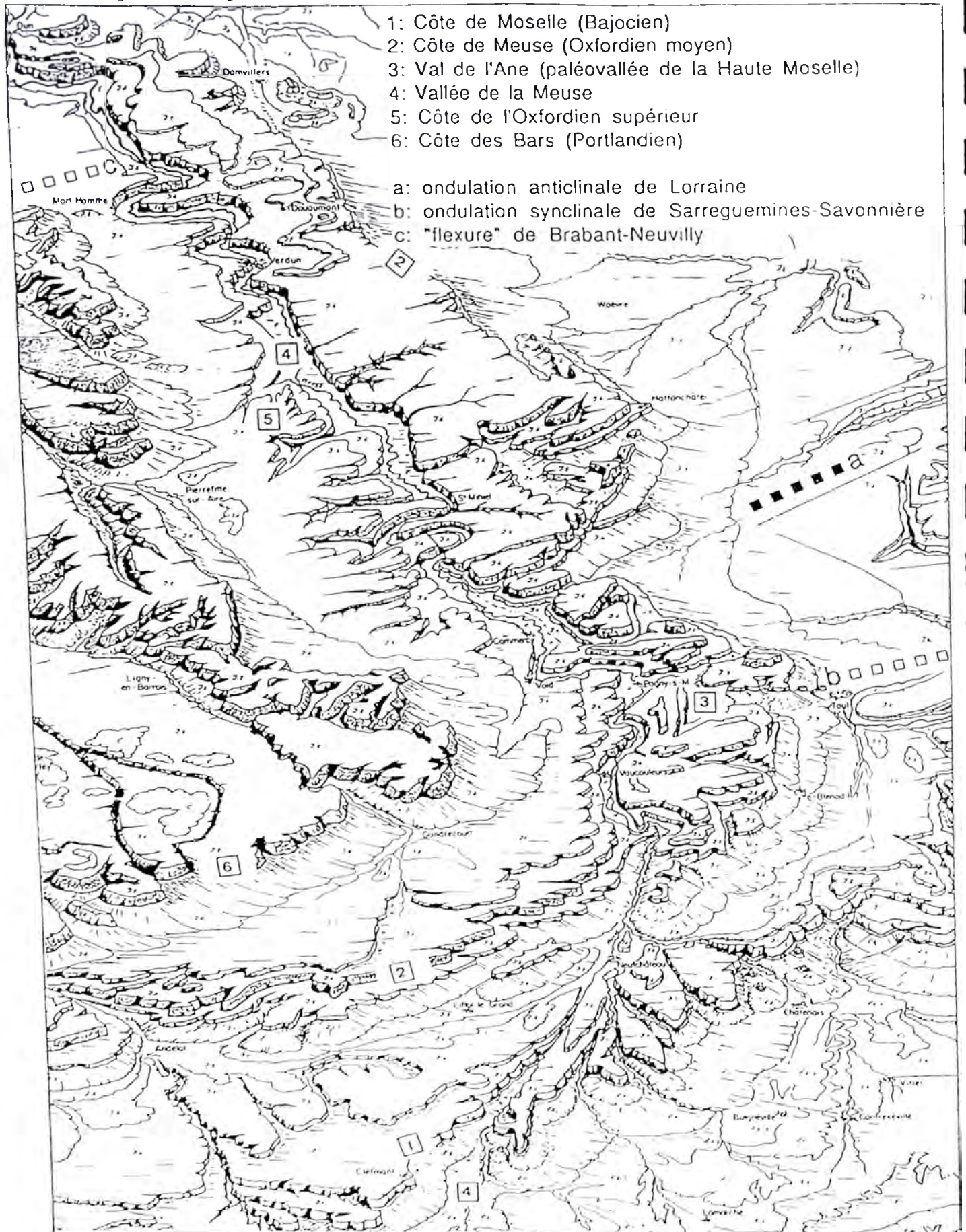
Ce relief de côte est associé à un système de vallées d'orientation générale sud-nord; les deux plus grandes d'entre elles, celles de la Meuse et de la Moselle, sont tributaires de la Mer du Nord.

La vallée de la Meuse présente plusieurs particularités (Fig. 1):

- elle possède un tracé orthoclinal et recoupe les côtes de Moselle et de Meuse;
- elle a subi de multiples captures rapportées au Plio-Pléistocène (Harmand, 1989, 1992).

Les côtes de Meuse sont recoupées par la Meuse entre la percée cataclinale de Neufchâteau au Sud et la percée anaclinale de Dun-sur-Meuse au Nord. Entre les deux localités, la vallée de la Meuse est encaissée, sur la plus grande partie de son tracé, dans le massif calcaire des Hauts de Meuse. Ce dernier, daté de l'Oxfordien moyen, est constitué de lithofaciès variés (Maubeuge, 1954; Humbert, 1971; Hilly et Haguenauer, 1979; Renaud, 1980; Enay et Boullier, 1982, Fig. 2 et 3). Ces variations de la lithologie expliquent la "conformation en chapelets" de la vallée de la Meuse (Vidal de la Blache, 1908): les sections étroites coïncident avec les calcaires à Polypiers supérieurs, les sections les plus larges avec les affleurements des calcaires sublithographiques: "calcaires de Creuë" ou "craie de Sorcy". La répartition des formations superficielles est sous la dépendance de la lithologie: les plus grandes accumulations de grèzes ont été observées dans les sections les plus larges de la vallée de la Meuse,

FIG.1. CARTE DE LOCALISATION DE LA SECTION DE VALLEE ETUDIEE  
(d'après Hampe, 1983)



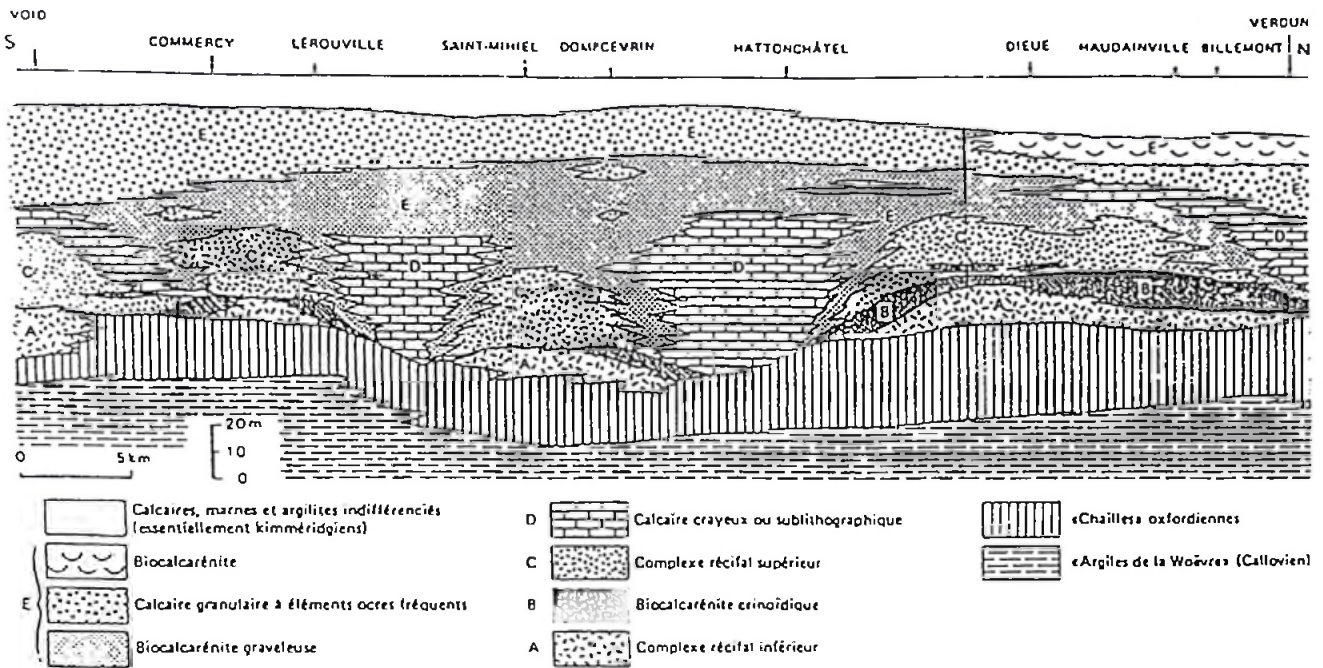


FIG.2. COUPE LONGITUDINALE DE L'OXFORDIEN DE LA VALLEE DE LA MEUSE (d'après Humbert, 1970; Hilly et Haguenauer, 1979; Mégnien *et al.*, 1980)

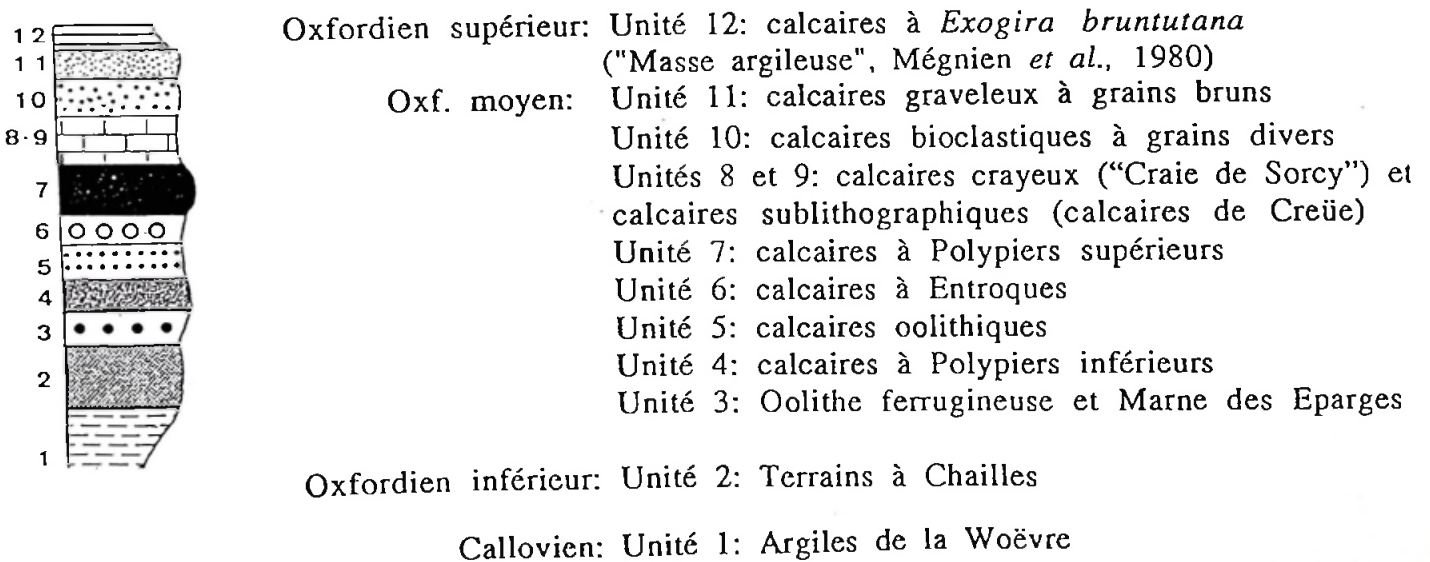
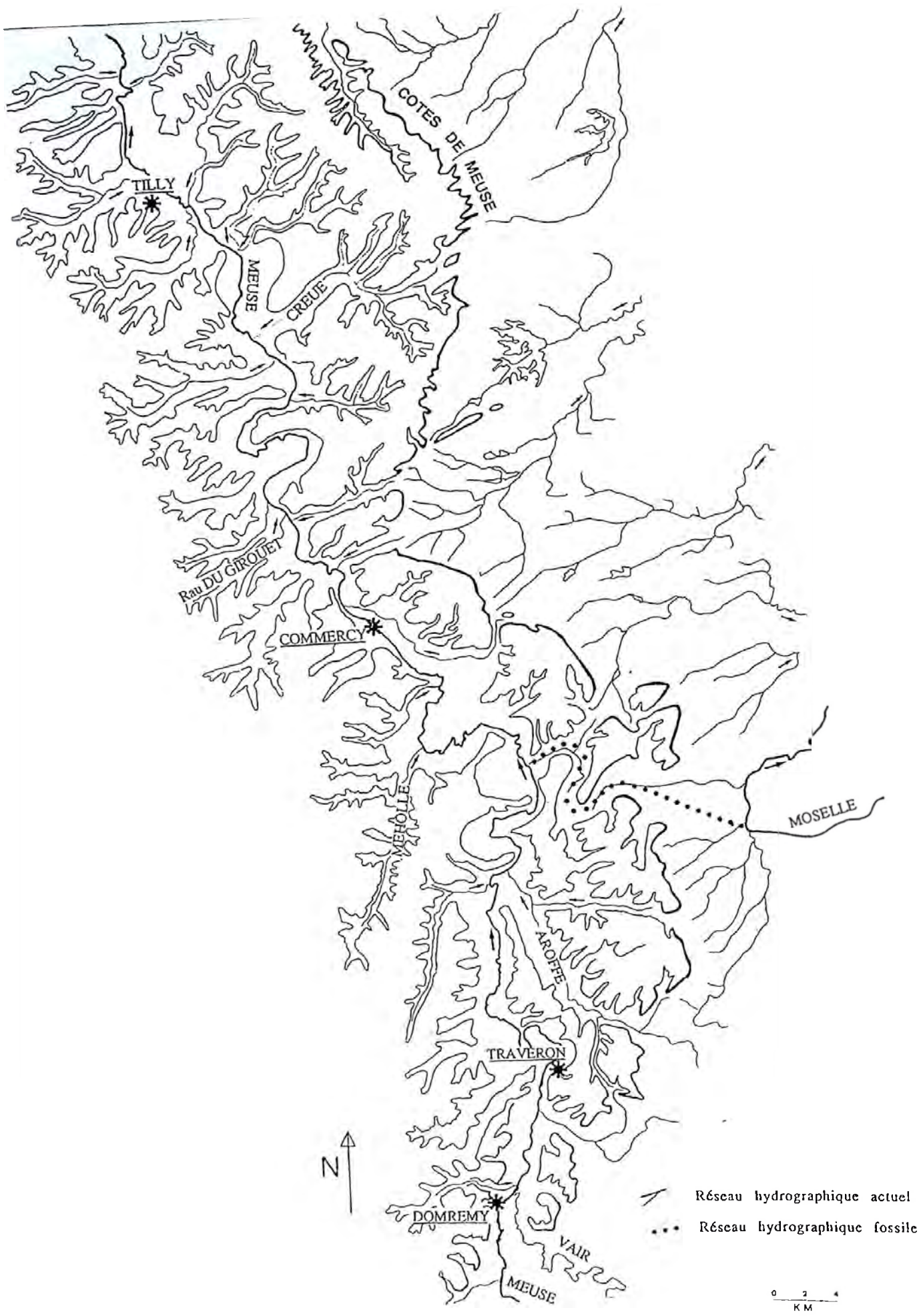


FIG.3. TABLEAU DES LITHOFACIES DE L'OXFORDIEN DE LA VALLEE DE LA MEUSE (d'après Humbert, 1970; Maubeuge, 1970; Hilly et Haguenauer, 1979; Mégnien *et al.*, 1980; Renaud, 1980)



4. CROQUIS GEOMORPHOLOGIQUE DE LA SECTION DE VALLEE ETUDIEE

modelées dans les calcaires sublithographiques, en raison de l'aptitude de ces calcaires à se fissurer et se fragmenter lors des périodes froides du Quaternaire.

Localement, ces sections de la vallée de la Meuse se confondent avec de courtes dépressions orthoclinales à Commercy et à Champneuville, au Nord de Verdun; la vallée y est respectivement façonnée dans les Argiles de la Woëvre et les Terrains à Chailles (Callovien et Oxfordien inférieur) et dans la "Masse Argileuse" de l'Oxfordien supérieur (Harmand, 1989, 1992).

Ces sections de vallée recoupées par l'ondulation anticlinale de Lorraine et l'ondulation synclinale locale de Neuville-Brabant (Fig. 1) possèdent des formations de grèzes développées aux dépens des calcaires de l'Oxfordien moyen (Commercy) ou de l'Oxfordien supérieur (Harmand, 1989, 1992).

## **2. Relations entre la vallée de la Meuse et le paléoréseau hydrographique lorrain**

La vallée de la Meuse lorraine s'inscrit dans un bassin-versant étroit tronqué par de nombreuses captures effectuées au profit du bassin du Rhin, secondairement au profit de la Seine (Davis, 1895; Tricart, 1952; Haguénauer et Hilly, 1987; Harmand, 1989, 1992). La principale d'entre elles est celle de la Haute Moselle, cours d'eau issu des Vosges, détourné vers la Meurthe, probablement à la fin du Saalien (Bonfont, 1975; Harmand, 1991; Taous, 1994). En conséquence, la section de vallée traversant le massif calcaire des Hauts de Meuse est formée de deux parties bien différentes:

-Au Nord de la paléoconfluence Moselle-Meuse, située à Pagny-sur-Meuse, la vallée de la Meuse possède de nombreux témoins de paléonappes fluviales. Les restes de formations siliceuses, souvent remaniés, ont été regroupés en 8 niveaux de terrasses principaux, notés de T1 à T8, du niveau de terrasse le plus récent au niveau de terrasse le plus ancien (Harmand, 1992). Le remblaiement de fond de vallée est essentiellement formé d'alluvions calcaires postérieures à la capture de la Moselle (Harmand, 1992).

- Au Sud de Pagny-sur-Meuse, la vallée est dépourvue d'alluvions siliceuses. Un certain nombre de replats étagés entre +5 et +100 m au-dessus du talweg pourraient se rattacher à des paléoniveaux fluviales (Bonfont, 1974, 1975; Lucas-Leclin, 1992; Deshaies, et Weisrock, article soumis). Le replat le plus constant et situé à +40-+50 m d'altitude relative daterait de la fin du Quaternaire ancien, du Mindel selon Bonfont (1974), de l'Elstérien ou du Cromérien selon Harmand (1989).

En revanche, tous les secteurs de la vallée modelés dans les calcaires du Jurassique supérieur présentent de nombreux méandres de vallée. Ces derniers, parcourus ou non par la Meuse, se distinguent par leur forme, leur rayon de courbure, leur orientation, leur altitude relative, la fraîcheur de leur modelé et par les dépôts qui y sont observés (Harmand, 1992; Deshaies, thèse en préparation). Si, au Nord de la paléoconfluence, l'amplitude de ces méandres abandonnés peut être mise sans difficulté au crédit de la paléo-Haute Moselle, l'amplitude démesurée de plusieurs méandres de vallée situés au Sud de la paléoconfluence Moselle-Meuse ne peut également qu'être mise en corrélation avec un bassin-versant beaucoup plus vaste que celui de la Haute Meuse actuelle. Ce dernier se serait étendu sur les régions sédimentaires situées entre le Massif vosgien et la côte de Moselle (Deshaies et Weisrock, article soumis).

L'existence de paléoréseaux cataclinaux issus des Vosges et de leur couverture sédimentaire est confortée par la présence de paléopercées cataclinales à travers les côtes de Moselle et de Meuse. Ces paléopercées, observées jusque dans la région de Commercy, sont plus nombreuses au Sud du parallèle de Pagny-sur-Meuse (Harmand, 1992; Deshaies et Weisrock, article soumis).

Les paléopercées cataclinales, la paléovallée de la Haute Moselle (Val de l'Ane), ainsi que certaines rives concaves de méandres, ont été fossilisées par des formations de grèzes. Certaines d'entre elles recouvrent des niveaux de terrasses (Tilly) ou des replats rapportés à un façonnement fluvial (Domrémy).

### 3. Modelé actuel et dépôts de versant de la vallée de la Meuse lorraine

Entre Coussey au Sud et Dun-sur-Meuse au Nord, le réseau affluent de la Meuse est constitué de profondes vallées encaissées de 100 à 200 m dans les calcaires des Hauts de Meuse. La vallée de la Meuse, dont le modelé est soumis à un contrôle lithologique, reçoit de nombreuses vallées affluentes que l'on peut aujourd'hui classer en deux catégories:

- les grandes vallées, le plus souvent drainées par des cours d'eau pérennes;
- les vallons secs.

Les versants de la vallée de la Meuse sont ainsi échancrés par des vallées anaclinales et éventuellement orthoclinales à l'Ouest de la Meuse, par des vallées cataclinales de revers aboutissant, souvent, au Sud de Vigneulles-lès-Hattonchâtel, à des percées cataclinales



fossiles. Si les vallées anaclinales forment des entailles relativement linéaires, les vallées cataclinales de revers constituent un réseau de type dendritique (Fig. 4).

Les vallées affluentes de la Meuse constituent, en bordure de la vallée, des cônes alluviaux constitués de limon et de grève remaniée.

Les vallons secs, développés sur les deux rives de la Meuse, ont le plus fréquemment une forme en berceau. Leur profil transversal a été rapporté à des paléoenvironnements périglaciaires (Lucas-Leclin, 1992; Deshaies, et Weisrock, article soumis). La plupart de ces vallons secs ont été remblayés par des dépôts de grève.

Toutefois, les plus importantes accumulations de grève de la vallée de la Meuse se situent sur le versant ouest de la vallée, dans les espaces modelés dans les calcaires interrécifaux, et se présentent sous la forme de cônes, simples ou complexes, orientés vers l'Est ou le Nord-Est.

Le versant ouest de la vallée de la Meuse présente, au droit des cônes de grève, une morphologie spécifique, constituée fréquemment du sommet du versant à la base de celui-ci par les éléments suivants: un replat substructural correspondant au toit des calcaires de l'Oxfordien moyen, un glaciais tronquant les biocalcarénites suprarécifales et les calcaires sublithographiques de l'Oxfordien moyen, enfin le cône de grève.

Ce dernier s'appuie sur des éléments de terrasses (niveau T1 à Tilly sur Meuse, T3 à Domrémy) ou fossilise des vallons secs (Commercy, Traveron).

#### 4. Les grèves de la vallée de la Meuse

Moins connues que leurs homologues de Charente ou du Châtillonnais, les grèves de Meuse forment d'importantes accumulations dans la partie occidentale de la Lorraine. Cette présentation succincte s'appuie sur trois points: définition des termes utilisés, rappel des hypothèses de mises en place, historique de l'étude sur les grèves lorraines.

##### a) Définitions

Définie à partir de dépôts charentais, la grève se présente dans le Sud-Ouest de la France sous la forme d'un "...sable calcaire à éléments anguleux, dont la limite supérieure se place autour de 25 mm, dont le mode se situe vers 2,5 mm et dont la fraction inférieure représente 10-20 % du total en poids"... (Guillien, 1962).

La notion de grève litée insiste sur la rythmicité du dépôt, formé de lits gras et de lits maigres (Dewolf et Guillien, 1962). Les lits gras

sont ..."formés d'un matériau hétérométrique allant de l'argile au gravier"... (Ozouf, 1983), les lits maigres sont ..."presque exclusivement composés de graviers et de gravillons, les fractions inférieures à 0,5 mm étant en très faible proportion"... (Ozouf, 1983).

Dans la Lorraine sédimentaire, la grèze est désignée par le terme de grouine. Les auteurs des cartes géologiques emploient l'expression "grouine périglaciaire" pour qualifier ces dépôts (Bresson et Maïaux, 1969; Maubeuge, 1969). En réalité, ce terme s'applique à la fois aux dépôts de versants périglaciaires mais également à ces mêmes éléments, remaniés par un écoulement superficiel. Devant cette ambiguïté et pour des facilités d'usage, les dépôts périglaciaires de la vallée de la Meuse seront désignés exclusivement sous le terme de grèze ou de grèze litée.

En outre, les définitions granulométriques de la grèze ne s'appliquent qu'imparfaitement aux grèzes de Lorraine pour deux raisons:

- les grèzes lorraines sont plus grossières que les grèzes de Charente;
- les "lits gras" sont constitués par une proportion très réduite d'éléments au diamètre inférieur à 50 microns. Les grèzes lorraines sont des grèzes "maigres".

#### b) Origine des grèzes

Le litage des grèzes a été rapporté à une stratogenèse effectuée sous des paléoenvironnements périglaciaires (Guillien, 1951,1953,1964,1973; Journaux et Coutard, 1972; Dewolf, 1973; Journaux,1976; Ozouf, 1983; Francou, 1988). Plusieurs processus ont été successivement évoqués pour expliquer l'acquisition du litage: processus cryonivaux (Guillien, 1951), association dans le temps de la congélifluxion et du ruissellement (Journaux,1976); mise en place des grèzes litées par cryoreptation (Francou, 1988). Ce processus, corroboré par le modèle actuel de la nappe andine rend le mieux compte de l'alternance lits grossiers-lits fins. La stratogenèse des grèzes se placerait pendant les phases froides et humides du cycle glaciaire et se situerait dans des paléoenvironnements marqués par une fréquence élevée de cycles gel-dégel superficiel (Bertrand *et al.*, 1992).

#### c) Historique des études concernant les grèzes lorraines

Bien que très fréquentes, notamment sur les calcaires de l'Oxfordien moyen, les grèzes de Lorraine ont été assez peu étudiées. Les travaux sont en général anciens (Basse de Ménorval, 1949; Clerc-Vivenot, 1953; Souchez, 1964; Renaud, 1967), ponctuels (Gueslin,

1972; Guillien, 1978; Lambinet, 1979) orientés vers la recherche en granulats (Barrès, 1969) ou les travaux de génie civil (Causero et al., 1979). D'autres travaux portent sur la gélivité des calcaires de Lorraine (Godard et Houel-Gangloff, 1965)

Quelques études synthétiques (Bonfont, 1974, 1975) ou cartographiques (Maubeuge, 1962, 1965, 1969; Bresson et Maïaux, 1969; Flageollet, 1984) ont été effectuées. Rares sont les travaux relatifs à la stratogenèse des grèzes qui se sont appuyés sur des exemples lorrains (Souchez, 1964; Bonfont, 1975). Les éléments de datation sont indigents. Seules des traces de cabanes préhistoriques ont été signalées à l'intérieur de la grèze du Rozelier, à proximité de Verdun (Basse de Ménorval, 1961).

Depuis 1987, le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Nancy II, en liaison avec le Centre de géomorphologie de Caen, a entrepris des travaux dans la vallée de la Meuse (Lucas-Leclin, 1992; Deshaies, Ghanimi, Harmand, Weisrock, 1994).

Conclusion: La mise en place des grèzes de la vallée de la Meuse est inséparable de l'évolution morphologique de la vallée au cours des différents cycles climatiques quaternaires:

- Ces grèzes s'inscrivent dans le cadre d'un encaissement de la Meuse dans le complexe récifal des Hauts de Meuse. Cet encaissement du cours d'eau dans le massif calcaire est postérieur à la paléovallée contemporaine des alluvions de la haute terrasse T6. Celle-ci correspondait à une paléovallée orthoclinale drainant les argiles de la base de l'Oxfordien (Harmand, 1992).

- Les grèzes de la vallée de la Meuse sont la manifestation des dernières phases froides du Pléistocène. Les volumes importants sont à mettre au compte du caractère hérité du modelé fluvial, façonné déjà en grande partie avant la capture de la Haute Moselle.



# LA GREZIERE DE TILLY-SUR-MEUSE

par D. Harmand et A. Weisrock, Laboratoire de géographie,  
Université de Nancy II, 23 boulevard Albert 1, 54015 NANCY.

La grèzière de Tilly-sur-Meuse se situe à 20 km au Sud de Verdun sur Meuse, sur le versant ouest de la vallée mosane:  $x= 826,75$ ,  $y= 244,9$ ,  $z= 215-260$  (Fig. 1). Cette section de vallée est modelée dans les calcaires sublithographiques de Creuë, formation interrécifale de l'Oxfordien moyen, localisée entre les barres récifales de Saint-Mihiel au Sud et de Verdun au Nord (Fig. 1).

La grèze de Tilly-sur-Meuse se présente sous la forme de cônes coalescents complexes orientés du Nord-Est à l'Est. Ces cônes occupent une situation classique dans la vallée de la Meuse. En effet, le versant de vallée présente, d'Ouest en Est, les éléments morphologiques suivants (Fig. 2): le replat structural du toit des biocalcarénites de l'Oxfordien moyen, un glacis de gélifraction à pente relativement forte, les cônes de grèze. Exploités en carrière sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, ces derniers présentent une des plus importantes accumulations de grèze de la vallée de la Meuse.

Ces cônes de grèze s'appuient sur un replat appartenant à la basse terrasse T1 de la vallée de la Meuse, terrasse recouverte d'alluvions siliceuses à la base et de silts au sommet. Ces alluvions siliceuses, notées F1 et antérieures à la capture de la Haute Moselle, ont été rattachées au Saalien (Harmand, 1992).

## I Méthode d'étude

Les recherches menées à Tilly-sur-Meuse se sont inspirées de méthodes mises au point lors d'études réalisées dans d'autres régions françaises, notamment dans les Charentes (Bertrand *et al.*, 1992). Toutefois, l'originalité du site et le caractère spécifique du dépôt ont guidé la démarche suivante:

1) Les données de terrain ont été obtenues grâce à une dizaine de coupes frontales et sagittales observées pendant une période de 6 mois environ, en fonction de l'évolution des différents fronts de taille (Fig. 3).

2) L'étude morphologique, réalisée sur le terrain, a eu deux objectifs:

- la reconstitution des différents cônes de grèze en trois dimensions par la mesure des pendages réels;
- l'établissement des relations entre la grèze et les formations superficielles de la terrasse T1, grâce à la réalisation de sept

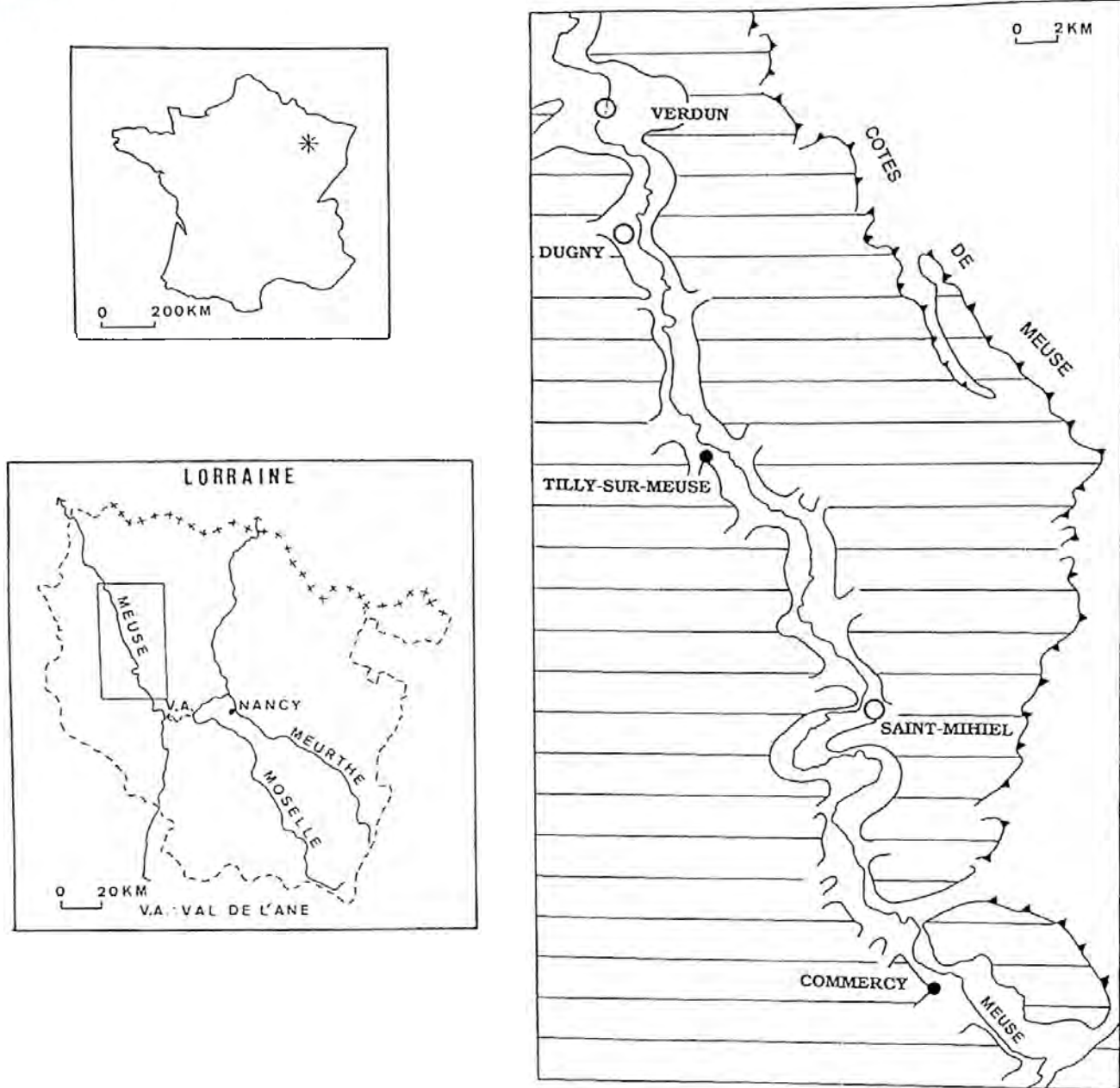


FIG.1. LOCALISATION DES GREZES DE TILLY ET DE COMMERCY

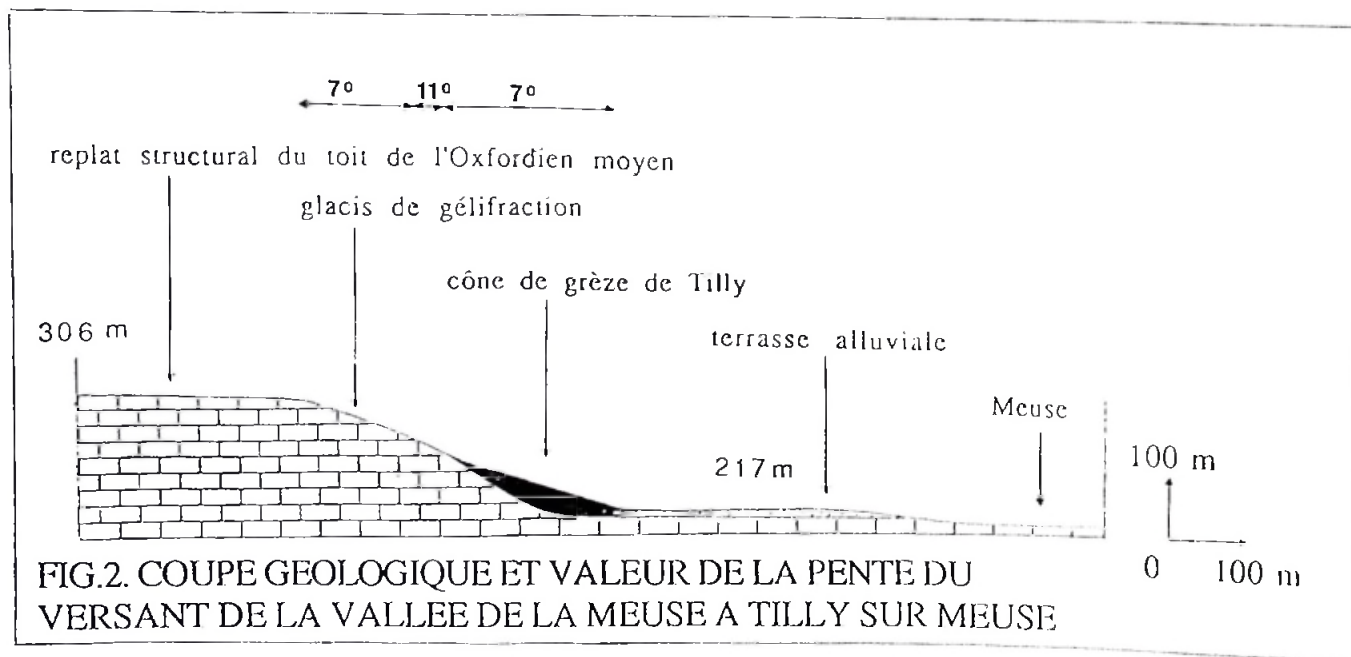


FIG.2. COUPE GEOLOGIQUE ET VALEUR DE LA PENTE DU VERSANT DE LA VALLEE DE LA MEUSE A TILLY SUR MEUSE

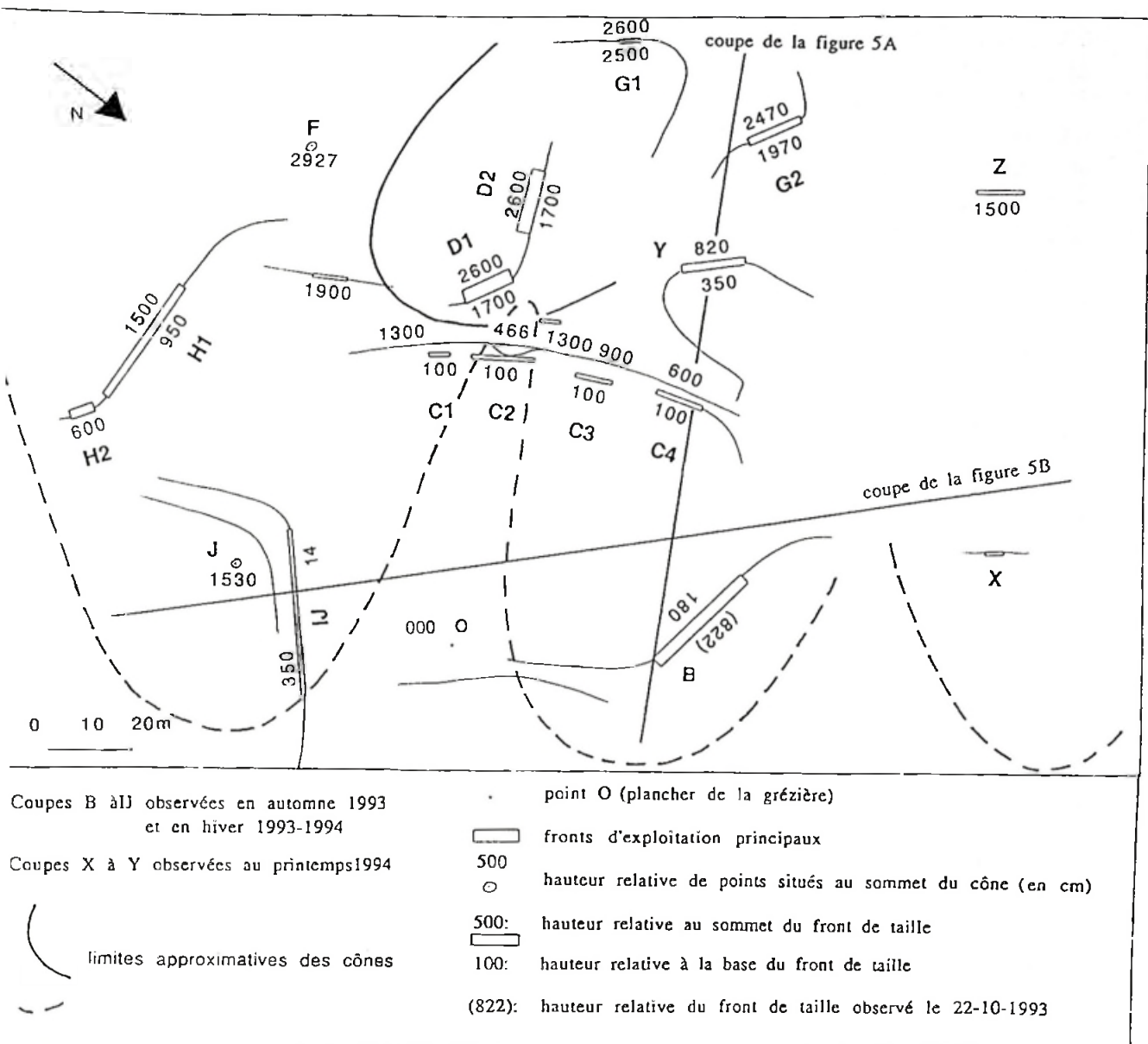


FIG. 3. PLAN DES FRONTS D'EXPLOITATION DE LA GRÈZIÈRE DE TILLY

sondages à la tarière, sondages effectués au pied des cônes de grèze et sur la terrasse alluviale.

3) L'étude lithostratigraphique a été effectuée en trois étapes:

- individualisation des formations et séries de grèzes séparées par des hiatus et différenciées par leur couleur (Code Munsell), leur épaisseur, leur sédimentologie et les phénomènes post-sédimentaires observés;

- établissement des correspondances entre les formations et séries de grèzes et les différents cônes identifiés;

- mise en évidence des coupes les plus significatives.

4) L'analyse des échantillons d'une coupe de référence. La coupe B (Fig. 3) a été retenue comme la plus complète et la plus accessible à l'automne 1993. Des analyses complémentaires concernent des échantillons prélevés sur d'autres coupes.

## II Etude morphosédimentaire

### 1. Le cadre morphostructural de la grézière de Tilly

La vallée orthoclinale de la Meuse prend une composante N140° dans la région de Tilly sur Meuse (Fig. 1), probablement en liaison avec le réseau de fractures.

Dans cette région, la vallée se trouve à 6 km à l'Ouest de la côte de Meuse, présente une largeur de 2 km et un encaissement de 135 m par rapport aux plateaux de rive gauche.

Le versant ouest est constitué successivement du haut vers le bas par le front de cuesta surbaissé de l'Oxfordien supérieur, un long replat coiffant les calcaires du complexe récifal de l'Oxfordien moyen et enfin le versant de la vallée de la Meuse proprement dit, versant façonné dans les calcaires sublithographiques, dits de "Creuë" (Fig. 2). Plus précisément, la grèze de Tilly affleure à l'extrémité d'un éperon, encadré de deux vallons en berceau se raccordant vers l'aval par des glacis-cônes avec le fond alluvial de la vallée de la Meuse. Le cône de grèze de Tilly s'est développé perpendiculairement au pendage des couches. Celui-ci a une valeur d'environ 1° et s'abaisse vers l'Ouest-Nord-Ouest.

Les critères pris en considération dans les coupes existantes (Fig. 3): azimuts des pendages, couleurs, granularité des grèzes, épaisseur des strates, existence de dépôts différents de la grèze, mise en évidence de phénomènes post-sédimentaires (fauchage, présence de dalles indurées) soulignent la présence de plusieurs générations de grèzes. L'importance des volumes de grèze excavés ne permet pas de rattacher toutes les coupes observées aux différentes formations définies.



## 2. La structure interne des dépôts

a) Dans la carrière de Tilly, on observe plusieurs cônes contemporains ou successifs constitués eux-mêmes d'une ou plusieurs formations de grèze superposées (1 et 3), séparées par une formation d'intercône (Fig. 4, 5):

- Les grèzes inférieures (grèzes 1) sont visibles dans trois cônes. Elles s'orientent de l'Est au Nord-Est (coupes C1, C3, C4, X, Z). Les grèzes 1 forment donc l'essentiel des trois cônes à leur base.

- Les grèzes médianes (grèzes 2), localisées dans la partie centrale de la grézière, correspondent au dépôt d'intercône (coupe C2).

- Les grèzes supérieures (grèzes 3) coïncident avec un nouveau cône progradant vers l'Est, d'extension apparemment limitée à la partie supérieure et centrale de la grézière.

b) Les orientations générales des cônes de grèzes montrent donc deux directions: les grèzes de la formation 1 correspondent à une dynamique de mise en place de cônes progradants en direction de l'Est et du Nord-Est, perpendiculairement à la direction générale du versant de la vallée de la Meuse, orienté NW-SE (Fig. 1). En revanche, la stratogenèse des grèzes de la formation 2 est liée au comblement d'un intercône. Les séries de la formation 3 se localisent en contrebas des sommets des cônes I et II qu'elles remanient peut-être partiellement.

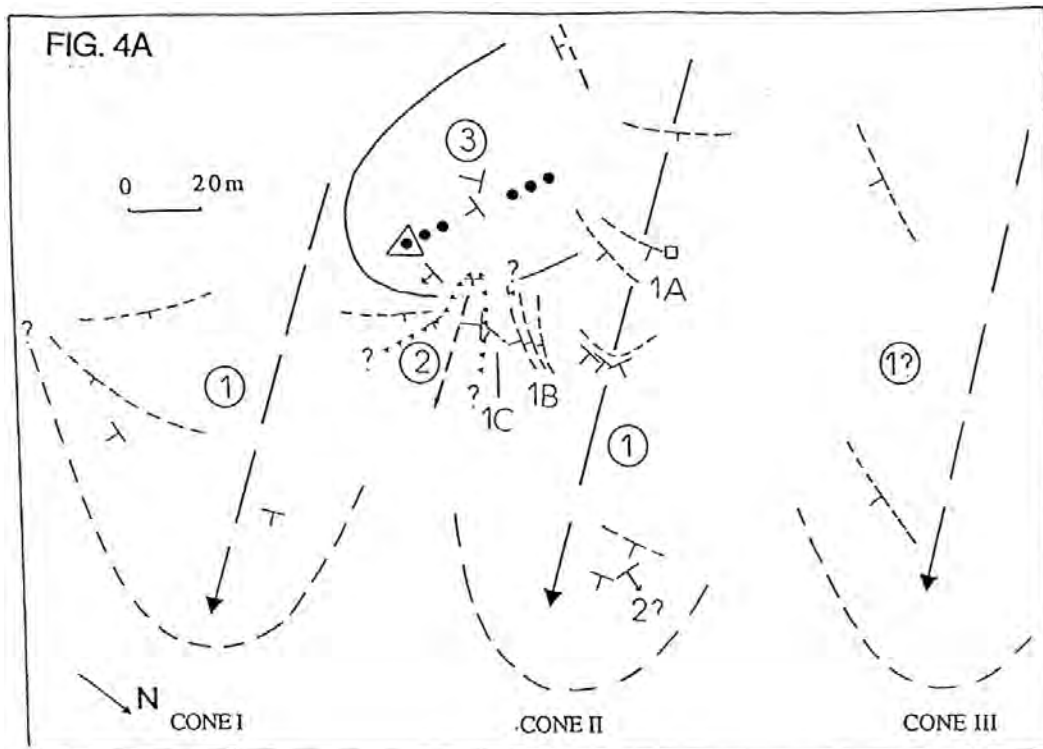
Il n'est pas impossible que les formations d'intercône aient été affectées par des phases d'érosion; une phase majeure se situe entre les formations 2 et 3: en effet, les lithofaciès et les pendages sont très différents dans les deux unités (Fig. 5). Il y a une réactivation manifeste des processus au début du dépôt de la formation 3.

c) L'opposition de volume, de direction entre les grèzes de la formation 1 d'une part, et les grèzes des formations 2 et 3 de l'autre, indique que les deux dépôts majeurs correspondent à deux morphogenèses: les grèzes de la formation 1, bien litées en général, forment la plus grande partie du dépôt, les grèzes des deux autres formations occupent des volumes bien plus modestes.

## 3. Les trois formations de grèzes

a) Caractères principaux (Fig. 6, Tab. I):

- La formation 1 (cône II), située au-dessus d'un head basal à cailloutis calcaire centimétrique et à matrice silteuse (coupe Y), est essentiellement constituée d'une grèze jaune à litage centimétrique.



- 1: formation de grèze  
 2: cônes de grèze associés à la formation 1 et direction de la progradation  
 3: remplissage intercône  
 4: cône de grèze associé à la formation 3  
 5: séries 1A, 1B, 1C  
 6: pentages mesurés dans les séquences élémentaires

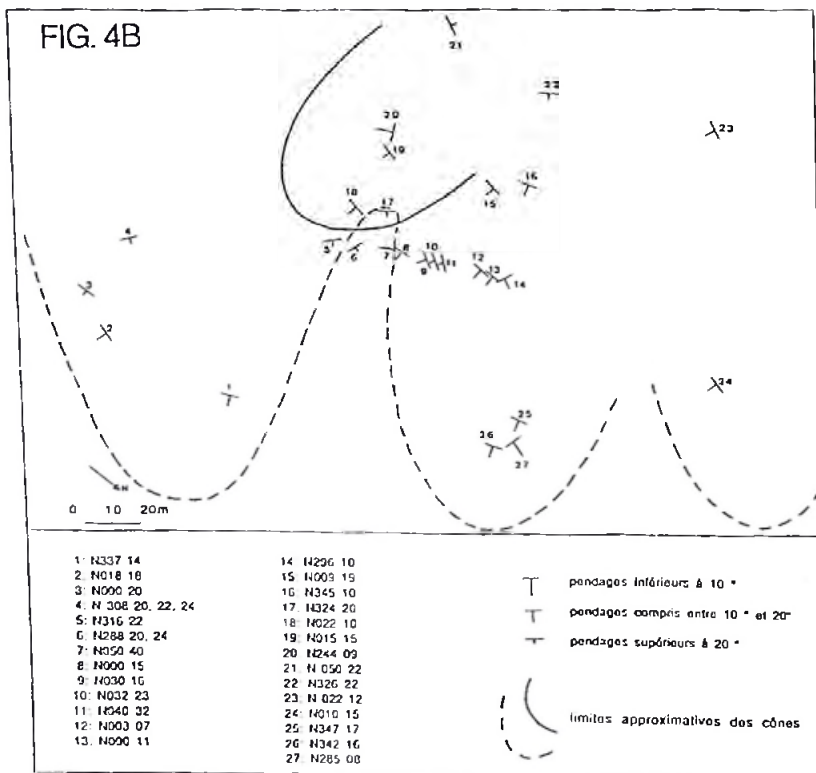


FIG. 4. LES CONES ET LES FORMATIONS DE GREZES DE TILLY

FIG. 4A: CONES ET FORMATIONS DE GREZES

FIG. 4B: CARTE DES PENDAGES REELS DES STRATES DE GREZES

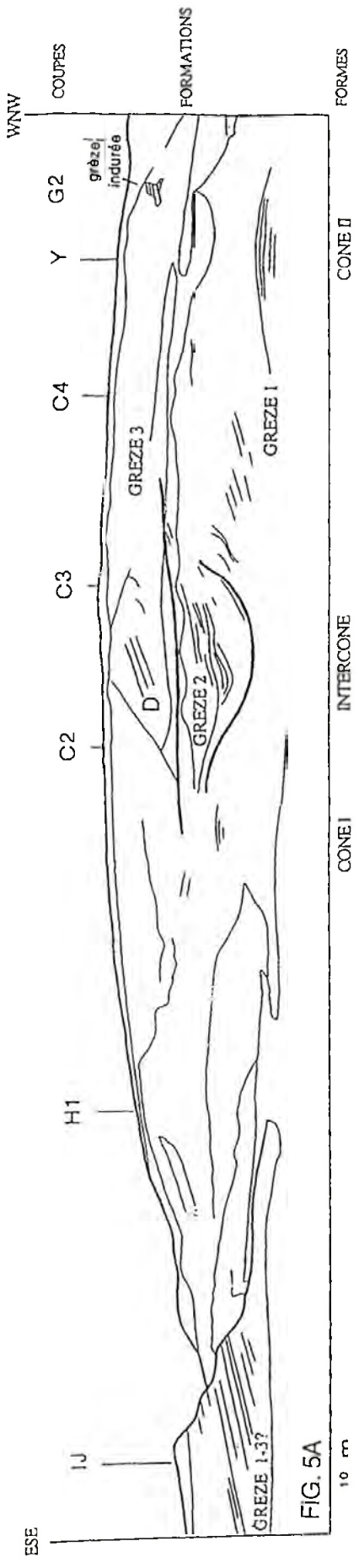


FIG. 5A  
10 m

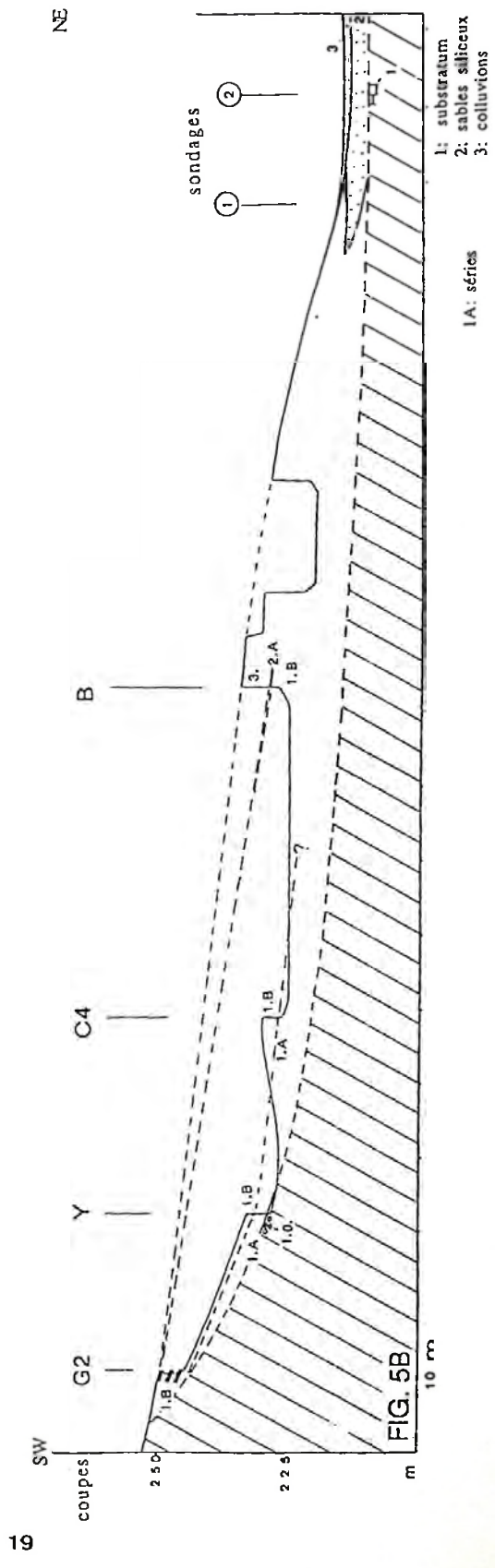


FIG. 5B  
10 m

FIG. 5. LA GREZIERE DE TILLY: COUPES GENERALES  
 FIG. 5A: COUPE FRONTALE  
 FIG. 5B: PROFIL DU CONE II (FORMATION 1)

FORMATIONS

SERIES DE GREZES

N° DES COUPES

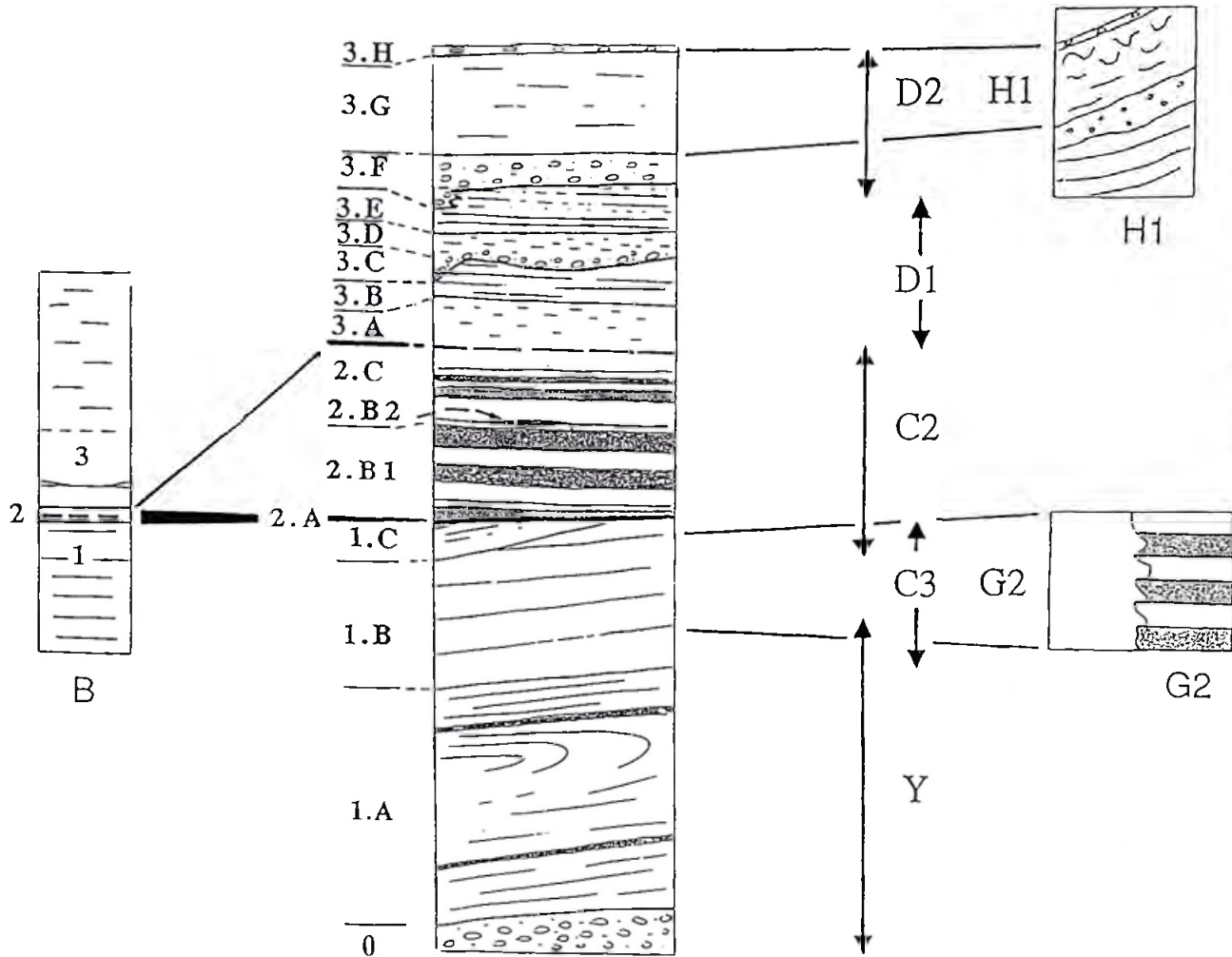


FIG. 6. GREZIERE DE TILLY: COUPE SYNTHETIQUE

Formations	Formes	Séries observées	Coupes	Processus de mise en place envisagés et identification des principaux événements		Phases climatiques											
				Accumulation	Erosion/érosion	froides	tempérées	sèches	humides								
3. GREZES SUPERIEURES	bancs diamictiques-grèzes terreuses et litées couleurs: brun à jaune-rougeâtre	- 3. H.: cailloux supérieur - 3.G.: grèze jaune mal litée - 3.F.: diamicton brun ravinant II - 3.E.: grèze jaune à brune bien litée - 3.D.: grèze brune terreuse - 3.C.: diamicton brun ravinant I - 3.B.: grèze jaune à brune bien litée - 3.A.: grèze brun clair terreuse	D1-H2 H1-X D-D2-H1 X D2 D2 D2 D2 D2 D2	éboulement stratigénèse de type nappes-coulées laves boueuses de dégel stratigénèse de type nappes-coulées stratigénèse de type nappes-coulées avec couverture neigeuse épaisse laves boueuses de dégel stratigénèse de type nappes-coulées à litage centimétrique stratigénèse de type nappes-coulées avec couverture neigeuse épaisse	érosion cryoturbation érosion érosion altération/érosion	+	+	+	+	+	+						
			2. GREZES MEDIANES	jaune-brun à jaune intercône	- 2.C: grèze jaune-brun à jaune - 2.B2: lentille argilo-siliceuse - 2.B1: grèze jaune-brun à jaune - 2.A: banc siliceux brun	D2 C1 D2 B	stratigénèse de type nappes-coulées boue de lavage stratigénèse de type nappes-coulées ruissellement	+	+	+	+	+	+				
						1. GREZES INFERIEURES	couleurs: jaune à brun cônes progradant vers le Nord-Est	(CONE II) - 1. C.: grèze jaune III à litage centimétrique - 1. B.: grèze brune à brun-jaunâtre, terreuse à litage décimétrique + dalle indurée discontinue - 1. A. 2.: grèze jaune II 1. Ibr.II 1. Ibr.I - 1. A. 1.: grèze jaune à brun jaunâtre à litage centimétrique - 1.0: head de base brun vif	C3-C4-Y C3-C4-Y C4-Y C4-Y Y	stratigénèse de type nappes-coulées stratigénèse de type nappes-coulées avec couverture neigeuse épaisse stratigénèse de type nappes-coulées stratigénèse de type nappes-coulées éboulement	altération/induration/érosion/ fauchage altération érosion	+	+	+	+	+	+

TAB. I: GREZIERE DE TILLY: STRATIGRAPHIE ET INTERPRETATION DU DEPOT

Toutefois, le cône II central montre la succession de trois séries (1A, 1B, 1C):

\* 1A: une grèze jaune à la base, présentant un lit brun-jaunâtre dédoublé et des phénomènes de fauchage;

\* 1B: une grèze brune à litage décimétrique;

\* 1C: une grèze jaune peu épaisse, fortement inclinée.

La puissance des grèzes de la formation 1, variable, est d'environ 9 m sur la coupe C3.

On retrouve cette formation à la base de la coupe B et dans la coupe G2, où elle est indurée.

- La formation 2 (intercône) coïncide avec une grèze alternativement brune et jaune, à litage décimétrique, d'environ 4 m d'épaisseur (séries 2B, 2C, coupe C2). On y observe le seul banc silteux de la grèzière (série 2A, coupe B).

- Les grèzes de la formation 3, observées surtout sur les coupes D1, D2, sont constituées de séries de "grèze terreuse" (Guillien, 1973): séries 3A et 3D, et de grèze bien litée: séries 3B et 3E, interstratifiées avec plusieurs bancs "diamictiques" (Hétu, 1991): séries 3C et 3F. Il s'agit alors d'un matériel très hétérométrique, formé d'éléments de la taille des galets et des graviers enrobés dans une matrice sablo-silto-argileuse. La formation 3 se termine par une série de grèzes mal litées (série 3G), présentes au sommet de plusieurs coupes (D1, H1, X et peut-être dans B).

Enfin, cette formation 3, épaisse de 5 à 6 m environ dans les coupes D1 et D2, est coiffée, dans la plupart des coupes, par un cailloutis calcaire à plaquettes centimétriques (série 3H). Ce cailloutis se prolonge vers l'amont sur le glacis de gélifraction.

Dans la formation 3, on observe ainsi un dépôt rythmique faisant se succéder diamictons, grèzes terreuses puis grèzes litées.

#### b) Observations complémentaires

° *Couleur* : la couleur des strates est constante dans chacune des formations:

- jaune (Munsell 10 YR 7/6, 10 YR 8/6, 10 YR 7/8), jaune-brunâtre (Munsell 10 YR 6/6), brun jaunâtre: 10 YR 5/4, brun jaunâtre clair (Munsell 10 YR 6/4), brun très pâle (10 YR 8/4), brun vif (7,5 YR 5/6, 7,5 YR 5/8) ou jaune-rougeâtre (7,5 YR 6/8, 7,5 YR 7/8) pour la formation 1;

- jaune (Munsell 10 YR 7/6), jaune-brunâtre (Munsell 10 YR 6/6, 10 YR 6/8), brun très pâle (Munsell 10 YR 8/4), brun-jaunâtre (Munsell 10 YR 5/8) ou rouge jaunâtre (Munsell 5 YR 4/8) pour la formation 2;

- des couleurs plus variées pour la formation 3: brun-jaunâtre clair (Munsell 10 YR 6/4, brun (Munsell 7,5 YR 5/4), brun vif (7,5 YR 5/6), brun-rougeâtre (Munsell 5 YR 4/4) ou jaune-rougeâtre (Munsell 7,5 YR 6/6).

° *Alternances et litages :*

La série 1A de la grèze inférieure montre une alternance de lits "grossiers" ou maigres, avec ou sans matrice et de lits plus fins d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique, ces lits "fins" étant moins épais que les lits maigres (coupes C3, C4, D1, D2, H1, IJ, X, Y, Z).

Au contraire, la série 1B de la grèze inférieure (coupes C3, C4, D1, D2, H1, IJ, Y), la grèze inférieure de la coupe B et la formation 2 (coupes C2) présentent une alternance de strates de grèzes plus épaisses, d'ordre décimétrique à pluridécimétrique.

Enfin, dans les grèzes terreuses de la grèze supérieure (séries B et D, coupes D1 et D2) et à l'intérieur de la grèze à cailloutis calcaires de la coupe H1, le litage est très estompé.

La plupart des coupes effectuées dans les trois grèzes montrent une continuité des lits grossiers et "fins", longitudinalement et transversalement. Toutefois, des interruptions de lits fins et des surépaisseurs de lits maigres, à texture ouverte, ont été observées notamment dans la formation 2 (coupe C2).

° *Contacts des lits :*

Des contacts francs et tabulaires ont souvent été mis en évidence au sommet de nombreux lits "fins" de la grèze inférieure ou des bancs de grèze terreuse de la grèze supérieure (séries B et D), les contacts entre les lits grossiers et les lits plus fins des trois formations sont souvent progressifs.

Des festonnements à la base de lits "fins" ont été observés en coupe sagittale et frontale dans la grèze inférieure (coupe B, IJ).

° *Texture :*

Les lits grossiers des trois formations ont une texture ouverte à semi-ouverte, les lits "fins" une texture fermée à support matriciel ou clastique.

La plupart des séries de grèze se caractérisent par une absence d'éroulé du matériel et de figures de ruissellement: les fragments grossiers sont formés "d'éclats" et de "plaquettes" calcaires aux arêtes nettement dessinées.

° *Processus post-sédimentaires :*

La grèze de Tilly a été affectée par un certain nombre de processus post-sédimentaires: altération, induration, cryoturbation, comme en témoignent les observations suivantes (Fig. 5):

- plusieurs lits de grèzes inférieures et médianes (coupe C2), de silts (coupe C1) ou même de séquences diamictiques (grèzes supérieures, coupes D1 et D2) possèdent une couleur brune à rouge;
- des dalles indurées, discontinues et peu épaisses (coupe D2), ou au contraire massives, de plus de 2 m d'épaisseur (coupe G2) se trouvent au sein de la grèze inférieure, à l'amont;
- la grèze mal litée sommitale (grèze 3, série C) est parfois cryoturbée (coupes H1, X).

° *Dépôts non-grézeux :*

La grèzière de Tilly présente aussi plusieurs dépôts non strictement grézeux, par exemple:

- un head à la base de la grèze inférieure (coupe Y);
- des bancs de cailloutis calcaires (coupe H1, formation 1);
- des bancs et des lentilles silteuses contenant ou non des éléments de grèze (coupes B et C2, formation 2);
- des bancs d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique de grèze terreuse (coupe D1, D2, formation 3);
- plusieurs bancs diamictiques à l'intérieur de la formation 3 (coupe D1, D2).

#### 4. Etude granulométrique de la coupe B

Les analyses granulométriques ont été effectuées sur la coupe B qui permet d'observer les trois formations, dont deux seulement sont véritablement formées de grèze (formations 1 et 3, Fig. 6, 7). Elles mettent en évidence la prépondérance des éléments grossiers, de taille supérieure à 2 mm (de 47,10% à 98,08%)-leur part étant souvent supérieure à 70% de l'échantillon- et la faible part des éléments fins, de taille inférieure à 0,050 mm (0,10 % à 13,06 %), les strates silteuses constituant une exception. Les lits de grèze des formations 1 et 3, indifféremment grossiers et "fins", sont formés surtout d'éléments grossiers, dont le diamètre est compris entre 2 mm et 12,5 mm.

Bien que les domaines des lits "gras" et "maigres" se chevauchent largement, les courbes-enveloppes des seconds indiquent un meilleur classement et une relative homogénéité (Fig. 8). Les médianes des lits "maigres" sont comprises entre 3,45 et 6,7 mm. Les lits gras présentent un domaine granulométrique plus large mais les médianes sont comprises entre 1,9 et 3,1 mm.

Les deux formations de grèze (1 et 3) montrent de plus une diminution générale de la valeur de la médiane de la base vers le sommet: la fourniture du matériel grossier va en diminuant.



La formation 2 est ici constituée de silts fins et d'argiles, la part de ceux-ci étant respectivement de 38,5% et 37,9%. La proportion de silts grossiers est de 7,9%, celle de sables de 15,5%. Ce n'est, rappelons-le, que l'extrémité distale d'une formation grézeuse (2) d'intercône (Fig. 5).

### Conclusion partielle

En conclusion, il apparait que les lits et bancs de grèze de Tilly-sur-Meuse sont grossiers et formés surtout d'éléments de la taille des graviers, les lits "fins" étant constitués d'une phase grossière et d'"ajouts" de matrice surtout sableuse dont il faut déterminer l'origine.

Par conséquent, il est préférable de ne pas utiliser le terme de "lits gras" et de le remplacer par celui de "lits fins".

## III Discussions

### 1. L'origine du matériel

#### a) Les éléments grossiers

Les éléments grossiers des lits de grèze sont, de toute évidence, issus des "calcaires de Creuë", calcaires sublithographiques ou crayeux de l'Oxfordien moyen. En effet, le dépôt de grèze de Tilly - de même que la plus grande partie des dépôts de la vallée de la Meuse - s'inscrivent en contrebas de versants modelés dans les formations interrécifales de l'Oxfordien moyen, justement constituées par ces lithofaciès de comblement très fins (Enay et Boullier, 1982). Ces calcaires sont très fracturés, comme le montrent les fronts d'exploitation de la carrière de Dugny-sur-Meuse, située à 10 km au Nord. Leur fragilité à l'égard de la cryoclastie est due à une importante porosité, comme l'a montré une étude de gélivation artificielle effectuée sur divers calcaires de Lorraine, notamment sur des calcaires oxfordiens (Godard et Houel-Gangloff, 1965): la porosité s'élevant respectivement de 5 à 10% pour les calcaires sublithographiques, à 2% pour les calcaires à Entroques, et à moins de 1% pour les calcaires à Polypiers.

Aussi, les éléments grossiers de la taille des galets, présents dans les bancs de grèze de la formation 1 du cône I, sont-ils liés à d'autres lithofaciès de l'Oxfordien moyen: ces éléments grossiers sont formés de nodules de calcaires à Polypiers et de plaquettes surtout constituées de biocalcarénites. Ces lithofaciès, moins gélifs, (Harmand, 1989), ont résisté aux alternances de cycles gel-dégel, tandis que les calcaires sublithographiques, qui forment la plus grande partie de la grèze, ont eu le temps d' être amenuisés.

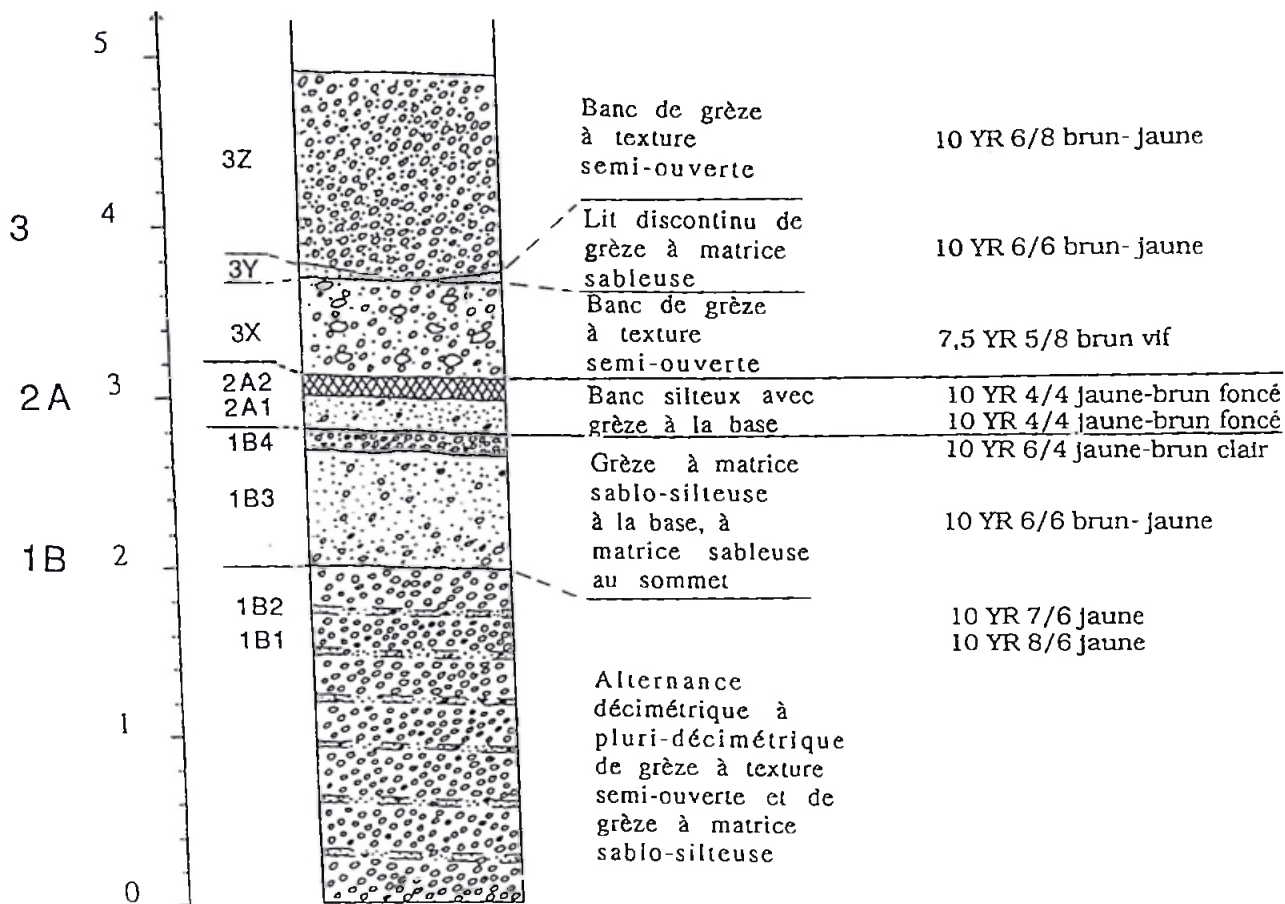


FIG. 7: ETUDE GRANULOMETRIQUE DE LA COUPE B (CONE II)

FIG. 7A: "LOG" GENERAL

Formations

Granulométrie totale

Médiane  
(en mm)

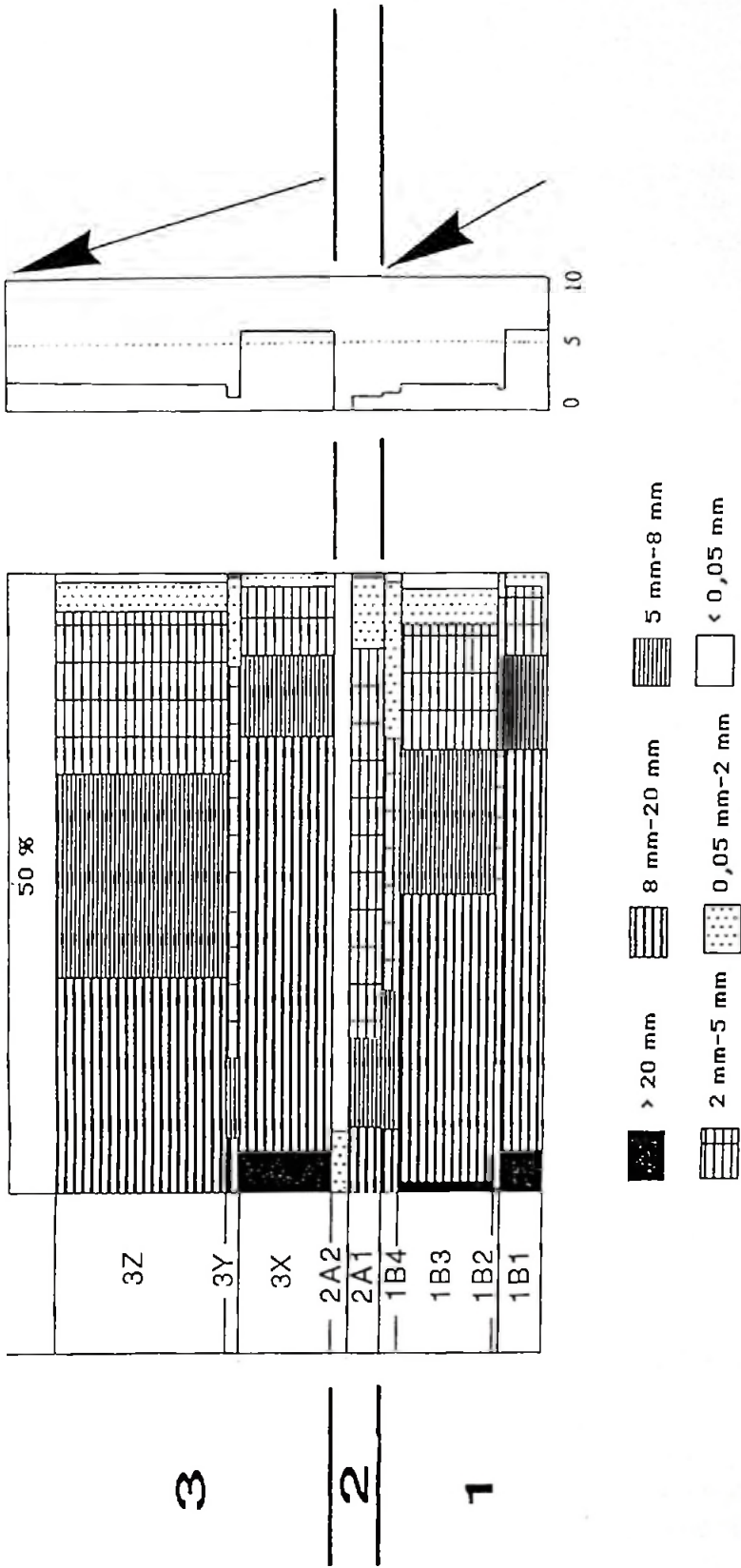


FIG. 7. ETUDE GRANULOMETRIQUE DE LA COUPE B (CONE II)  
FIG. 7B: GRANULOMETRIE ET MEDIANES

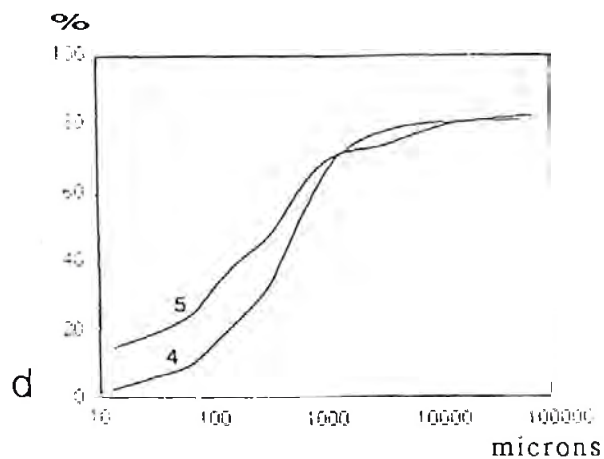
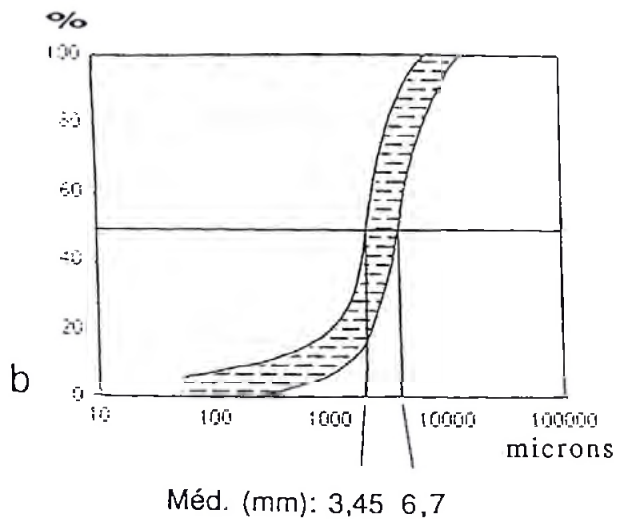
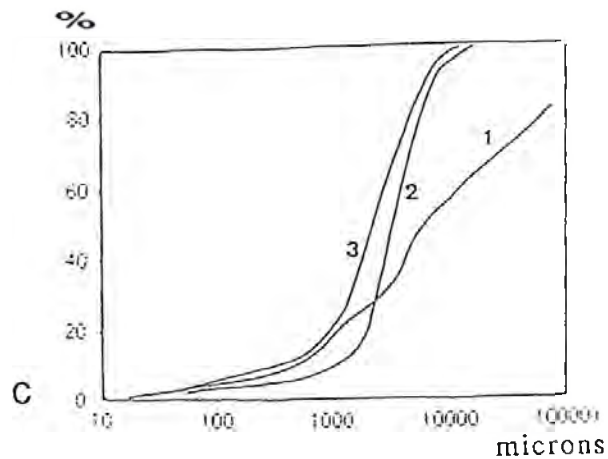
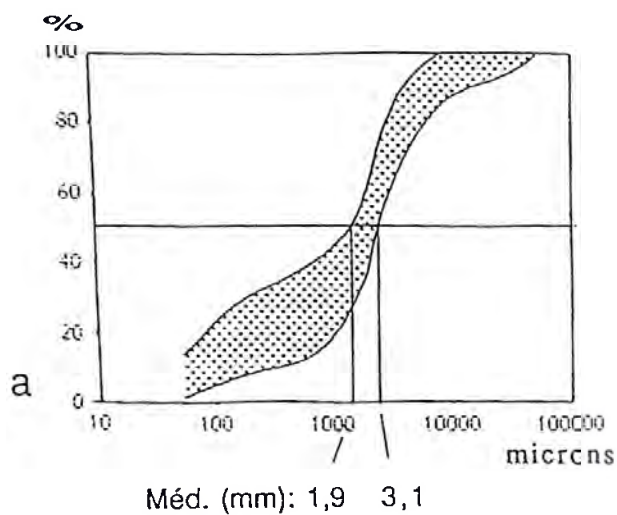


FIG. 8: COURBES GRANULOMETRIQUES

- a: "lits gras" de Tilly
- b: "lits maigres" de Tilly
- c: autres grèzes
- 1: grèze remaniée (sondage 2)
- 2: grèze de Marre (Oxfordien supérieur)
- 3: grèze de Sexey-aux-Forges (Bajocien)
- d: sables siliceux
- 4: sables siliceux (sommet du sondage 1)
- 5: sables siliceux (base du sondage 1)

## b) Les éléments sableux

Les éléments sableux, individualisés sous forme de lits d'épaisseur centimétrique dans la formation 1 du cône I et situés dans un contexte plus distal par rapport aux cônes de grèzes, sont issus de lithofaciès oolithiques et entroquitiques de l'Oxfordien moyen; ces lithofaciès, de plusieurs mètres d'épaisseur, sont présents sous les calcaires sublithographiques (Renaud, 1980). De nombreux bancs de calcaires oolithiques, visibles dans la carrière de Dugny, existent au sein des calcaires sublithographiques.

## c) Les limons et argiles

Les limons et argiles contenus dans les strates silteuses et les grèzes terreuses proviennent de trois sources possibles:

- Les strates silteuses-ou de grèze-de couleur brun-rouge ou brune pourraient provenir du remaniement de paléosols développés à l'amont; des études d'argiles sont entreprises en ce sens à Commercy.

- Une part des éléments fins pourrait être issue d'apports éoliens: 3 m de "limons" recouvrent en effet la terrasse alluviale située en contrebas. Les deux dépôts diffèrent assez peu par la couleur (brune dans le cas du banc silteux interstratifié dans la grèze, jaune pour le dépôt surmontant la terrasse) et par la granulométrie: la seconde formation étant un peu plus argileuse: la part des éléments argileux étant de 42,5%, celle des silts fins de 21,3% (pour 37,9 et 38,5% respectivement).

- Il est probable que la plus grande partie de la fraction fine soit le résultat du lavage de bancs argilo-marneux du substratum oxfordien: la carrière de Dugny-sur-Meuse présente dans sa partie supérieure plusieurs bancs marneux au sommet des calcaires de l'Oxfordien moyen et surtout une épaisseur importante d'argiles à la base de l'Oxfordien supérieur. Deux arguments soulignent le rôle probable de la fraction fine issue de cet étage:

- ° les cônes de grèze de Tilly, et en particulier les bancs de grèzes terreuses de la formation 3 (coupes D1, D2), se situent à une cinquantaine de mètres en contrebas du mur de la "Masse argileuse" de l'Oxfordien supérieur, épaisse d'environ 50 m dans toute la vallée de la Meuse (Harmand, 1989, 1992);

- ° les bancs de grèze terreuse présentent une étonnante similitude, sur le plan granulométrique, avec la grèze de Marre, située à une dizaine de kilomètres au Nord de Verdun, grèze développée aux dépens des assises de l'Oxfordien supérieur (Fig. 7).

## 2. Les processus de mise en place des formations de grèze de Tilly et leur place dans le cycle climatique quaternaire

a) La structure interne des dépôts de grèze de Tilly montre que ces derniers relèvent plus de processus de mise en place des cônes que de ceux des éboulis. Les caractéristiques de ces dépôts, en particulier des séries de grèze des trois cônes de la formation 1 (Tab. 1) militent en faveur de la mise en place des grèzes de Tilly selon le modèle andin (Francou, 1988): des "nappes-coulées" à front pierreux se mettent successivement en place sur le versant, la différenciation des lits maigres et des lits "fins" s'effectuant sous l'effet de la cryoreptation en milieu périglaciaire humide. Ce modèle privilégie la grande fréquence de cycles gel-dégel et situerait, par conséquent, la stratogenèse des grèzes de Tilly dans des phases froides et humides du cycle glaciaire quaternaire.

b) Des facteurs locaux interviennent cependant et permettent d'envisager plusieurs autres processus (Fig. 6, Tab. I):

- Le head basal observé sous la grèze inférieure du cône II (coupe Y) coïncide avec un éboulis antérieur au dépôt de grèze.

- Les dépôts fins observés dans la formation 2 (coupes B et C1) semblent correspondre à deux processus distincts: la lentille argilo-silteuse discontinue (série 2B2, coupe C1) pourrait se rattacher à une boue provenant du lavage superficiel de la grèze (Guillien, 1978). A l'opposé, le banc silteux (série 2A, coupe B) présente de nettes figures de ruissellement, matérialisées par une fine alternance de silts et d'éléments de grèze.

-L'existence de grèzes terreuses, d'épaisseur pluridécimétrique, à l'intérieur de la formation 3 implique une stratogenèse moins active, incapable de mettre en place des lits de grèze d'épaisseur centimétrique. Ces bancs de grèzes terreuses sont probablement à relier un manteau neigeux durable et à une suralimentation de la neige sur le versant exposé à l'Est (Bonfont, 1975), un manteau neigeux au sol tendant à inhiber la stratogenèse (Francou, 1988).

- Les bancs diamictiques de la formation 3 (séries B et D, coupes D1, D2, Fig. 6, Tab. I), constitués d'un cailloutis calcaire et d'une matrice gravelo-sablo-silteuse, et marqués à leur base par des contacts ravinants, montrent l'influence prédominante de la solifluxion: ces bancs diamictiques correspondent plutôt à des processus de type laves boueuses de dégel (Hétu, 1991).

Ces observations montrent qu'il est possible d'attribuer aux différents dépôts une signification dynamique:

- les grèzes litées de la formation 1 coïncideraient avec des paléoenvironnements périglaciaires froids et humides et avec une stratogénèse relativement régulière;
- le banc silteux de la base de la formation 2 paraît correspondre au remaniement d'une couverture limoneuse, éventuellement pédogénéisée;
- les grèzes terreuses de la formation 3 seraient liées à des phases périglaciaires froides et humides à suralimentation neigeuse;
- les séries lithologiquement contrastées de la grèze supérieure semblent être dues à une succession rapide de phases climatiques variées.

c) Plusieurs éléments montrent que la stratogénèse a été interrompue à plusieurs reprises:

- Dans la formation 2, les séries 2A et 2B2 semblent indiquer une action érosive antérieurement à leur dépôt car des différences d'azimuts notables existent entre ces strates silteuses et les grèzes sous-jacentes (Fig. 4).

- Les strates brunes à rouges qui apparaissent à plusieurs reprises dans les trois formations: lit de grèze brun-jaunâtre dédoublé (Munsell 10 YR 5/8), associé à un phénomène de fauchage entre les séries 1A1 et 1A2, bancs de grèze brun-jaune de la formation 2 (séries 2B1 et 2C: Munsell 10 YR 5/8) et lentille argilo-silteuse rouge-jaunâtre à l'intérieur de cette même formation (série 2B2: Munsell 5 YR 4/8), bancs diamictiques bruns à brun-rougeâtre de la formation 3 (séries B et D: Munsell 5 YR 4/4 et 7,5 YR 5/4), doivent correspondre au remaniement d'au moins trois générations de paléosols ou de vieux sols (Fig. 6, Tab. I).

- La puissance importante de la grèze indurée observée dans la formation 1, dans le cône II, est à mettre au compte d'un important épisode de recarbonatation. Ce dernier, bien que localisé, ne peut prendre place que dans une période tempérée, interglaciaire ou interstadiaire.

- Les figures de cryoturbation observées au sommet de la grèzière soulignent le rôle des dernières phases de froid, postérieurement au dépôt de la dernière série de grèze (série 3G).

### 3. Éléments de chronologie

Les observations précédentes montrent donc:

- une formation 1 constituée de l'empilement de trois séries de grèzes et formant trois cônes orientés vers le Nord-Est. Cette formation constitue l'essentiel du dépôt de grèze de Tilly;

- une formation 2 formée de grèze surtout brune et silto-argileuse, située entre les cônes I et II;
- une formation 3, dans laquelle alternent sept séries de grèzes et de diamictons. Cette formation, surmontant la formation 2, constitue un cône progradant vers l'Est.

En dépit de nombreux hiatus, le tableau 1 montre que la grèzière de Tilly correspond à un nombre élevé de phases de dépôt (au moins 16) et d'érosion (4 majeures) s'échelonnant donc certainement sur plusieurs phases froides.

Malgré l'absence d'éléments de datation absolue, il est possible de situer la grèze de Tilly dans le temps grâce à plusieurs arguments:

1) L'épaisseur totale de la formation 1 (environ 30 m, Fig. 5) et le volume considérable de la grèze interdisent de rattacher celle-ci uniquement à la dernière période froide:

- neuf épisodes principaux de stratogénèse, trois phases probables d'altération au moins et une induration importante ne peuvent pas prendre place dans le Weichsélien (Fig. 6, Tab. I);
- compte tenu de la vitesse de la stratogénèse, estimée par ailleurs (Francou, 1988), il est difficile d'admettre qu'un volume de grèze aussi considérable se soit déposé depuis la fin de l'Eémien.

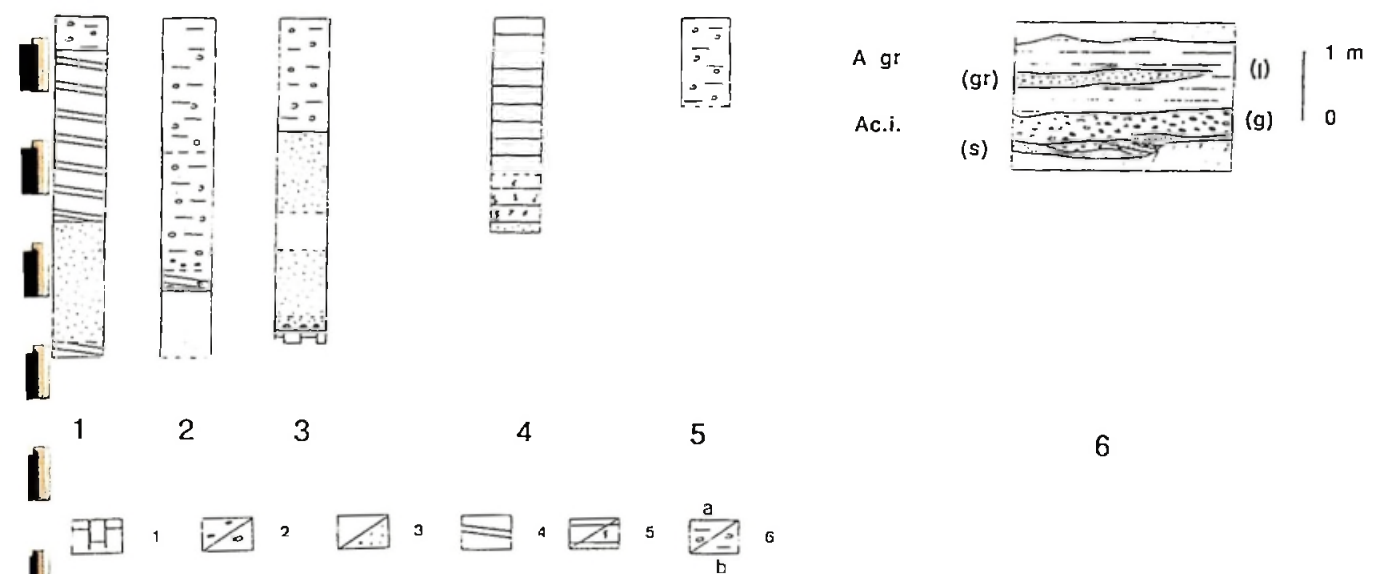
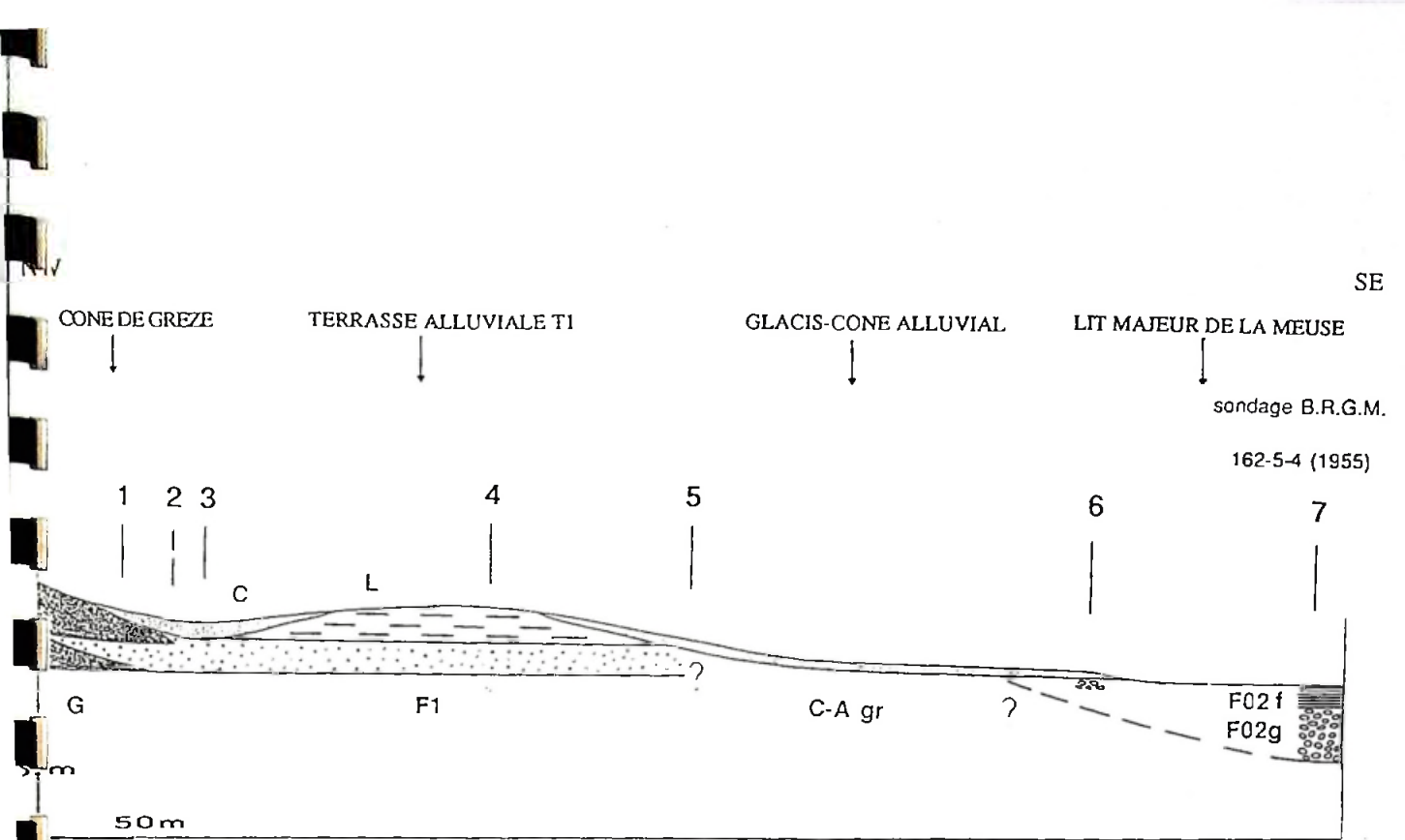
2) Les cônes de la grèze 1 sont liés à une évolution morphologique antérieure à la capture de la Haute Moselle:

- La formation de la grèze 1 de Tilly est perchée: la base du cône, atteinte par sondage il y a quelques décennies (renseignement oral de M. le Maire de Tilly), se situerait vers 210-212 m, soit à une dizaine de mètres au-dessus de la base du remblaiement alluvial du fond de la vallée de la Meuse. Un creusement du substratum de 10 m s'est effectué depuis le début de la stratogénèse (Fig. 9).
- Plusieurs sondages à la tarière (sondages 1 et 2, Fig. 9) effectués par les étudiants de licence de géographie physique de l' Université de Nancy 2, en automne 1993 et en hiver 1994, ont montré que des lits de grèze situés à la base du cône étaient interstratifiés avec des sables siliceux.

Ces sables siliceux, nécessairement antérieurs à la capture de la Haute Moselle, appartiennent à une nappe de la base du Saalien (Harmand, 1992). Ils montrent à l'évidence que la partie basale du cône est saalienne.

Or, la base du cône de grèze, située sous les alluvions siliceuses, se raccordait à un fond de vallée drainé par un cours d'eau puissant alimenté par le Massif Vosgien: il est possible qu'une partie de ces grèzes, présumées du début du Saalien, aient été évacuées avant le dépôt des sables siliceux et que la vigueur des écoulements ait





Légende:

A gr: alluvions silteuses (l) à grèze remaniée (gr)  
 Ac.i.: alluvions à galets calcaires immatures (g)  
 et à matrice sableuse calcaire (s)  
 F02: alluvions du fond de la vallée de la Meuse  
 F02 f: alluvions silteuses de la vallée de la Meuse  
 F02 g.: alluvions grossières  
 C: colluvions  
 G: grèze  
 L: limon  
 F1: alluvions F1

Légende des sondages:

1: substratum calcaire; 2 a: galets de granite; 2 b: graviers calcaires; 3 a: sable siliceux moyen (Munsell 5 YR 5/8); 3 b: sable siliceux fin; 4: grèze; 5a: limon argileux; 5b: limon argileux avec taches d'hydromorphie; 6a: colluvions limoneuses; 6b: colluvions sableuses

FIG.9. RAPPORTS ENTRE LA GREZIERE DE TILLY ET LE LIT MAJEUR DE LA MEUSE

entretenu une morphogenèse active sur les versants. A l'opposé, les grèzes postérieures fossilisent un paléoversant qui se raccorde à une terrasse alluviale située à 10 m d'altitude relative. La relative paralysie de la morphogenèse dans la vallée de la Meuse s'accroît après la capture de la Haute Moselle, capture qui serait intra-saaliennne d'après des travaux récents (Bonnetfont, 1975; Vandenberghe *et al.*, 1985; Juvigné et Renard, 1992; Taous, 1994).

### 3) La base du versant a subi une longue évolution après le dépôt de la grèze. En effet:

- le cône III de la formation 1 est recoupé par une vallée en berceau dans sa partie nord;
- la grèze a été remaniée par des processus de solifluxion: les formations superficielles observées sur le glacis situé en contrebas de la terrasse T1, au débouché du vallon en berceau, sont formées de silts et de grèze remaniée sur une épaisseur de 1 m environ. Une tranchée située dans l'axe du vallon, dans un cône alluvial situé en bordure de la vallée de la Meuse, a permis d'observer les dépôts suivants (sondage 6, Fig. 9):
  - ° à la base, des alluvions calcaires immatures de la Meuse, à galets et graviers peu émoussés, formant une nappe post-capture;
  - ° au sommet, une alternance de lentilles de limons et de grèze remaniée et colluviale.

Ce remblaiement fin, postérieur aux alluvions calcaires, est de mise en place holocène. Il se nourrit en partie du remaniement de limons soufflés au pied de la grèzière et qui fossilisent la nappe F1 (sondage 4, Fig. 9).

### Conclusion générale

- Les trois cônes de la formation 1 sont d'un Saalien antérieur et peut-être contemporain de la capture. Dans la mesure où les grèzes basales se raccordaient à un fond de vallée encore actif pendant la première phase froide du Saalien, la plus grande partie de ces grèzes correspondrait bien aux deux dernières phases froides de cette glaciation;
- Les formations 2 et 3 seraient donc éémiennes et weichséliennes. Les grèzes grises sommitales, mal litées, observées au sommet de la formation 3, pourraient représenter le Tardiglaciaire, après les grands froids marqués par les figures de cryoturbation et peut-être aussi par les dépôts limoneux couronnant la terrasse 1 de la Meuse (Weisrock, 1990; Weisrock et Franoux, 1993; Harmand, 1992).

## BIBLIOGRAPHIE (INTRODUCTION et GREZIERE DE TILLY)

BARRES ? (1969). Rapport sur les grouines du département de la Meuse. Dossier B.R.G.M. n° 6 9 S G L 66 N E S .

BASSE DE MENORVAL E. (1949). Observations sur des phénomènes quaternaires dans la région de Verdun. *C. R. Société de Géologie*, pp 281-283.

BASSE DE MENORVAL E. (1957). Nouvelles observations relatives à la géologie du Quaternaire phénomènes quaternaires dans la région de Verdun s. Meuse, France. *C. R. Congrès de l'INQUA*, Madrid-Barcelona, 1957.

BASSE DE MENORVAL E. (1961). Actions périglaciaires quaternaires affectant le Lusitanien de la région de Verdun. *Report of the VIth Congress on Quaternary*. Warsaw, 1961, Vol. IV: periglacial section, 12p.

BERTRAND P., COUTARD J.P., FRANCOU B., OZOUF J.C, TEXIER J.P. (1992). Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, n° 1, p. 97-112, 23 fig.

BONNEFONT J.C. (1974). La morphologie prérisienne dans le Sud de la Lorraine. *Mélanges Viers*, pp. 89-100.

BONNEFONT J.C. (1975). La Lorraine du Sud à l'époque du Riss et du Würm. *Mosella*, t. V, n° 3, pp. 59-82.

BRESSON G., MAÏAUX C. (1969). Notice explicative de la feuille de Verdun de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

CAMPY M., MACAIRE J. J.-(1989). *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Paris. Masson. 443 p.

CAUSERO L, HUSSON B, CAQUEL F., PILLOY J. C. (1979). Rapport du Laboratoire de l'Equipement: Collecteur Miribel (Verdun). Nancy. Dossier 399-79.

COUTARD J. P., FRANCOU B., OZOUF J. C. (1987). Approche méthodologique pour l'étude des dépôts de pente stratifiés actifs,

hérités ou fossiles. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. 11-12, pp. 41-48.

DAVIS W. M. (1895). La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de géographie*, p. 25-49.

DESHAIES M., WEISROCK A. Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surfaces des bassins-versants dans les plateaux calcaires de l'Est de la France: implications paléogéographiques. *Geographica Acta*. Article soumis.

DEWOLF Y. (1986). Dépôts de pentes stratifiés. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. 11-12, pp. 19-39.

DEWOLF Y., GUILLIEN Y. (1962). Les paléosols des grèzes françaises. *C. R. sommaire des séances de la Soc. Géol. de France*, 1962, fasc. 3, pp. 90-92.

ENAY R., BOULLIER A. (1981). L'âge de complexe récifal des Hauts de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris. *Géobios*, n° 14, fasc. 6, pp 767-771, 11 fig., 6 tabl., 6 pl.

FLAGEOLLET J. C. (1984). Notice explicative de la feuille de Toul de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

FRANCOU B. (1988). La stratogénèse dans les formations de pente soumises à l'action du gel. Une nouvelle conception du problème. *Bull. de l'Ass. fr. por l'étude du Quaternaire*, 1989-4, pp 185-199, 5 fig., 5 ph., 1 tab.

FRANCOU B. (1989). "Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes centrales du Pérou". *Zeitschrift für Geomorphologie*, p. 47-76.

FRANCOU B., HETU B. (1989). Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. 114, pp. 11-69.

GODARD A., HOUEL-GANGLOFF F. (1965). Essai de gélifraction artificielle. *R.G.E.*, 1965.2., p. 129-129.

GUESLIN J. (1972). *Un relief de côtes: la région de Châtenois*. D.E.S. Nancy.

GUILLIEN Y. (1951). Les grèzes litées de Charente. *Rev. Géog. Pyrénées du Sud-Ouest*, pp. 154-162.

GUILLIEN Y. (1953). Granulométrie et orientation des grèzes litées. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 6ème série, t. 3, fasc. 7-8, pp. 703-721.

GUILLIEN Y. (1973). Grèzes litées et terres grézuses. *in: Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie, environnement. IXème congrès INQUA, Christchurch, Comité français INQUA édit.*, Paris, p. 101-104.

GUILLIEN Y. (1978). Evolution de la surface d'un éboulis à Sampigny (Meuse). *103ème congrès national des sociétés savantes, Nancy-Metz, géographie*, pp17-23.

HAGUENAUER B, HILLY J. (1987). L'enregistrement géologique et géographique de la naissance et du déclin du Bassin de Paris dans ses marches orientales. *in: Bull. Inform. Géologiques. Bassin de Paris. Mém. h. sér. n° 6. Aspects et évolution géologiques du Bassin Parisien. CAVELIER ET LORENZ J. coord.* 1987, pp. 105-115, 6 fig.

HAMPE A. (1983). Carte topographique et géologique de l'Est de la France et des régions limitrophes. Strasbourg.

HARMAND D. (1989). *La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny sur Meuse et Mouzon (Ardennes)*. Thèse N. R. Nancy, 603 p + Annexes: 100 p.

HARMAND D. (1991). Les niveaux de terrasses de la vallée de la Meuse lorraine et leurs enseignements. *Bull. des Soc. d'Histoire et d'archéologie de la Meuse*, n° 27, pp 3-71.

HARMAND D. (1992). *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*. Presses Universitaires de Nancy, 146 p.

HETU B. (1991). Eboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Epée, Gaspésie (Québec, Canada). *Z. Geomorph. N. F.*, 35. 4, pp 439-461. Berlin-Stuttgart.

HILLY J., HAGUENAUER B. et Coll. (1979). *Lorraine-Champagne. Guides géol. régionaux*. Masson éd., 216 p., 117 fig., 8 pl.

HUMBERT L. (1971). *Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin. L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du Bassin de Paris*. Thèse sci. Nancy, 364 p., 44 fig., 165 pl.

JOURNAUX A. (1976). Les grèzes litées du Chatillonnais. *Bull. de l'A.F.E.Q.*, vol. 3-4, pp. 123-138.

JUVIGNE E., RENARD F. (1992)- Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société Géologique de Belgique*. T. 115, fasc. 1, pp 167-186.

LAMBINET N. (1979). *Les côtes de Meuse de Vigneulles-lès-Hattonchatel à Ronvaux. Etude morphologique*. D.E.S., Université de Nancy II, 78 p.

LUCAS-LECLIN O. (1992). *Etude morphologique de la grézière de Domrémy-La-Pucelle (Vosges)*. Mémoire de maîtrise de Géographie physique. Université de Nancy II, 87 p.

MAÏAUX C., DEMASSIEUX L. (1977). Notice explicative de la feuille de Clermont-en-Argonne de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

MAUBEUGE P. L. (1954). Etude des calcaires argovo-rauraciens de la Meuse. *Rev. ind. minér. Nancy* n° 611, vol. XXXV, pp1-40, 1 tab., 2 cartes.

MAUBEUGE P. L. (1962). Notice explicative de la feuille de Saint-Mihiel de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

MAUBEUGE P. L. (1965). Notice explicative de la feuille de Commercy de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

MAUBEUGE P. L. (1969). Notice explicative de la feuille de Vigneulles-lès-Hattonchâtel de la carte géologique de la France au 1/50000e. B.R.G.M. Paris.

OZOUF J.C. (1983). *Comparaison de gélifracsts naturels de grèzes charentaises et de gélifracsts fabriqués. Etude expérimentale et traitement statistique. Application des méthodes d'analyse des données*. Thèse. Université de Caen, 185 p.

RENAUD G. (1967). *Les grouines périglaciaires du rebord du plateau du Barrois et de la Côte de Meuse entre Saint-Mihiel et Domrémy*. Mémoire de D.E.S., Université de Nancy II, 100 p.

RENAUD P. (1980). *La plaine de Woëvre et les côtes de Meuse dans la région de Toul, Commercy, Vaucouleurs*. Rapport de D.E.A. géochimie, pétrologie domaines sédimentaires. Univ. de Nancy I.

SOUCHEZ R. (1964). Sur la gélivation des calcaires et sur la genèse des grèzes litées. *C. R; Acad. Sc. Paris*, t. 258, pp 3741-3743.

SOUCHEZ R. (1966). Reflexions sur l'évolution des versants sous climat froid. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol; VIII, fasc; 4, p. 317-334. Paris.

TAOUS A. (1994). *Le système alluvial de la "moyenne terrasse" de la Moselle en Lorraine méridionale (Approche morphosédimentaire et pétrographique)*. Thèse de Géographie physique. Université de Nancy II, 201 p.

TRICART J. (1952). *La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique*. Thèse. Paris. Tome II: l'évolution morphologique au Quaternaire.

VANDENBERGHE J., MÜCHER H. J., ROEBROEKS W., GEMKE D.,(1985).- "Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands", in *Maastricht-Belvédère: stratigraphy, palaeoenvironment and archaeology of the middle and late Pleistocene deposits*. Mededelingen rijks geologische dienst, vil. 39-1, pp 7-18.

VIDAL DE LA BLACHE P. (1908). *Etude sur la vallée lorraine de la Meuse*. A. Collin éd., Paris, 183 p., 8 pl. h. t.

WEISROCK A. (1990). Introduction à l'étude de la genèse des fonds de vallée en Lorraine. *R.G.E. I*, pp. 3-18.

WEISROCK A., FRANOUX D. (1993). L'environnement du site de Bliesbruck-Reinheim: étude du fond de vallée de la Blies. *Etudes offertes à J. Schaub. Publication du parc archéologique européen*, pp. 223-232.





# LES DÉPÔTS DE GREZES LITEES EXEMPLE DE COMMERCY SUR LA VALLEE DE LA MEUSE

par S. GHANIMI, Laboratoire de géographie,  
Université de Nancy II, 23 boulevard Albert 1, 54015 NANCY.

## Le site de la grézière de Commercy

La grèze litée de Commercy (feuille 1/50 000 Commercy, coordonnées Lambert,  $x = 123$  ;  $y = 830$  ;  $z = 245$  m) est située à la limite nord de l'agglomération, sur le versant ouest de la vallée de la Meuse (Fig. 1). Entre Commercy et Vignot, la vallée de la Meuse présente une largeur importante, en raison de l'affleurement dans le fond de la vallée des "Terrains à Chailles" de l'Oxfordien inférieur.

La cuvette topographique de Commercy, bordée au Nord et au Sud par des promontoires, se prolonge par de nombreux vallons en berceau et à fond plat entaillant les calcaires de l'Oxfordien moyen et supérieur. Le vallon le plus septentrional est recouvert d'un cône de grèze, progradant vers le Nord-Est et exploité en carrière.

La grézière se situe vers 245 m, soit à 15 m au-dessus du talweg de la Meuse, en contrebas d'un replat substructural correspondant au toit de l'Oxfordien moyen, et d'un glacis de gélifraction. Elle s'appuie sur les bancs supérieurs des Terrains à Chailles (Fig. 2).

Les dépôts sont issus des calcaires de l'Oxfordien moyen qui sont des calcaires blancs, crayeux sublithographiques très gélifs. Comme l'ont montré des chercheurs du laboratoire de géomorphologie du CNRS de Caen, (Y. GUILLIEN et J. P. LAUTRIDOU, 1970), ce calcaire, au cours des cycles gel-dégel, est réduit en grèze; en fonction du nombre de cycles et du faciès calcaire, la destruction est plus ou moins rapide. La tectonique a joué un rôle non négligeable dans la fracturation de ces calcaires. En effet, deux systèmes de failles ont joué: le système hercynien de direction SW-NE et SE-NW et le système tertiaire de direction N-S; les vallées et les vallons suivent ces directions. Ainsi, s'individualisent le replat et le glacis qui

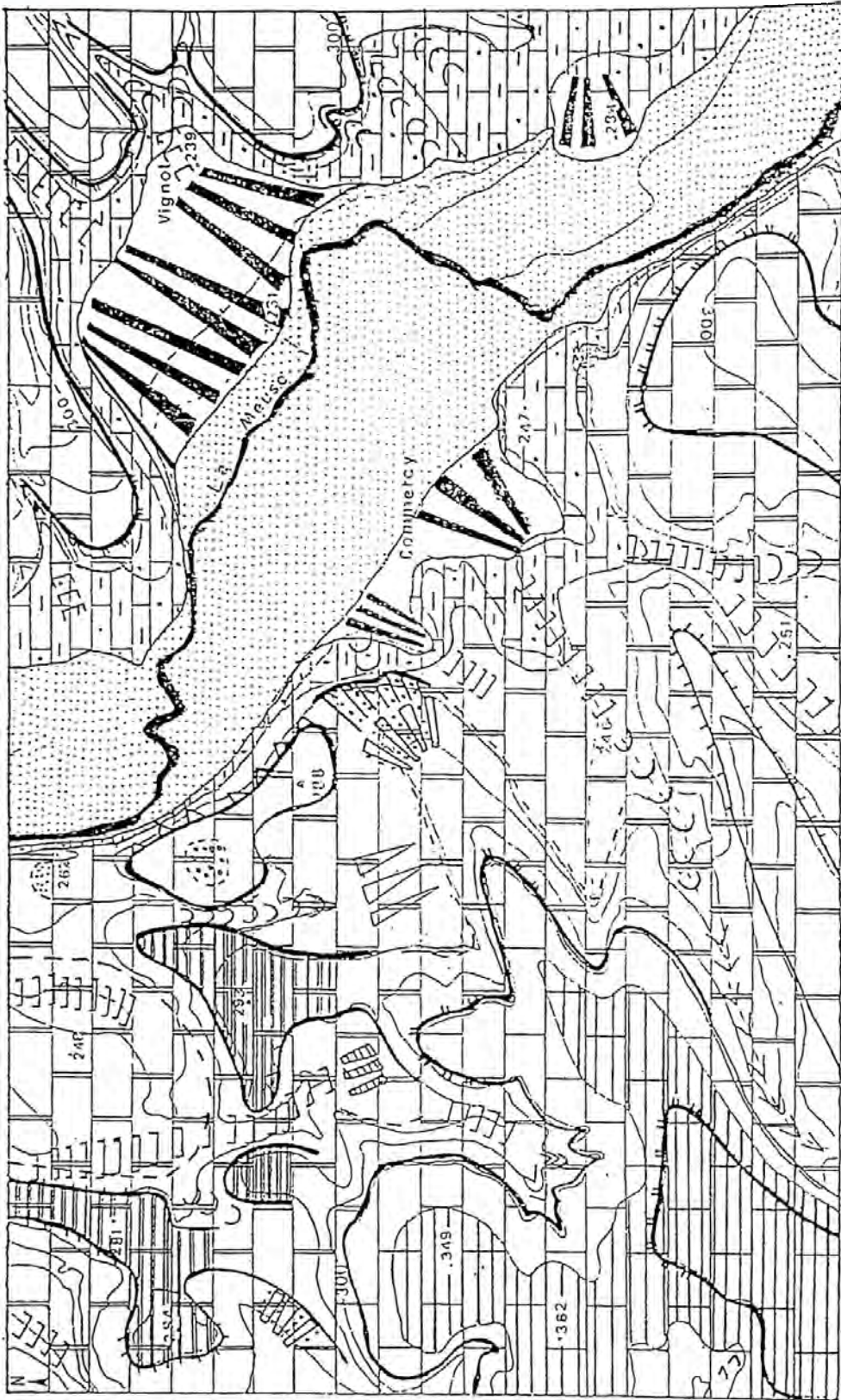
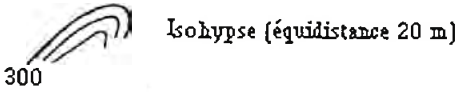


FIG. 1 : CROQUIS GÉOMORPHOLOGIQUE

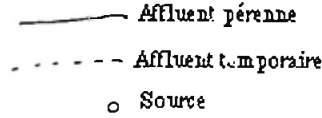
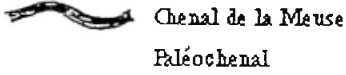
## LEGENDE

### TOPOGRAPHIE :

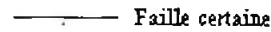
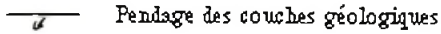


. 215 m Cote d'altitude

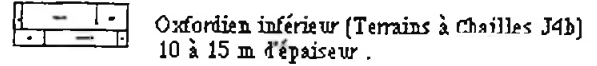
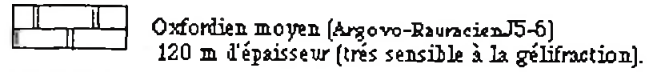
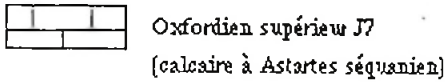
### HYDROGRAPHIE :



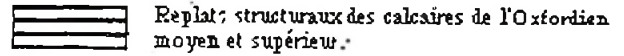
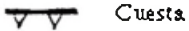
### TECTONIQUE :



### LITHOLOGIE :

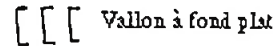
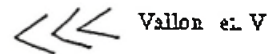
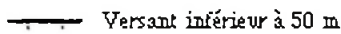
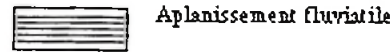
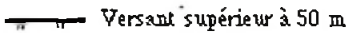
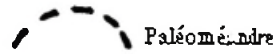
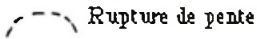


### FORMES STRUCTURALES :

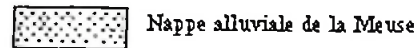
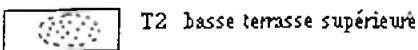
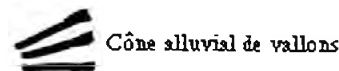
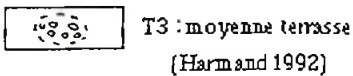


### MODELÉ FLUVIATILE :

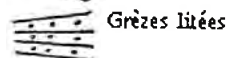
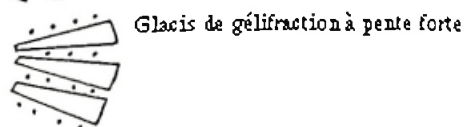
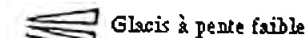
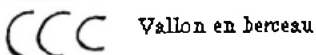
#### Formes d'érosion :



#### Formes d'accumulation :



### MODELÉ PÉRIGLACIAIRE :



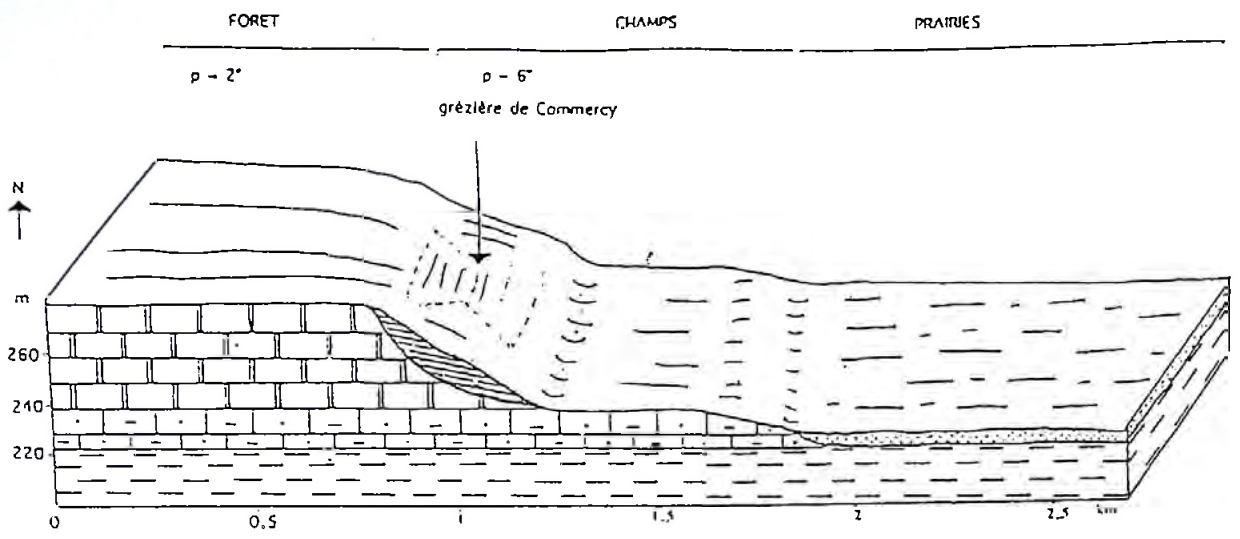


Figure 2.- Site de la grézière de Commercy

- Calcaire de l'Oxfordien moyen
- Terrain à Chailles
- Argiles de la Woëvre

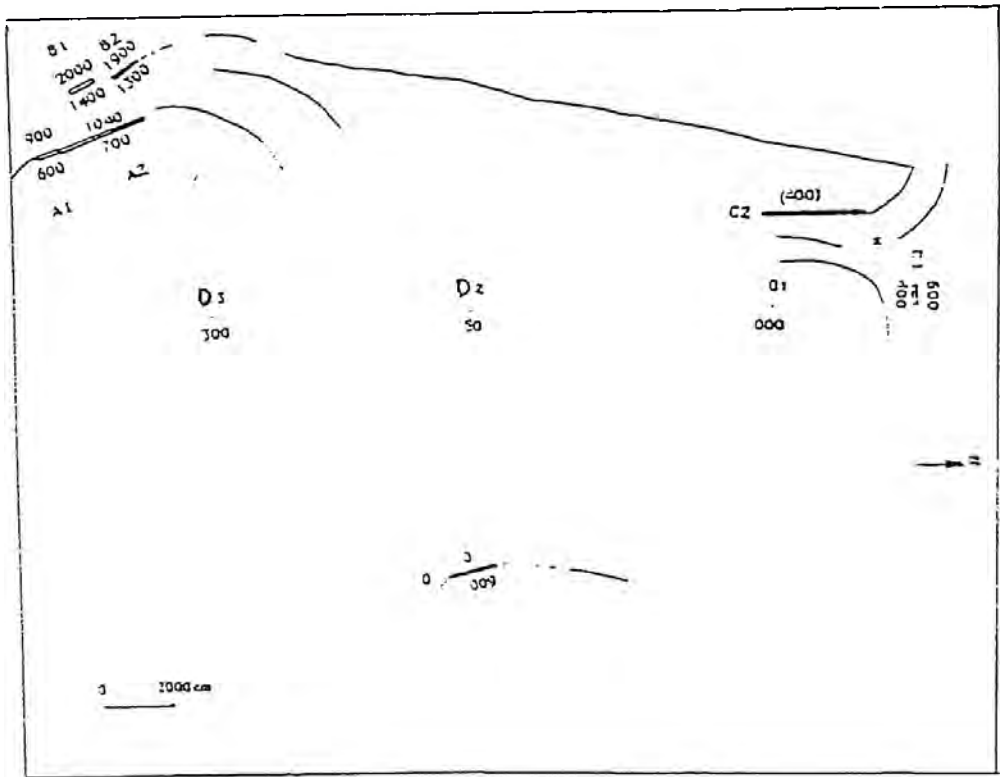


Figure 3 Croquis montrant les différentes coupes de la grézière de Commercy

- D 1 point zéro
- D 2 D 3 points repères
- front d'exaltation
- 300 hauteur relative au sommet du front de taille
- 400 hauteur relative à la base du front de taille
- (400) hauteur relative au front de taille observé
- \* zone dangereuse

prennent une orientation vers le Nord-Est, favorable à l'installation des grèzes.

### Description de la grézière (Fig. 3).

La carrière laisse voir quatre coupes (A, B, C et D). Les coupes A et B sont situées au Sud-Ouest de la carrière, la coupe C est située au Nord et la coupe D à l'Est. Seule la coupe A sera présentée ici, c'est une coupe transversale qui montre deux fronts de taille A1 et A2.

### La coupe A1 (Fig. 4)

#### Données stratigraphiques et sédimentologiques

Cette coupe, qui fait 5 m d'épaisseur environ, laisse voir deux ensembles sédimentaires : un ensemble inférieur bien lité et un ensemble supérieur à litage mal exprimé.

La grèze inférieure (I) se développe sur 3,5 m environ visibles et montre une alternance de lits gras et de lits maigres dont l'épaisseur varie de 2 à 20 cm. L'individualisation des lits se fait selon le granoclassement et selon la teneur en fraction fine (< 2 microns, Fig. 5). Deux types de lits sont distingués : lits gras (riche en matrice) et lit maigre (pauvre en matrice); leur pente est de l'ordre de 28°. La couleur des lits va du beige au brun (Code Munsell : 7,5 YR 6/6; 7,5 YR 5/8; 10 YR 7/6) pour les lits gras et du jaune au beige (Code Munsell : 7,5 YR 5/6; 10 YR 8/6) pour les lits maigres.

Pour le granoclassement, deux types sont à mettre en évidence :

- un granoclassement vertical à polarité normale (grossier à la base du lit, fin au sommet) ;

- un granoclassement vertical à polarité inverse (migration des particules fines, par éluviation, à la base et cryoexpulsion des particules grossières au sommet).

Pour les lits maigres, la texture est soit ouverte (openwork texture, Fig. 4, lit n° 3) ; elle est due au phénomène de lavage oblique (pas de matrice), ou semi- ouverte (partially openwork texture), avec un

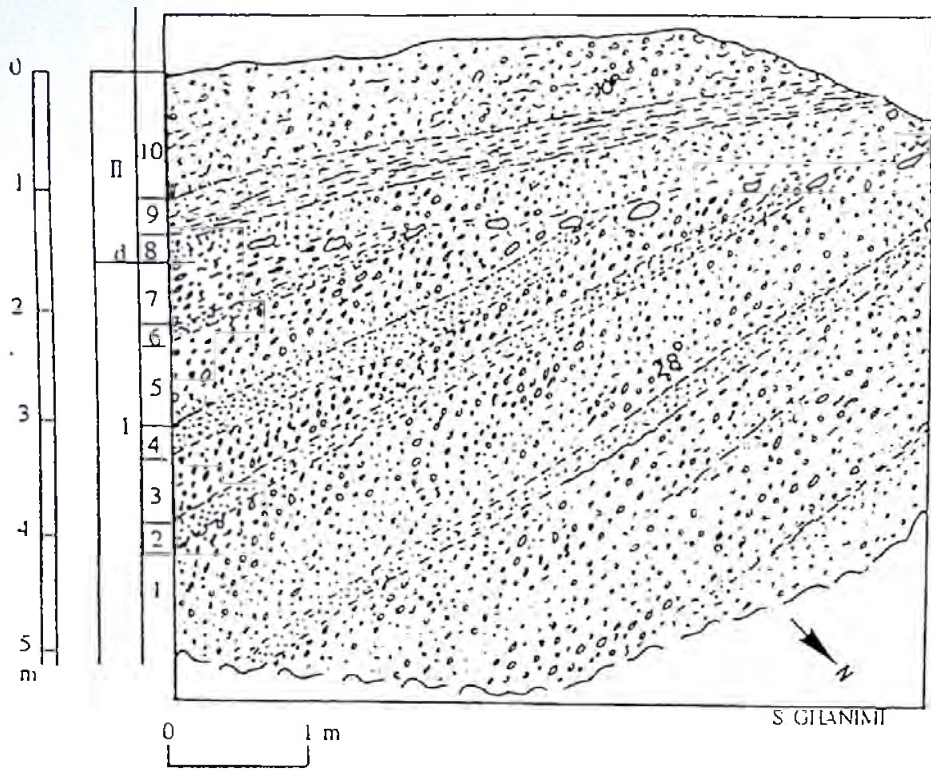


Figure 4.- Coupe I de la grèzière de Commercy

I : l'ensemble inférieur, lit maigre ; lit gras.

d : discordance ;

II : l'ensemble supérieur, ;8 : grèze perturbée ; 9 : sol brun remanié ; 10 : grèze perturbée

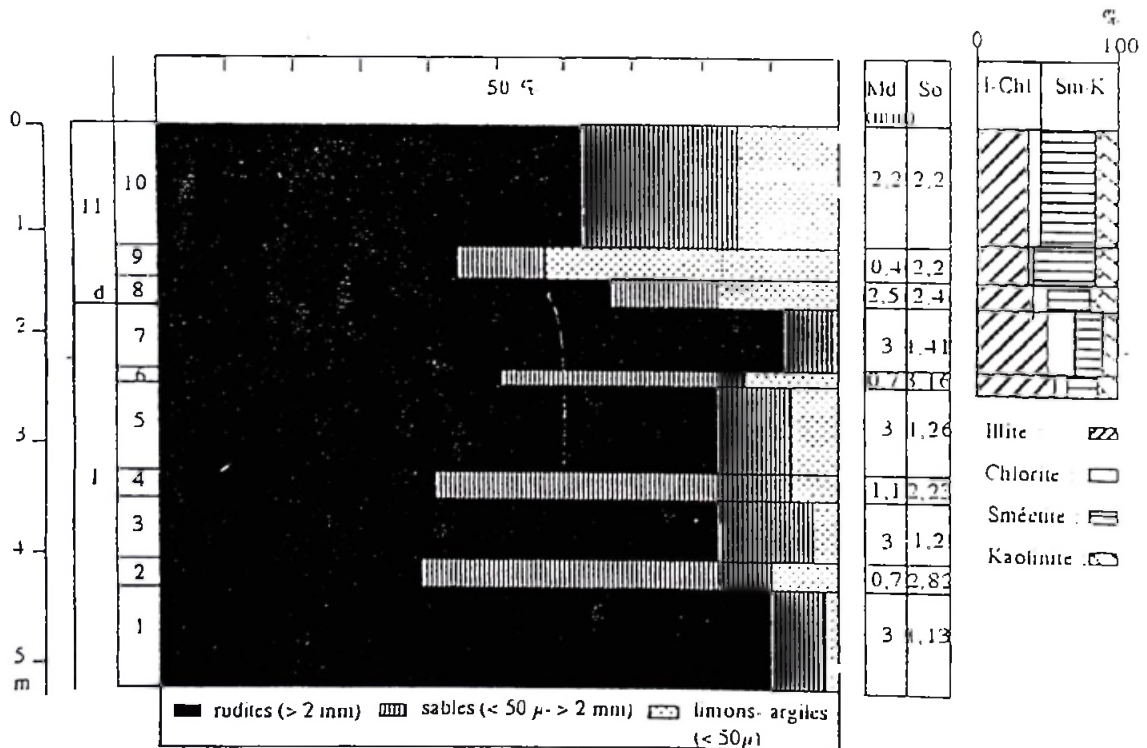


Figure 5 Granulométrie totale

début de remplissage des vides entre les éléments par la matrice. Pour les lits gras, la structure est colmatée.

L'analyse granulométrique montre que les lits maigres sont homogènes : ils sont constitués de 80 à 90 % par des graviers et granules (2 à 20 mm, Fig. 5). La classe modale est comprise entre 3150 et 5000 microns (Fig. 6). Les courbes cumulatives montrent un matériel bien classé (Fig. 7), les médianes sont de l'ordre de 3000 microns (Fig. 5). Les lits gras sont mal classés et sont plus riches en sables (36 à 50 %) et en fractions fines < 50 microns (7 à 14 %), les médianes varient de 600 à 1000 microns (Fig. 5).

Le passage vers l'ensemble supérieur (II), épais de 1,5 m, est marqué par une discordance matérialisée par des gélifracts enrobés dans une matrice brune (Fig. 4). La partie visible du deuxième ensemble laisse voir trois niveaux de couleur brun-rouge (7,5 YR 5/4 ; 7,5 YR 5/4) dont le pendage est de l'ordre de 10 à 15 °. A la base, on observe une grèze maigre (n° 8) sur laquelle se développe un paléosol brun-rouge remanié (n°9), de 30 cm d'épaisseur. Celui-ci est perturbé par la présence de gélifracts altérés dont le pourcentage est de 40 % (Fig 5) ; la fraction fine est d'environ 45 %. Au sommet, on observe une grèze perturbée (n° 10).

Les courbes granulométriques montrent un matériel moins bien classé (Fig. 8), les médianes varient de 400 microns pour le paléosol (n° 9) à 2500 microns pour la grèze (n° 8). Les classes modales sont marquées par une dominance de la classe 3150 et 5000 microns pour les échantillons n° 8 et n° 10, avec un enrichissement en particules fines et une dominance des classes 2 à 20 microns et 3150 à 5000 microns (Fig. 9).

Les analyses d'argile effectuées sur les échantillons 6, 7, 8, 9, et 10, ont révélé la présence des minéraux argileux suivants (Fig. 5) : la smectite (Sm), l'illite (I), la kaolinite (K) et la chlorite (Cl). La smectite et l'illite présentent un pourcentage qui varie, de 15 à 40 % pour la smectite et 35 à 55 % pour l'illite. La série I est marquée par une prépondérance d'illite et la série II, à partir de la couche 8, par une augmentation de la smectite qui montre un maximum de 40 % pour le paléosol n° 9. La kaolinite et la chlorite ne varient pas beaucoup.

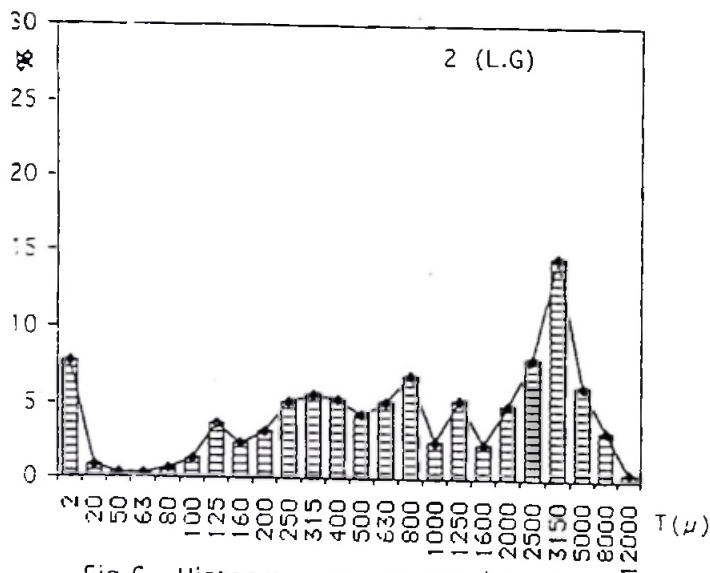
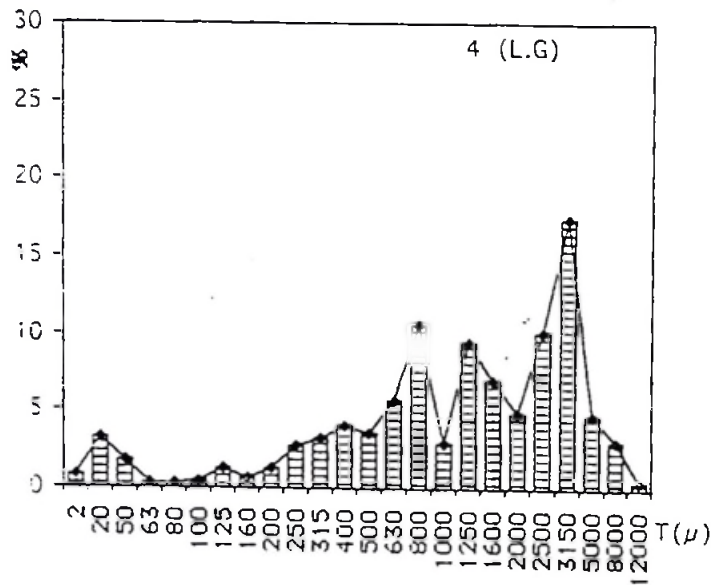
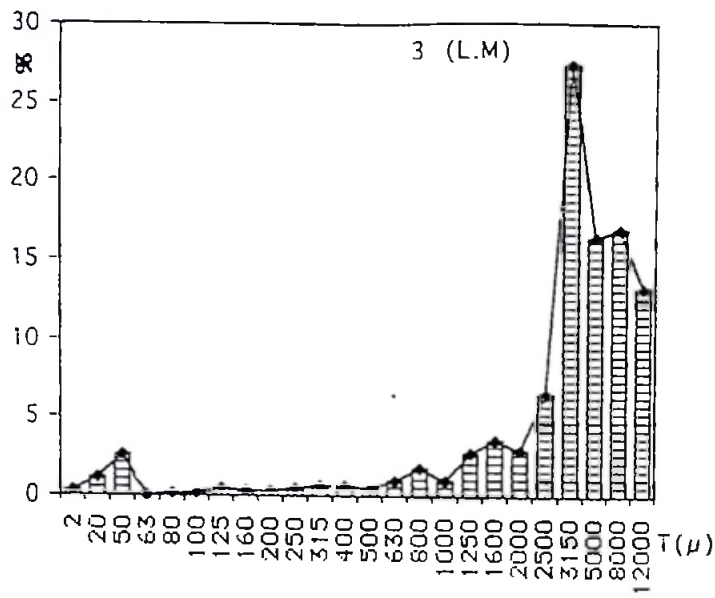


Fig.6 -Histogrammes et courbes de fréquences (ensemble inférieur 1)



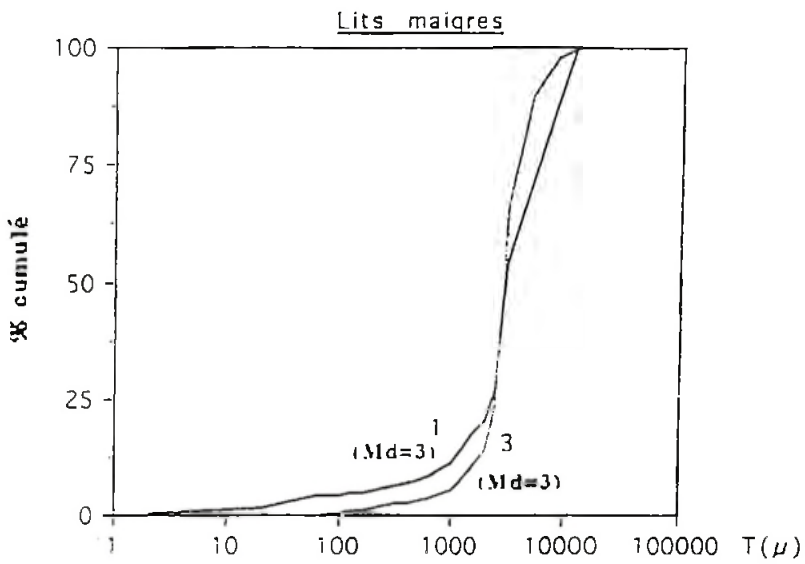
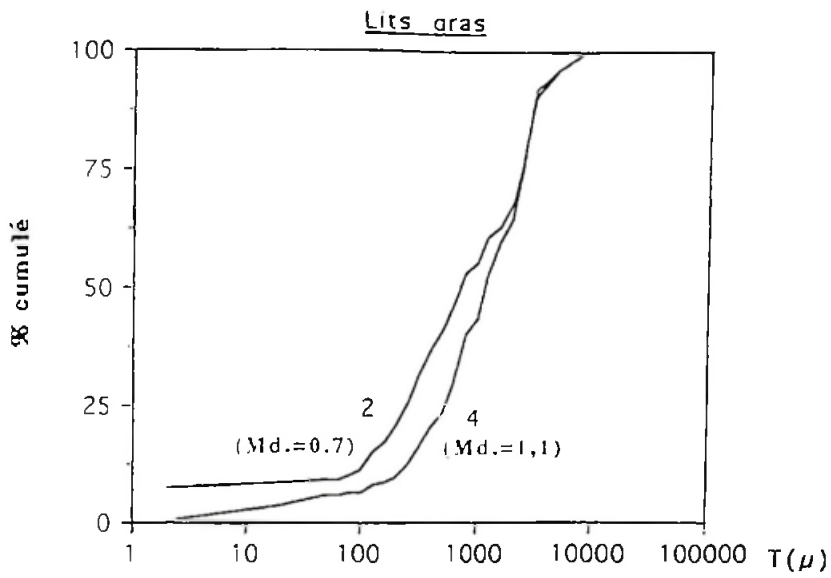


Fig. 7 - Courbes granulométriques de l'ensemble inférieur (I)

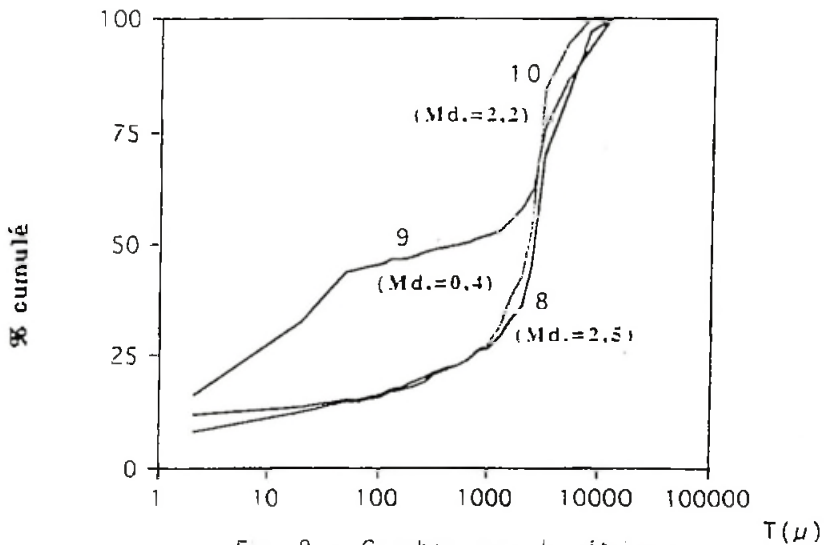
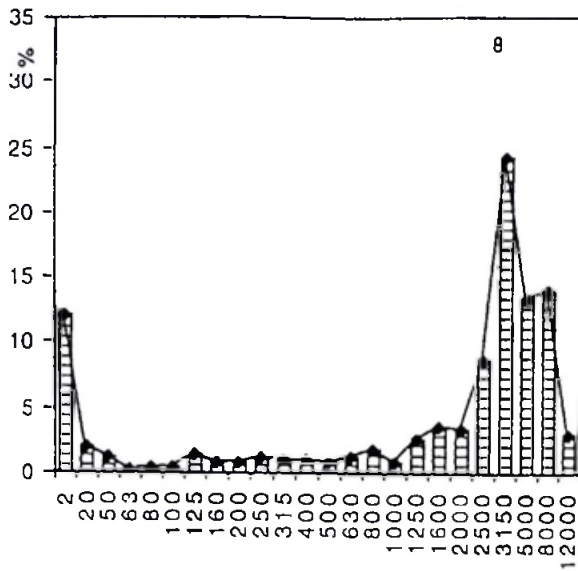
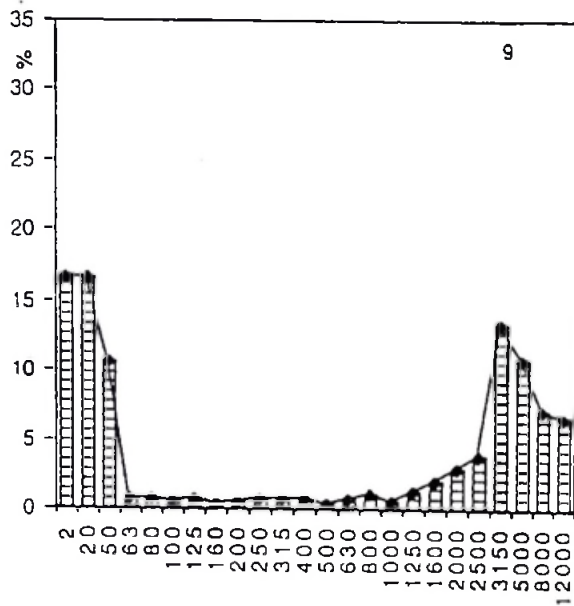


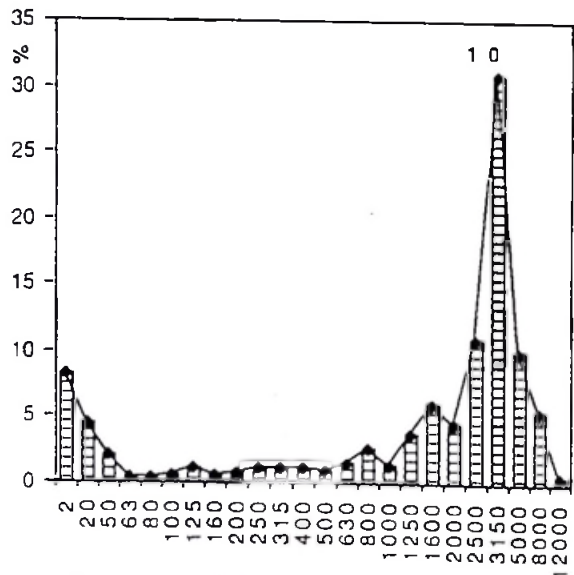
Fig. 8 - Courbes granulométriques de l'ensemble supérieur (II)



T (μ)



T (μ)



T (μ)

Fig. 9 -Histogrammes et courbes de fréquences (ensemble supérieur II)

## INTERPRETATION:

La coupe étudiée présente deux ensembles nettement distincts :

- un ensemble inférieur marqué par la différenciation nette de lits maigres et de lits gras, à pendage fort, et par une prépondérance d'illite;

- un ensemble supérieur dans lequel les éléments fins (sables-limons et argiles) sont importants, qui montre un enrichissement en smectite et un appauvrissement relatif en illite. Cet ensemble apparaît plutôt comme étant le remaniement d'un paléosol.

Plusieurs origines sont possibles pour la fraction fine : soit un apport éolien (reprise d'alluvions de la vallée qui se redéposent sur le versant, ou loess d'origine plus lointaine); soit une remobilisation de la matière fine issue d'un paléosol remanié; soit érosion d'interbancs marneux présents dans les calcaires jurassiques, étant donné que les analyses d'argiles faites sur quelques échantillons de calcaire oxfordien, au laboratoire de Géologie historique de Nancy, ont montré l'existence des feuillets 14 Å du type montmorillonite et de feuillets à 10 Å du type illite, avec ou sans la présence de feuillets à 7 Å du type kaolinite ou chlorite (L. HUMBERT, 1971). Il reste à connaître la valeur semi-quantitative de ces minéraux.

### Origine possible des minéraux argileux :

- . L'illite est une argile peu gonflante assez répandue dans les sols bruns podzoliques. La chlorite est moins fréquente dans les sols.

- . La kaolinite est une argile très stable, facilement éliminée par lavage ; elle peut être héritée d'altérations antérieures.

- . La smectite peut être héritée d'anciens sols fersiallitiques du bassin-versant, ou due à une transformation de l'illite par substitution d'ions. (transformation des illites en montmorillonites mise en évidence par Paquet 1969 et Tardy 1969; pour les sols fersiallitiques, Souchier et Lelong 1972; pour certains sols bruns eutrophes tempérés sur diorite), ou bien néoformée. Son pourcentage important (40 à 50 %),

laisse supposer sa néoformation, étant donné que sa présence dans les roches-mères est en faible quantité et que c'est une argile fragile, facilement détruite. La forte proportion en smectite pourrait être le résultat d'un taux d'humidité important (P. LEBRET et H. HALBOUT , 1991).

### CONCLUSION:

Il est délicat de situer les deux ensembles dans la stratigraphie du Quaternaire.

Il est probable que l'ensemble inférieur soit à rattacher au Saalien, si le paléosol remanié dans la formation II peut correspondre à l'Eemien. En effet:

- Le fond de la vallée de la Meuse est recouvert par une nappe alluviale siliceuse discontinue rattachée au Saalien (D. HARMAND, 1992). Le modelé de la vallée aurait donc été acquis dès l'avant-dernière glaciation .

- La capture de la Moselle a induit une autre morphogenèse : la vallée de la Meuse parcourue par un cours d'eau de moindre débit a été remblayée, après la capture, par d'importants volumes de grèzes qui se sont accumulés dans une vallée en grande partie fossile.

# MEANDRES ENCAISSES ET DEPOTS DE GREZES LITEES : L'EXEMPLE DE LA VALLEE DE LA MEUSE A TRAVERON: enseignements paléoclimatiques et paléogéographiques

par M. DESHAIES et A. WEISROCK, laboratoire de géographie,  
Université de Nancy II, 23 boulevard Albert 1, 54015 NANCY.

Localisation du site étudié : région Lorraine, département  
de la Meuse, commune de Traveron, 48°31' N, 5°44' E,  
altitude : 268 à 298 m.

RESUME : L'étude d'un dépôt de grèzes litées localisé sur  
un versant de rive concave de méandre encaissé, dans la  
vallée de la Meuse lorraine, permet de distinguer deux  
grandes phases de mise en place du dépôt. Celles-ci se  
différencient par la granularité des grèzes et, surtout, par  
leur orientation fondamentalement différente. Cette  
dernière caractéristique est reliée à l'évolution de la  
topographie locale et permet de mettre en évidence le rôle  
primordial du contexte topographique et  
géomorphologique dans la genèse et le faciès des dépôts  
grézeux.

## I - LE SITE DE LA GREZIERE DE TRAVERON :

Entre Domrémy et Pagny-sur-Meuse, la Meuse coule suivant un  
tracé général presque parfaitement méridien dans une large vallée  
encaissée de plus de 130 mètres dans les calcaires oxfordiens  
constituant le revers de la côte de Meuse (fig. 1). La régularité du  
tracé de la rivière s'interrompt brutalement dans le secteur de  
Pagny-la-Blanche-Côte, où la Meuse subit un véritable  
décrochement vers le Nord-Ouest à l'occasion duquel elle décrit une  
série de méandres encaissés tout à fait remarquables (fig. 2). C'est à  
l'entrée du premier de ces méandres, au bas de la rive concave, qu'  
est situé le dépôt de grèze qui fait l'objet d'une exploitation  
artisanale au profit des habitants du village de Traveron (carte au  
1/50000 de Gondrecourt-le-Château, coordonnées Lambert : x=850,  
y=2396,4). Il s'agit d'un dépôt de faible extension puisque celle-ci  
ne dépasse guère les limites de la carrière qui forme un  
parallélogramme d'une centaine de mètres de côté. Quant à son

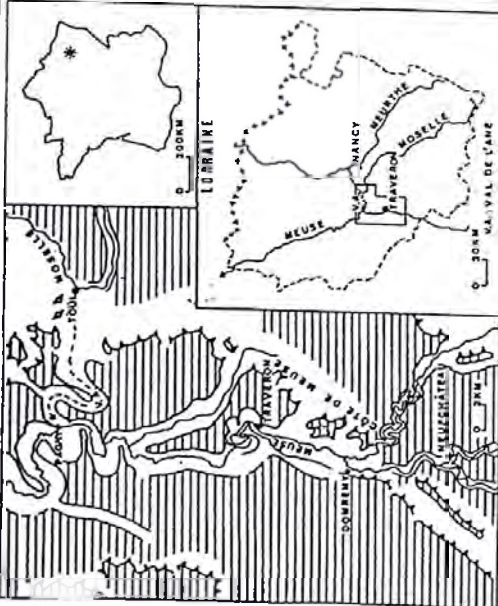


FIG 1: LOCALISATION

LEGENDE DE LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE :

1-TOPOGRAPHIE :

- courbe de niveau (hauteur : 20 m.)
- 421 cote d'altitude

2-HYDROGRAPHIE :

- lit mineur
- ancien chenal
- écoulement temporaire

3-STRUCTURE :

A-LITHOLOGIE (orientation des figurés indique le sens du pendage)

calcaire à Astartes séquanien peu sensible à la gélification: 80 m. d'épaisseur.

calcaire de l'Ordinan supérieur très sensible à la gélification (nombreux dépôts de grâze) : 150 m. d'épaisseur.

terrain à chailles se composant au sommet de plusieurs mètres (10 m.) de calcaire siliceux très dur dominant des corniches et reposant sur plus de 40 m. de marnes.

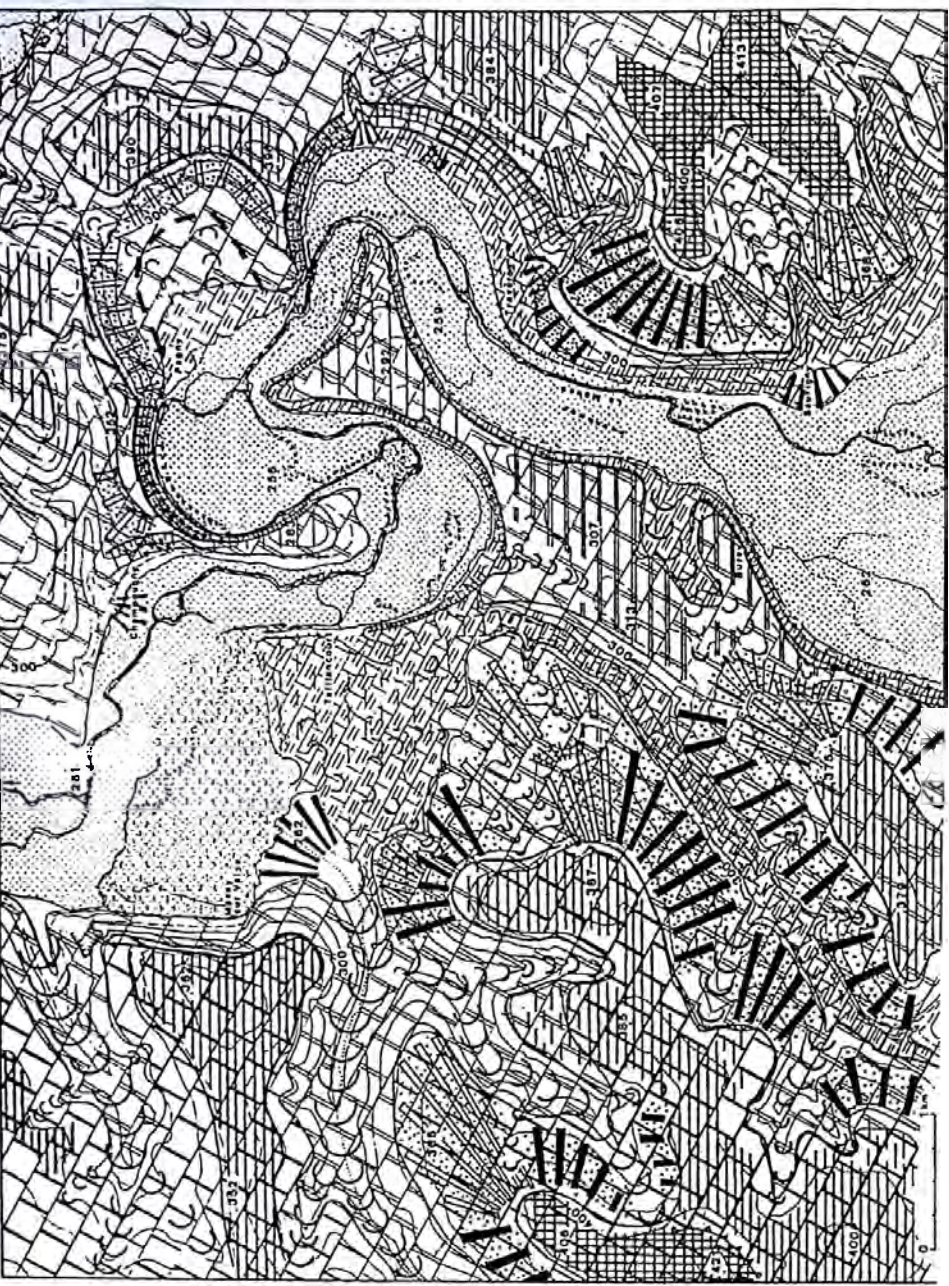
B-TECTONIQUE :

- faille figurant sur la carte géologique.
- faille supposée non observable sur le terrain.

4-SURFACES D'APLANISSEMENT :

— surface sommitale (410-420 m.) oligo-miocène.

FIG 2: CARTE GEOMORPHOLOGIQUE



surface inférieure (380 m.) pliocène.

5-MODELE FLUVIATILE :

A- FORMES D'EROSION :

- rupture de pente convexe
- rupture de pente concave résultant d'un sapement de méandre.
- pédoncule de méandre.
- versant supérieur à 50 m.
- versant inférieur à 50 m.
- paléo-méandre.

aplanissement fluvial de + 100 m.

aplanissement fluvial de + 50 m.

aplanissement fluvial de + 30 m. (antérieur à la Capture du Val de l'Arne).

aplanissement fluvial de + 20 m.

vallon en V.

vallon à fond plat.

B-FORMES D'ACCUMULATION :

edho alluvial de vallons affluents de la Meuse.

terrasse de +5 m.

nappe alluviale constituée d'éléments calcaires assez grossiers surmontés de 1 à 2 m. de limons.

6-MODELE PERIGLACIAIRE :

— C C vallon en beircau : encaissement inférieur à 20 m.

— C C C vallon en beircau : encaissement supérieur à 20 m.

— versant réglé de rive concave de méandre.

— ancienne rive concave de méandre à pente atténuée par une nappe de gélifrats (pente inférieure à 20°).

— glaciaire de pénétration : il s'agit de vastes plans inclinés formant toute la partie sommitale des versants de la vallée de la Meuse. Ces glacis sont nappés de colluvion progressivement amincis par l'action de la gélification au cours de leur transport sur la surface. figuré sombre : pente comprise entre 4 et 6°. figuré clair : pente comprise entre 2 et 4°.

— dépôt de grâzes liées formé essentiellement de gélifrats de 2 à 5 mm de diamètre dans lesquels sont interstratifiés des niveaux limoneux.

FIG. 3: TOPOGRAPHIE DU VERSANT DE TRAVERON

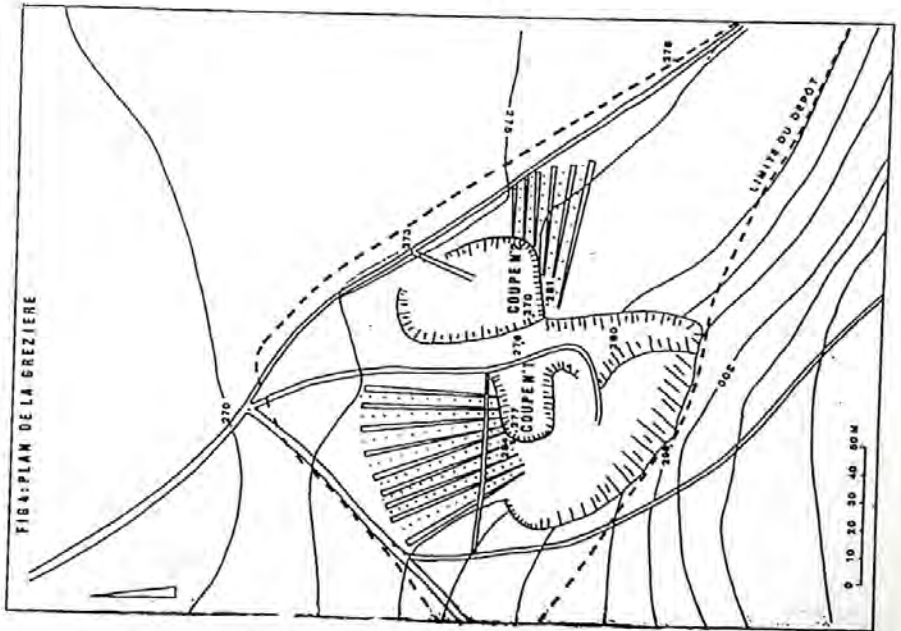
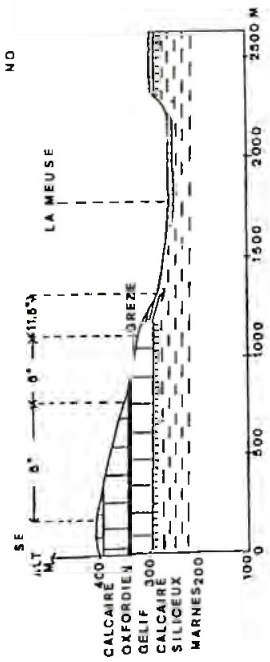


FIG. 4: PLAN DE LA GREZIERE

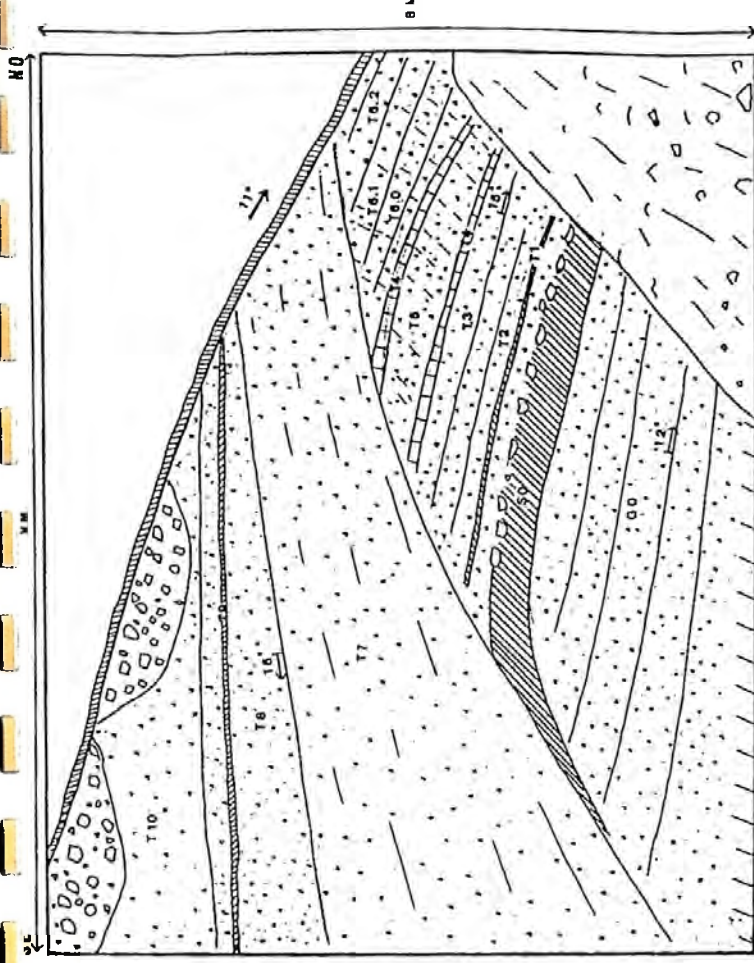
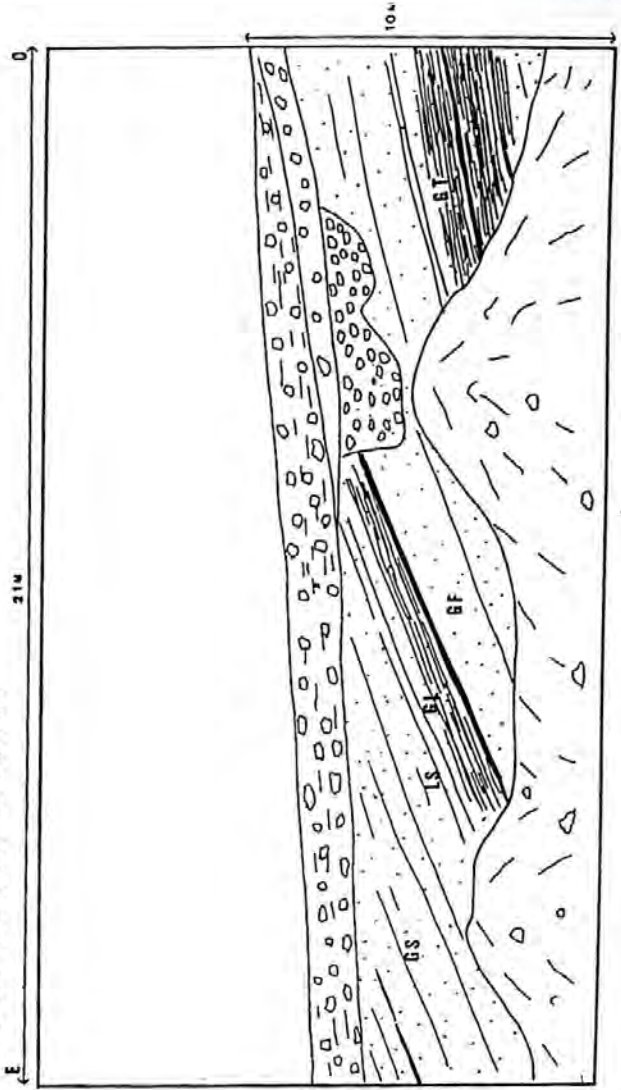


FIG. 6: COUPE N°2 DE LA GREZIERE DE TRAVERON



épaisseur, elle est partout inférieure à quinze mètres. Du fait de sa situation sur le versant de rive droite de la Meuse, au débouché d'un petit vallon affluent, profondément encaissé et d'orientation SE-NO, le dépôt de grèze se développe suivant une exposition au NE tout à fait classique dans la partie orientale du Bassin parisien.

Il est important de constater que la grèze n'apparaît qu'au bas d'un versant long de 1200 mètres limitant à l'Est la vallée de la Meuse. De manière assez classique dans celle-ci, ce versant est constitué de deux parties inégalement développées (fig. 3). En effet, sur plus de la moitié de sa longueur, toute la partie sommitale a l'aspect d'un glacis à faible pente (5° en moyenne) qui, là où il est cultivé, ne laisse apparaître en surface que des colluvions grossières sous la forme de plaquettes de calcaire provenant directement de l'altération en surface de la roche-mère, le calcaire sublithographique oxfordien en l'occurrence. Ce glacis sommital est limité à sa partie inférieure par une rupture de pente; puis la pente s'accroît rapidement pour atteindre 11,5° en moyenne sur les 400 derniers mètres. C'est donc au bas de la partie la plus raide du versant, à proximité du fond de vallée, qu'est localisée la grèze.

Le dépôt de grèze de Traveron repose sur une terrasse qui domine d'une dizaine de mètres seulement le fond de vallée proprement dit et se développe dans la partie amont du méandre, au pied de la rive concave.

La grèzière de Traveron n'offre guère que deux coupes modestes localisées dans la partie inférieure du dépôt (fig. 4).

## II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE :

1 - La coupe n° 1 (fig. 5) permet d'observer à sa base un éboulis grossier formé de blocs décimétriques de calcaire siliceux appelés chailles, correspondant au faciès caractéristique de la base de l'Oxfordien (J4b). L'exploitation a atteint ici le plancher du dépôt de grèze qui se développe donc entièrement aux dépens des calcaires appelés autrefois argovo-rauraciens et correspondant sur la carte géologique à l'Oxfordien moyen (J5-6). Il s'agit de calcaires sublithographiques blanchâtres, très purs, caractérisés par leur sensibilité à la gélifraction, comme ont pu nous le montrer des observations effectuées durant l'hiver dans les champs cultivés. En effet, un gel modéré (-5 à -10°C) survenu après des pluies notables suffit à provoquer l'éclatement de toutes les plaquettes calcaires affleurant à la surface du sol.

L'éboulis grossier de base est surmonté par plus de six mètres de grèze constituée de deux formations séparées par une discontinuité. La première formation de grèze est caractérisée par un pendage, bien visible dans la coupe, de 15° vers le NO. La deuxième



formation ravine la précédente et se caractérise par l'absence de pendage observable dans la coupe. Cela laisse à penser que celle-ci recoupe transversalement cette deuxième formation dont le pendage serait donc pratiquement perpendiculaire à celui de la première série, à savoir SO-NE à O-E. L'ensemble du dépôt est recoupé par le versant dont la pente est ici de 11° environ.

La première formation de grèze visible dans la coupe n°1 est constituée de trois séries différentes:

- une série de grèzes assez grossières (GO, fig. 7) où les fragments supérieurs à 5 mm représentent 58% du poids total. Elle est surmontée par un paléosol rouge (SO, fig. 6) remanié (M. GURY, communication orale);

- une série de grèzes plus fines (T2, T3, T5) caractérisées par une nette prédominance des fragments compris entre 2 et 5 mm (fig. 9) et teintées par des remaniements du sol rouge;

- une série de grèzes plus grossières (T6.0, T6.1, T6.2, fig.7) présentant une alternance assez régulière de lits gras et de lits maigres.

La deuxième formation de grèze est caractérisée par un pendage dirigé vers l'Est, qui est donc la traduction d'un changement complet du dispositif géomorphologique. L'analyse sédimentologique de ce dépôt fait apparaître deux séries de grèzes aux caractéristiques fort différentes :

- une séquence inférieure de grèze (T7) caractérisée par sa couleur blanchâtre traduisant la quasi-absence de matrice fine (fig. 7). La prédominance (62%) des fragments compris entre 2 et 5 mm l'apparente à T2 ou T3.

- T7 est surmontée par une série (T8) dont la couleur ocre (10YR 7/6) est due à l'importance de la matrice fine qui emballe les gélifracsts. La fraction inférieure à 0,05 mm représente en effet 21 % du poids total (fig. 7), ce qui est de loin la plus forte proportion de matrice fine de toutes les séquences observables dans cette coupe. Cette matrice fine est même localement suffisamment concentrée pour former un mince niveau limoneux brun (T9) dont l'analyse révèle qu'il s'agit probablement d'un remaniement éolien d'un sol.

2 - La coupe n°2 (fig.6) située à l'Est et en contrebas de la coupe précédente se développe suivant une orientation Est-Ouest pratiquement perpendiculaire à la coupe n°1. Elle permet d'observer plusieurs séries de grèzes de couleur brune ou ocre dont le pendage est ici nettement visible puisqu'il est d'environ 24° vers le NE, donc assez proche de l'orientation de la coupe. Contrairement à la grèze observable dans la coupe n°1, il n'y a pas ici de phénomènes de consolidation, même localisés, et trois séries

FIG 10 : EVOLUTION DU MEANDRE DE TRAVERON AU QUATERNAIRE SUPERIEUR

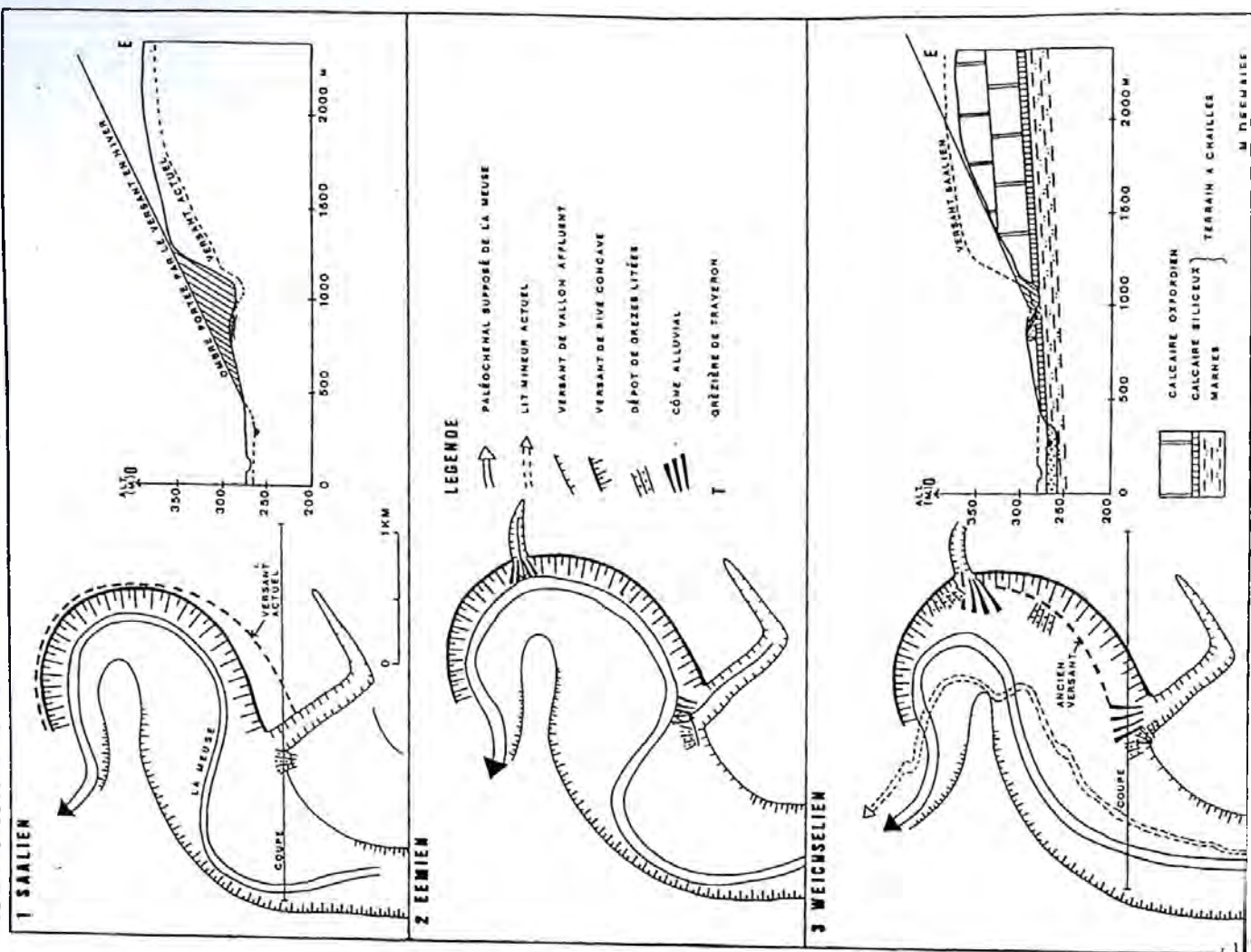


FIG 7 : TRAVERON : SYNTHESE GRANULOMETRIQUE

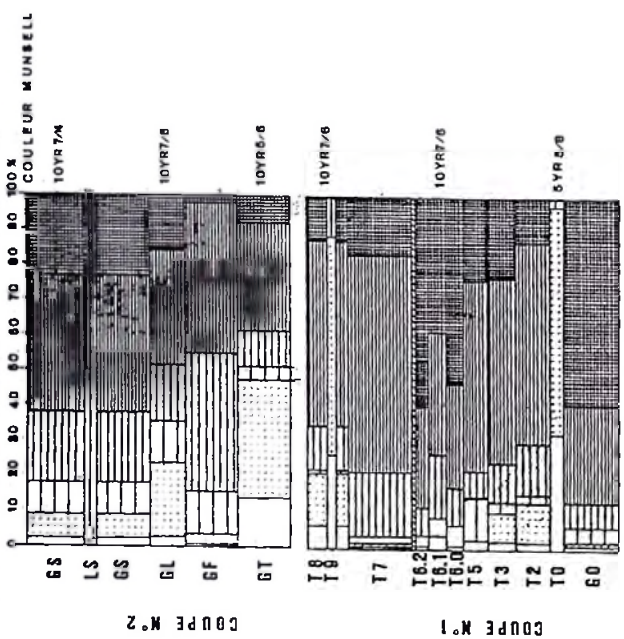


FIG 8 : coupe des fréquences cumulées du sol rouge

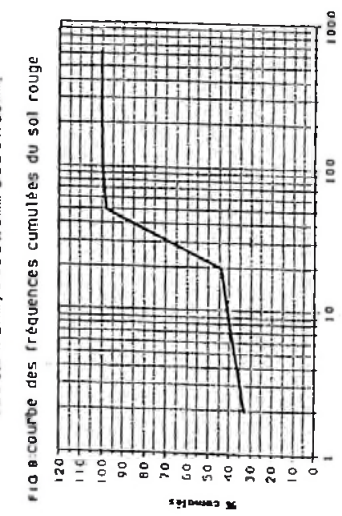
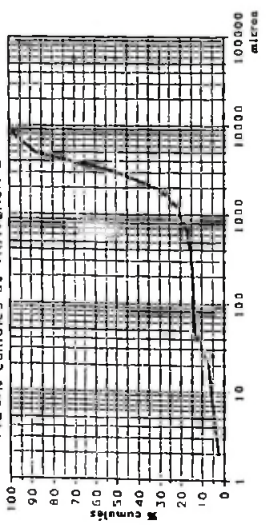


FIG 9 : % cumulés de TRAVERON 2



peuvent être distinguées grâce à la présence de deux niveaux limoneux bruns interstratifiés. La position topographique de cette grèze permet de lui attribuer un âge plus récent qu'à celle observable dans la coupe n°1. Par ailleurs, l'orientation du pendage permet de corréliser cette grèze avec la deuxième formation de la coupe n°1.

La séquence GT est surmontée par environ deux mètres d'une grèze ocre (GF) sableuse (52% du total) où les particules supérieures à 5 mm sont quasiment inexistantes (2 % du total). Au-dessus de cette grèze très fine apparaît une nouvelle discontinuité caractérisée par une séquence de grèze limoneuse ocre (GL:10 YR 7/6) plus grossière.

Au-dessus de GL on n'observe plus de discontinuité correspondant à un changement de granularité de la grèze. Toute la partie supérieure de la coupe est constituée d'une grèze ocre (GS: 10 YR 7/4) présentant des caractéristiques granulométriques voisines de GL. Dans les détails, on peut cependant remarquer des variations verticales de faciès assez importantes dans cette séquence supérieure. Il existe en effet, interstratifiés dans GS, des lits sableux (LS) d'une dizaine de centimètres d'épaisseur dont l'analyse granulométrique fait ressortir la parenté avec la grèze fine GF située sous GL.

### III - DISCUSSION : enseignements paléoclimatiques et paléogéographiques :

#### 1 - Eléments de chronologie :

Lorsque le dépôt de Traveron commence à se mettre en place, le fond de vallée de la Meuse est déjà à un niveau proche de l'actuel. Or, ce niveau est atteint à une période où la Meuse va perdre son affluent, la Moselle, au profit de la Meurthe. Classiquement, les auteurs (TRICART, 1952; BONNEFONT, 1975; HARMAND, 1989) placent cet épisode capital au Saalien II et, on peut donc raisonnablement penser que les grèzes ont commencé à se mettre en place postérieurement au Saalien I. La grèze grossière (GO) surmontant directement l'éboulis de base est donc probablement saalienne. Cette première séquence est ravinée par un sol rouge redéposé dont les caractéristiques (33% d'argile, 1% de matière organique) laissent à penser qu'il s'est élaboré sous un climat chaud et relativement humide, qui pourrait être celui de l'interglaciaire éémien, à moins qu'il ne s'agisse du sol d'un interstade du Saalien. C'est là en fait la principale incertitude sur la chronologie des différentes séquences de cette coupe. Si l'on retient la première hypothèse on peut considérer que la quasi-totalité du dépôt de

Traveron est weichsélienne alors que dans la deuxième hypothèse, une partie au moins est saaliennne.

## 2 - Les grèzes saaliennes (formation 1) :

Entre le sol rouge et le sommet de la première série de grèze (de T2 à T6.2) aucune discontinuité ne permet de penser qu'il y a eu interruption des processus périglaciaires ayant généré ces dépôts. On peut donc leur attribuer un âge fini-saalien selon la première hypothèse. Par ailleurs, on a observé que ces dépôts se différencient assez nettement par leur granularité : toute la base (de T2 à T5) est bien classée, avec peu de géli fractas de plus de 5 mm (moins de 25%) tandis que le sommet (T6) est beaucoup plus grossier (40 à 60% supérieurs à 5 mm). Si l'on reprend l'hypothèse de J.-C. BONNEFONT (1975), cela traduit des différences climatiques. Ainsi, l'amenuisement très poussé des particules que l'on observe de T2 à T5 est à mettre en relation avec des hivers sans neige pendant lesquels les géli fractas exposés à l'air libre subissent intensément l'action du gel. L'absence de neige paralyse le ruissellement et empêche le lavage des géli fractas qui restent emballés dans une matrice fine. L'existence d'un climat périglaciaire sec pendant le dépôt des grèzes de base paraît par ailleurs confirmée par l'existence d'un mince niveau de loess (T1) au-dessus d'un pavage qui tronque le sol rouge. A l'inverse, l'amenuisement moindre des géli fractas dans les séquences T6.0, T6.1 et T6.2 s'explique par des séries d'années neigeuses durant lesquelles les géli fractas sont protégés du gel ou plutôt des alternances gel/dégel. Le ruissellement provoqué par la fonte du manteau neigeux permet un lavage des géli fractas qui ne sont pas emballés dans une matrice fine. Si les années neigeuses succèdent d'une manière assez régulière aux années sèches, le dépôt se compose alors d'une alternance de lits maigres (lits à granularité grossière sans matrice fine) et de lits gras (lits à granularité fine avec matrice). Dans le cas du dépôt de Traveron, on n'observe pas ce litage car il n'y a semble-t-il pas eu cette alternance régulière d'années sèches et d'années plus humides. Au contraire, les grèzes de la fin du Saalien permettent d'individualiser une séquence à climat périglaciaire relativement sec à laquelle a succédé une séquence à climat plus humide (et plus doux) annonçant le réchauffement de l'interglaciaire éémien.

## 3 - L'interglaciaire éémien : la réactivation d u méandre de la Meuse et ses conséquences sur le dépôt de grèze :

La réactivation du méandre est liée peut-être à un débit plus important de la rivière, qui devient de nouveau capable de saper la rive concave. Cela entraîne le ravinement de toute la partie amont du dépôt, qui a disparu puisqu'une série de grèzes plus récente vient recouvrir en discordance les dépôts saaliens. Or, on a observé que ces grèzes récentes se sont mises en place suivant un axe Ouest-Est pratiquement perpendiculaire à celui, SE-NO, des grèzes saaliennes. La réactivation du méandre a donc abouti à une modification de la topographie locale suffisamment importante pour provoquer dans la période glaciaire suivante un dépôt des grèzes suivant un axe Ouest-Est. Il reste à expliquer et à évaluer ce changement topographique.

Or, si l'on examine le site de Traveron (fig. 2), il faut se souvenir que le dépôt se situe au bas du versant de rive droite, à l'entrée d'une rive concave de méandre et au débouché d'un vallon sec orienté SE-NO et profondément encaissé. Par ailleurs, on peut observer qu'au niveau de ce vallon, la rive concave du méandre subit une sorte de décrochement vers le SE dont la conséquence principale est de créer une dissymétrie entre les deux versants du vallon. Tandis que le versant de rive droite s'efface rapidement, celui de rive gauche à l'extrémité duquel est localisé le dépôt grézeux s'avance davantage vers le NO en conservant une pente très forte (25 à 30°). Cette situation topographique particulière offre à la grèzière de Traveron une exposition au NE et à l'Est tout à fait originale dans la mesure où, entre Neufchâteau et Commercy (et probablement durant toute la traversée des calcaires oxfordiens) c'est la seule portion d'un versant de rive droite de la Meuse qui présente une telle caractéristique. Or, cela est tout à fait déterminant dans la formation des grèzes puisque tous les dépôts de la vallée de la Meuse présentent une telle exposition. L'originalité du versant de Traveron réside dans le fait suivant : c'est l'accentuation du méandre et le recul concomitant du versant de rive concave qui a créé les conditions d'exposition nécessaires, et c'est donc ce qui lui confère un caractère exceptionnel. Cependant, l'examen des structures visibles à Traveron amène à penser que ces conditions ont évolué sensiblement dans l'intervalle séparant le dépôt des deux formations de grèze. On peut ainsi proposer la reconstitution paléogéographique suivante (fig. 10).

Lors du dépôt de la première formation de grèze (au Saalien) le versant de rive concave du méandre était situé à 150-200 m en avant de sa position actuelle et constituait par là-même un écran limitant l'exposition du versant à grèze à un étroit créneau NNE à NO. On peut donc penser que le dépôt de cette première formation présentait une structure de cône d'axe Nord à NNE car il n'est pas exclu que le pendage visible dans la coupe n°1 soit en fait un

pendage secondaire correspondant à la partie distale du cône. Pendant l'interglaciaire éémien, la rivière vient saper la rive concave qu'elle fait reculer, offrant ainsi au versant de Traveron une exposition à l'E-NE. Cette érosion latérale s'accompagne probablement d'un enfoncement de la vallée et du vallon affluent dont la conséquence directe est le ravinement d'une grande partie du dépôt.

#### 4 - Les grèzes weichséliennes (formation 2) :

Lors du retour à des conditions climatiques périglaciaires (Weichsélien), la **deuxième** formation de grèze va se mettre en place en formant un cône d'axe Ouest-Est ravinant le précédent. Cette deuxième formation de grèze débute par une séquence (T7) épaisse de deux mètres dans la coupe n°1 dont les caractéristiques sont, on l'a vu, l'absence de matrice fine et un degré d'amenuisement comparable à T2. Si l'on reprend l'hypothèse de J.-C. BONNEFONT (1975) cela est à mettre en rapport avec des hivers secs, sans couverture neigeuse, ayant pu protéger les gélifractions. Cependant, dans ce cas, on s'explique mal cette absence de matrice fine traduisant des phénomènes de lavage consécutifs à la fonte d'un manteau neigeux. La solution est peut-être à rechercher encore une fois dans l'examen de la topographie locale. Nous avons pu observer lors de froides matinées hivernales que le versant exposé à l'Est se réchauffait sensiblement lorsque le soleil paraissait au-dessus de la rive concave du méandre, entraînant un dégel superficiel du sol et éventuellement la fonte d'une partie du manteau neigeux. Dès lors, on peut penser qu'il suffit de quelques hivers neigeux et de la concentration des eaux de fonte dans le vallon nouvellement créé pour provoquer les phénomènes de lavage expliquant l'absence de matrice fine. Bien entendu, cela est lié directement à l'existence d'une exposition à l'Est de ce versant. Or, si l'on se souvient de la reconstitution paléogéographique précédente (fig. 10), cette exposition à l'Est est une situation relativement récente, consécutive au recul de la rive concave du méandre durant l'interglaciaire éémien. Pendant la mise en place de la **première** formation de grèze, notamment de T2 à T5, la position plus avancée de la rive concave laissait le versant plus longtemps dans l'ombre (et donc dans le froid) du soleil levant, rendant les phénomènes de fonte intrahivernaux du manteau neigeux beaucoup plus rares. Il a pu en être de même pour T7 au début de la deuxième formation.

Cette séquence de grèze bien lavée est surmontée par de la grèze (T8 et GT) comportant au contraire une abondante matrice fine qui, d'après ses caractéristiques granulométriques et l'importance de la

matière organique (4%) s'apparente à un sol. Par contre, le degré d'amenuisement des gélifracsts est tout à fait comparable à celui de T7. On peut donc penser que la mise en place des séquences T8-GT correspond en fait au prolongement de T7 dont elles constituent en quelque sorte la partie supérieure. Ce dépôt intervenant au début du pléniglaciaire (Weichselien I), les grèzes T8-GT ont subi par la suite une pédogenèse sous un climat assez comparable à l'actuel et qui pourrait être celui d'un interstade du Weichselien. La grèze terreuse est recouverte sans transition par une séquence épaisse de plus de deux mètres d'une grèze beaucoup plus sableuse (GF) que tous les dépôts rencontrés jusqu'à présent, mais dépourvue par contre de limons et d'argile. Il s'agit donc d'un dépôt ayant subi à la fois une intense gélifraction durant des hivers secs, et des phénomènes de lavage consécutifs à la fonte intrahivernale d'une couverture neigeuse durant les hivers plus humides. En fait, la question essentielle qui se pose est de savoir pourquoi cette séquence GF présente un degré d'amenuisement beaucoup plus élevé que la précédente. La réponse la plus commode est qu'il s'agit d'un dépôt remaniant les séquences T7-T8-GT dans le cadre d'un vallon creusé à l'interglaciaire. Cela suppose donc qu'au moment du dépôt de GF, l'amont ne fournit pratiquement rien et que par conséquent les phénomènes de congélifluxion ne se produisent pas sur le glacis dominant le dépôt. Nous ne sommes alors qu'au début du pléniglaciaire et il semble que, pour des raisons d'ordre microclimatique, les manifestations du froid se produisent alors d'une manière privilégiée au bas du versant, donc sur le dépôt de grèze lui-même. Ce n'est qu'ultérieurement que les sols recouvrant le glacis sont décapés comme en témoigne la présence au-dessus de GF d'un dépôt de grèze (GL) à forte proportion de matrice limoneuse. Le degré d'amenuisement de cette grèze, tout à fait comparable par ailleurs à celui de T5, démontre que les processus de fabrication de la grèze fonctionnent alors à plein régime et que les phénomènes de congélifluxion se développent sur l'ensemble du glacis. Toute la partie sommitale du dépôt est constituée sur plus de cinq mètres d'épaisseur de grèze (GS) dont la granularité est très voisine de celle de GL et comporte moins de 10% de matrice limoneuse. L'existence d'une proportion notable de limons et d'argile dans la séquence supérieure tend à prouver qu'elle n'a pas subi de phénomène de lavage généralisé comme par exemple T7 et GF. Certes, ceux-ci ne sont pas absents, comme en témoigne l'existence de minces lits sableux (LS) très bien classés interstratifiés dans le dépôt. Mais ils se remarquent aussi d'autant mieux qu'ils sont assez rares et étroitement localisés. Deux hypothèses, non exclusives l'une de l'autre d'ailleurs, peuvent rendre compte de cette différence entre "grèze lavée" et grèze limoneuse. La première est d'ordre climatique : on peut penser que

durant le dépôt de GS, les hivers étaient plus froids et plus secs que durant la séquence T7. Dès lors, les cycles gel/dégel hivernaux ont été moins nombreux et surtout le phénomène de fonte intrahivernale d'un manteau neigeux a été beaucoup plus rare. Ainsi s'expliqueraient à la fois le caractère plus grossier des gélifracés de la séquence supérieure et la présence de matrice fine provenant de l'important stock de sols développés sur le glacis amont durant l'interstade du Weichselien II. Ce stock aurait été suffisamment important pour alimenter le dépôt durant toute la dernière phase froide du Weichselien et ne pas être complètement éliminé par le lavage intraformationnel.

### CONCLUSIONS :

Cette étude permet donc de reconstituer une chronologie locale de la mise en place d'un dépôt de grèzes litées. A l'image de tous les dépôts de la vallée de la Meuse, il apparaît au moins deux épisodes de formation des grèzes litées. La première formation (T0 à T6) est semble-t-il contemporaine d'un creusement lié à la capture du Val de l'Ane et, en conséquence, on lui a attribué un âge Saalien, tandis que la deuxième formation (T7 à GS) apparaît comme étant weichsélienne, et postérieure à l'accentuation d'un méandre encaissé de la Meuse. Par là même, les formations de grèze permettent d'établir l'histoire d'un secteur de la vallée de la Meuse durant une période allant du Saalien au Weichselien. Il en ressort que, loin d'être figé, le paysage a connu encore une évolution sensible qui, dans ce secteur de vallée, se traduit par une accentuation de la longueur d'onde du méandre. **Cela montre que, durant cette période tardive du Quaternaire, l'érosion latérale a pu être encore sensible sans que cela s'accompagne d'un encaissement important de la vallée, les dépôts de versant étant prédominants.**

Les enseignements paléoclimatiques et paléogéographiques que peut apporter l'étude des grèzes lités ne sont donc pas négligeables malgré les problèmes que posent leur interprétation. Comme le démontre cette étude, on doit tenir compte très fortement du cadre topographique car il détermine des phénomènes microclimatiques qui permettent souvent d'expliquer une partie des caractéristiques sédimentologiques des dépôts. L'appréciation de ces phénomènes est hélas pour le moment purement qualitative et il serait souhaitable de mener un programme d'étude en installant par exemple, des stations de mesure des températures au sol sur divers sites de dépôts de grèze. Cela permettrait au moins de se faire une idée assez précise de la fréquence et de l'intensité des variations thermiques qui peuvent



se produire en hiver à la surface de ces dépôts en fonction de l'exposition. Par extension, on pourrait ainsi mieux comprendre les conditions climatiques permettant d'expliquer la genèse des grèzes litées. L'actualisme est une démarche critiquable, mais certainement pas plus que celle qui consiste à transposer des observations faites sous des latitudes très différentes. Ainsi, malgré l'intérêt considérable que présentent les travaux de B. FRANCOU (1988) pour ce qui est de la connaissance des mécanismes capables de rendre compte de la genèse des éboulis stratifiés, il serait pour le moins aventureux de transposer sans précautions des observations faites sous des latitudes tropicales à des milieux fondamentalement différents.

#### BIBLIOGRAPHIE :

BERTRAN P., COUTARD J.P., FRANCOU B., OZOUF J.C., TEXIER J.P. (1992). "Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes : implications paléoclimatiques". *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, n°1, p. 97-112, 23 fig.

BONNEFONT J.-C. (1975). "La morphologie pré-rissienne dans le Sud de la Lorraine". *Mélanges Georges Viers*, pp. 89-100.

BONNEFONT J.-C. (1975). "La Lorraine du Sud à l'époque du Riss et du Würm". *Mosella*, T.V, n°3, pp.59-82.

CAMPY M., MACAIRE J.-J. (1989). *Géologie des formations superficielles*. Paris, Masson, 433 p.

COUTARD J.-P., FRANCOU B., OZOUF J. C. (1987). "Approche méthodologique pour l'étude des dépôts de pente stratifiés actifs, hérités ou fossiles". *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du périglaciaire"*, fasc. 11-12, pp.41-48.

DEWOLF Y., GUILLIEN Y. (1962). "Les paléosols des grèzes françaises". *Compte-rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, fasc. 3, pp. 90-92.

FRANCOU B. (1988). "La stratogenèse dans les formations de pente soumises à l'action du gel", *Bull. de l'AFEQ*, p. 185-199.

FRANCOU B. (1989). "Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes centrales du Pérou". *Zeitschrift für Geomorphologie*, p. 47-76.

FRANCOU B., HETU B. (1989). "Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique". *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du périglaciaire"*, fasc. 14, pp.11-69.

GUILLIEN Y. (1953). "Granulométrie et orientation de grèzes litées". *Bull. Soc. Géol. de France*, 6° série, t.3, fasc. 7-8, pp. 703-721.

GUILLIEN Y. (1978). "Evolution de la surface d'un éboulis à Sampigny (Meuse)". *103° Congrès national des sociétés savantes, Nancy-Metz, géographie*, pp.17-23.

HARMAND D. (1989). *La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny/Meuse et Mouzon*. Thèse Nancy 2.

JOURNAUX A. (1976). "Les grèzes litées du Chatillonnais". *Bull. de l'A.F.E.Q.*, vol3-4, pp.123-128.

LUCAS-LECLIN O. (1992). *Etude géomorphologique de la grézière de Domrémy-la Pucelle (Vosges)*. Mémoire de maîtrise Nancy 2.

TRICART J. (1952). *La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique*. Thèse Paris (lettres).

# LA GREZIERE DE DOMREMY-LA-PUCELLE

par O. LUCAS-LECLIN, laboratoire de géographie,  
Université de Nancy II, 23 boulevard Albert I, 54015 NANCY.

## 1) LOCALISATION ET CONDITIONS GENERALES DE FORMATION

Contrairement aux autres dépôts de grèzes litées de la vallée de la Meuse, qui sont sur un versant se raccordant à un fond de vallée ou de vallon important, le site, dans le cas présent, est *perché*. En effet, le dépôt, orienté plein Est, vient se raccorder à un replat d'érosion fluviale (alt. 318 m), situé 48 mètres plus haut que le fond de vallée de la Meuse (alt 270 m), sur sa rive gauche (Fig. 1). Ce replat correspondrait au niveau du "cours mindélien" de la Meuse (J.-C. BONNEFONT, 1975). Il est composé d'un calcaire non gélif, le terrain à chailles (calcaire marneux à nodules siliceux, visible à la base de l'exploitation). Le contact du dépôt de grèze avec le replat est franc, et celui-ci en constitue la limite inférieure.

En amont, on trouve le revers boisé du plateau calcaire, qui revêt ici une *forme en glacis*, parsemé de gélifracfs mêlés à un sol brun forestier. Ce glacis s'étend sur 1250 m, partant de l'altitude 408 m, sommet du plateau, et s'étendant jusqu'au front de l'exploitation, à 355 m d'altitude. A partir de la cote 355 mètres, la pente s'accroît pour atteindre huit degrés de moyenne, sur l'ensemble du versant aujourd'hui détruit par l'exploitation. La pente s'achève à la cote 318 m, au niveau du replat.

Les limites du dépôt fixées par le BRGM, que la carte géologique a repris, dessinent un arc de un kilomètre de largeur et 350 mètres de longueur, qui ceinture l'éperon formé par le glacis. La carrière se situe exactement au milieu de cet arc. La limite en amont est très difficilement estimable puisque la forêt recouvre le glacis. Le sol brun forestier se mêle progressivement à des gélifracfs, *aucun affleurement de roches n'est visible*. Les mêmes difficultés sont présentes pour estimer les limites latérales.

Le dépôt de grèze se développe à partir d'un *faciès particulier du calcaire corallien* (j5-6): calcaire sublithographique, blanc, crayeux, compact, très gélif, d'une épaisseur de 50 à 60 mètres, qui correspond dans l'ancienne stratigraphie à l'étage du Rauracien. Le substratum calcaire dans le secteur est *fortement fracturé*

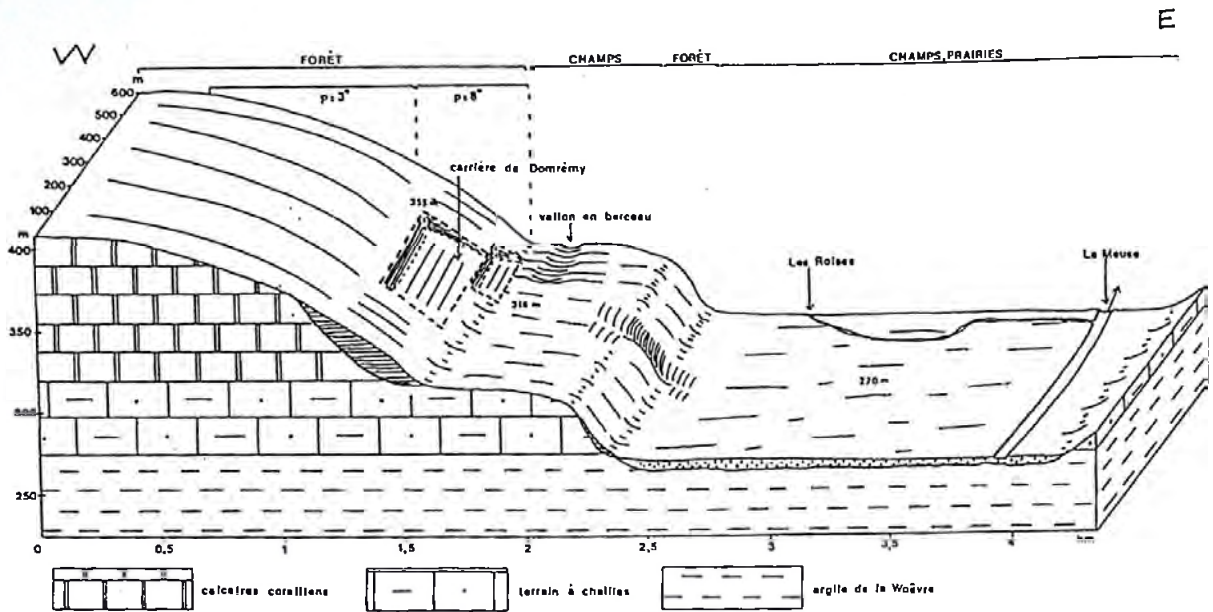


Fig. 1 : Site du dépôt de Domrémy.

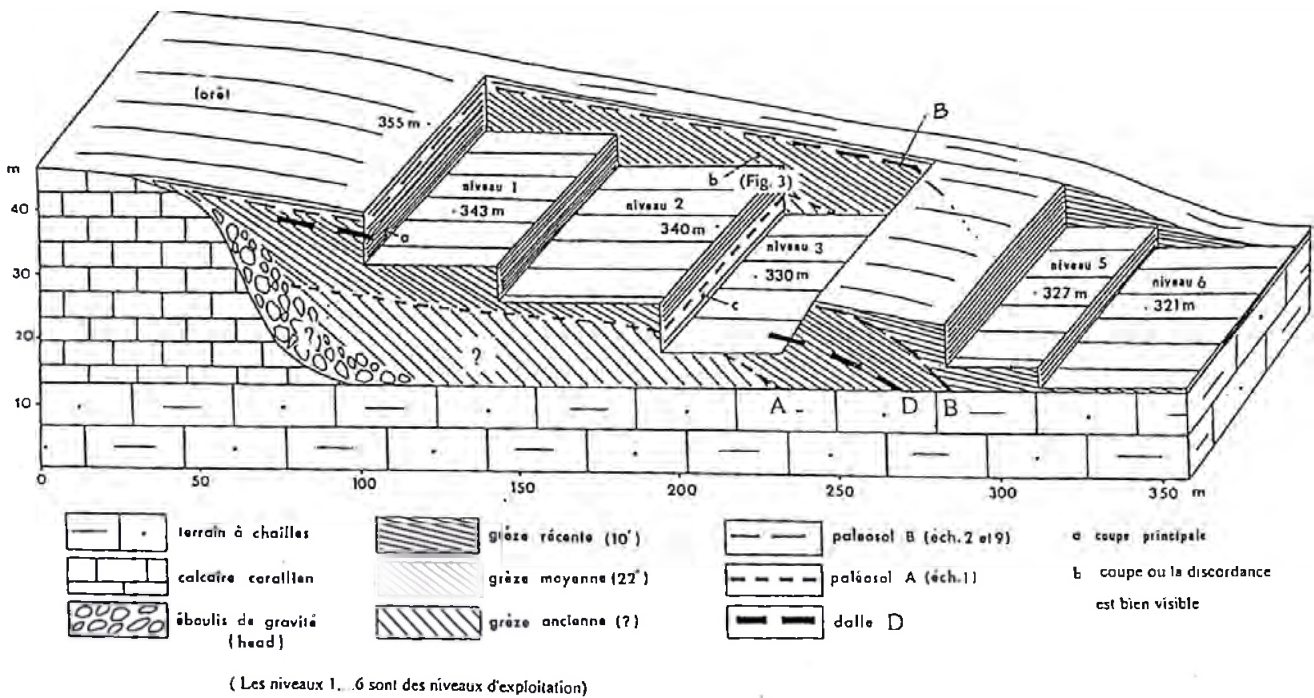


Fig. 2 : Essai de modélisation du dépôt.

et préparé pour la gélifraction. Deux systèmes de failles sont en présence: le système de failles hercyniennes avec ses directions armoricaines et varisques (SW-NE, SE-NW), et le système tertiaire de direction Nord-Sud. Tous les vallons et vallées suivent ces directions.

## 2) ETUDE MORPHOSEDIMENTAIRE

### a) Trois corps de grèzes progradants (Fig. 2)

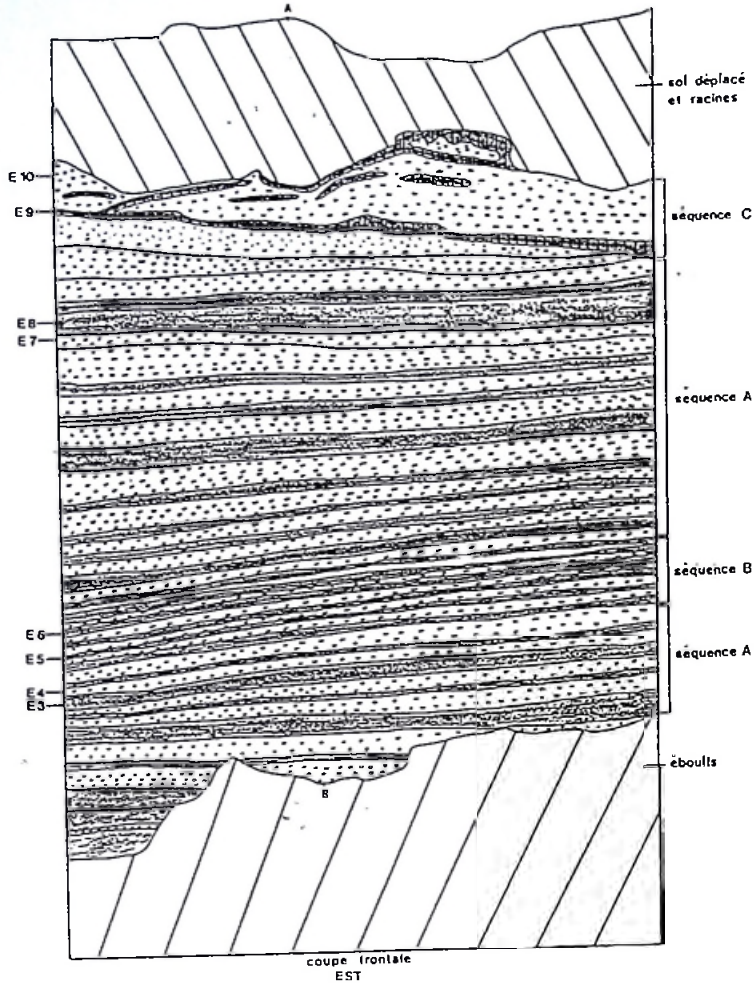
L'approche morphométrique, avec l'étude des pentes des lits, a mis en évidence l'existence de trois corps de grèzes différents, dont deux sont bien visibles dans la carrière (Fig. 2, avec représentation du profil supposé de l'ancienne corniche calcaire sous le dépôt et du head basal constitué de blocs, lui aussi supposé). Cette affirmation est confortée

- par la présence de deux paléosols A et B (Fig. 2), et par la position d'une dalle indurée D (Fig. 2) en-dessous du second.

- par les aspects morphologiques distincts de la grèze, en fonction de sa position dans la stratigraphie du dépôt : ainsi s'individualisent une grèze récente, blanchâtre, au pendage moyen de dix degrés, au litage incertain, venant tronquer une grèze plus ancienne, appelée grèze moyenne (Fig. 2), rougeâtre et plus pentue (22 degrés), au litage prononcé. La discordance entre les deux (Fig. 4), sur laquelle s'est développé le paléosol B, se voit très nettement au niveau 2 de la carrière (Fig. 2). Le sommet de la grèze moyenne et le paléosol B sont notablement perturbés par des figures de cryoturbation qui indiquent leur reprise par d'actifs processus périglaciaires, antérieurs ou consécutifs à la mise en place de la grèze récente. On n'a pas identifié, ni étudié, la grèze ancienne sous le paléosol A.

### b) Etude sédimentologique :

Elle a porté principalement sur des échantillons de la grèze moyenne (éch. 3 à 9) recueillis dans la coupe principale (Fig. 3). La séquence A (Fig. 3) présente une alternance régulière de lits gras et de lits maigres assez épais (10 à 20 cm). La séquence B, intercalée au sein du premier ensemble, est composée de 21 lits d'une épaisseur de 2 à 3 cm, bien individualisés. On y observe une succession de granoclassement à polarité inverse puis normale, l'ensemble est riche en particules fines. La séquence C est la plus complexe. Elle est constituée à sa base par une passée sableuse (20 cm), surmontée par une formation sommitale (1 m, éch. 10)



hauteur AB : 9 m  
largeur : 7 m

E : échantillon

lit maigre

lit gras

sable

paléosol

1 m

Fig. 3 : La coupe principale : le dépôt de grèze moyenne

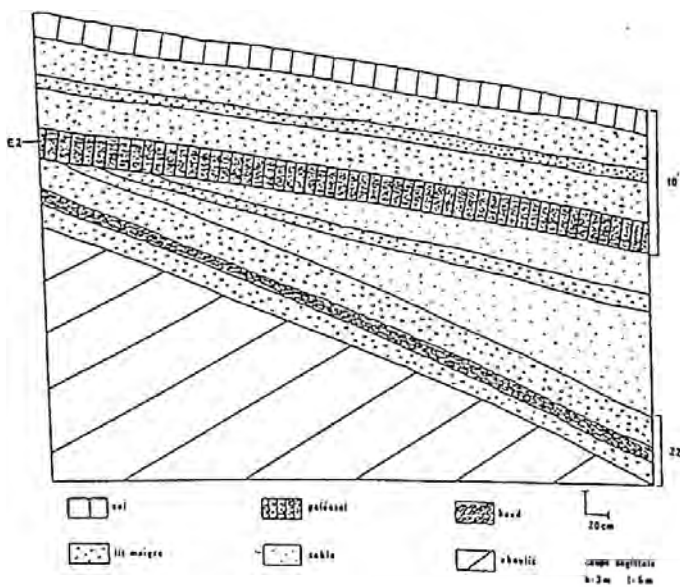


Fig. 4 Schéma de la discordance principale et du dépôt de grèze récente

composée de grèze récente, homogène et maigre, perturbée par des figures de cryoturbation qui affectent un paléosol rubéfié brun rouge (10 à 15 cm, éch. 9). On retrouve exactement ce dispositif et ses caractéristiques (sauf la cryoturbation) au niveau 2 de la carrière, seul endroit où la discordance entre grèze récente et grèze moyenne est visible (Fig. 4, coupe sagittale).

L'étude sédimentologique a donc révélé une disposition particulière des gélifracts, qui s'ordonnent selon *des granoclassesments et des textures bien précis* (Fig. 5). Les traces d'émoissés relevées indiquent *un faible transport des matériaux*, au profit d'une dissolution chimique du calcaire par les eaux de ruissellement et d'infiltration. L'absence de microfailles, le faible nombre de grandes structures lenticulaires, de chenaux d'érosion, dénotent *une mise en place de détail du dépôt peu perturbée*. Les analyses granulométriques (Fig. 6) ont permis de caractériser de façon précise le matériel, avec *un classement très net entre trois et cinq millimètres pour les lits maigres*, une faible proportion de matrice, et au contraire une absence de classement pour les lits gras, avec une forte proportion de matrice (Fig. 5). En outre, ces analyses ont montré la similitude qui existe entre lit maigre et lit gras au travers de leur composition granulométrique dans la fraction grossière, ce qui souligne le comportement typique du calcaire corallien face à la gélifraction, *avec un amenuisement optimum entre trois et cinq millimètres*. Quant aux paléosols, les particules inférieures à 50 microns constituent en toute logique l'essentiel de leur composition, perturbée par une pollution de gélifracts, postérieure à leur mise en place.

### 3) INTERPRETATIONS :

Nous concluons donc sur l'existence de trois corps de grèzes différents : une grèze ancienne (invisible dans la carrière), une grèze moyenne (la grèze rougeâtre au pendage de 22 degrés, et une grèze récente (la grèze blanchâtre au pendage de 10 degrés). Pour tenter d'établir une chronologie de ces trois corps de grèze, nous partirons d'une observation majeure dans la carrière, *la discordance* du niveau 2 de la carrière (fig. 4), soulignée par le paléosol brun-rouge remanié de 20 centimètres d'épaisseur (paléosol B de la figure 4). Il semble vraisemblable de l'attribuer à l'interglaciaire éémien (130.000-120.000 BP), selon quatre arguments:

*La couleur foncée* dénote probablement une pédogenèse sous un climat relativement chaud, qui correspondrait au grand réchauffement de la période

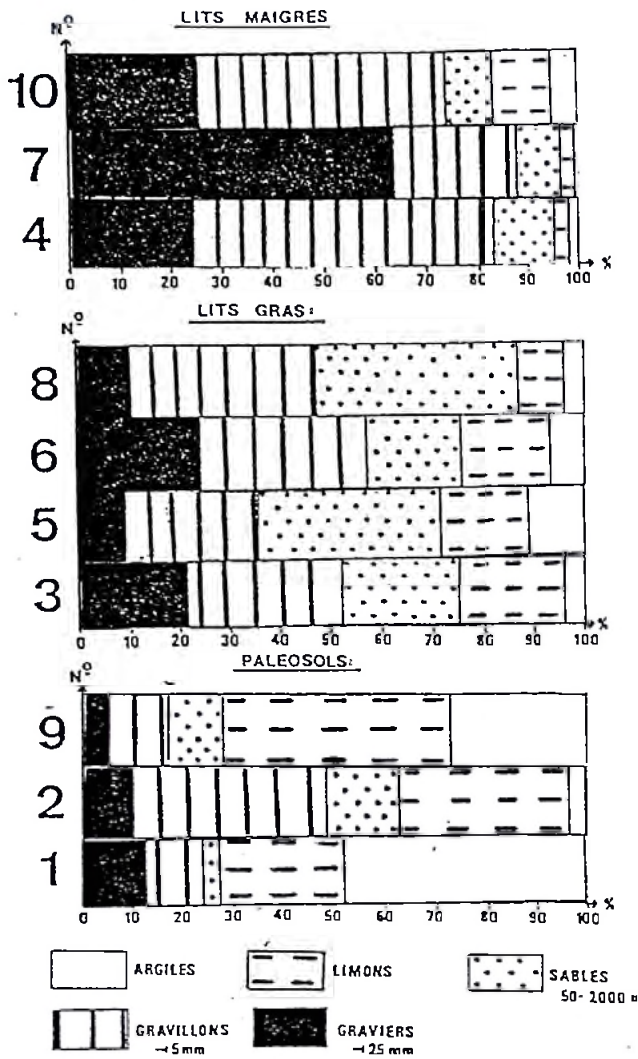


Fig. 5 : Synthèse granulométrique.

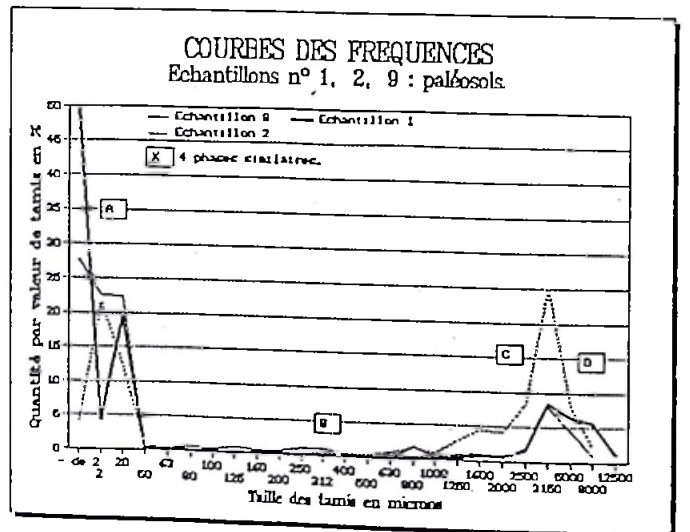
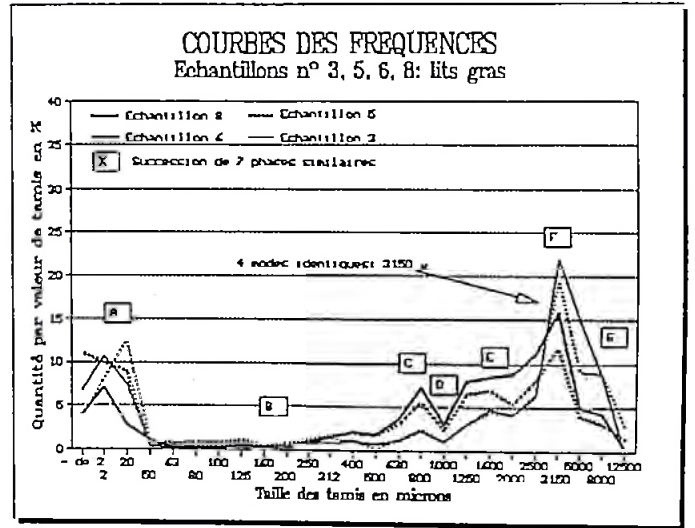
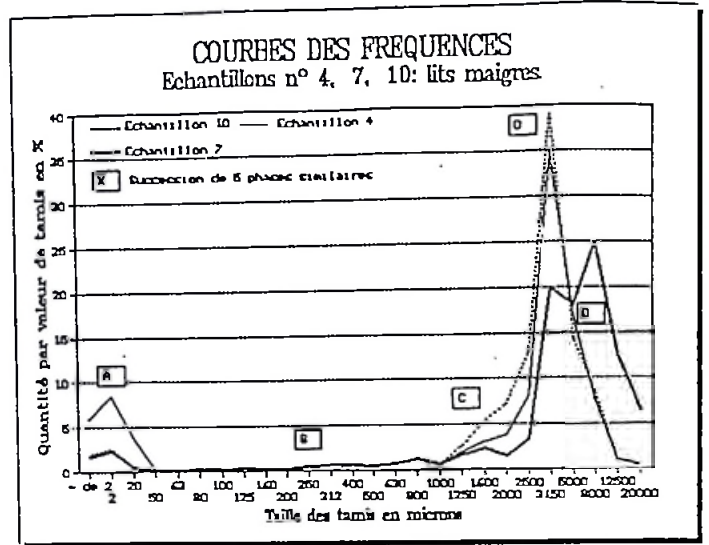


Fig. 6 : analyses granulométriques



émienne. Ensuite, *l'épaisseur* conséquente du paléosol relève d'une pédogenèse longue, ce que souligne aussi l'importance du complexe de dalles situé sous ce paléosol. La concentration des carbonates en profondeur serait le corollaire de la décarbonatation en surface. *La position* du paléosol sur une surface d'érosion constitue le troisième argument. Cette troncature implique un arrêt prolongé des processus de gélifraction et de mise en place des strates, et un changement important des conditions climatiques. En effet, pour qu'une phase d'érosion apparaisse, il faut un ruissellement d'une nature différente, qui n'utilise pas son énergie à transporter des gélifractions, mais au contraire à exercer une action érosive. Par ailleurs, cette érosion implique un sédiment non gelé, qui se mobilise plus facilement, contrairement donc au processus de mise en place des grèzes sous climat froid, où les coulées de gélifractions glissent sur une surface gelée. Toutes ces conditions relèvent d'une période de réchauffement importante. Ce paléosol, d'après les observations sur la granulométrie et les pentes, serait le même que le paléosol rubéfié au sommet de la coupe principale (Fig. 3) Mais ce dernier, du fait de sa proximité de la surface du versant actuel, a été perturbé par les phénomènes de cryoturbation. Par ailleurs, les analyses ont révélé que la formation sommitale de la coupe principale s'apparente tout à fait à la grèze située au-dessus du paléosol du niveau 2. Ainsi, toute la coupe principale, c'est à dire le corps sédimentaire ayant un pendage de 22 degrés, est constituée de grèze rissienne (saalienne).

Enfin et surtout, ce paléosol cryoturbé ou remanié est *enfoui sous l'ensemble supérieur* (Fig. 2), au pendage de 10 degrés, blanchâtre, plus homométrique, au litage peu apparent, qui se serait donc mis en place durant le Würm (Weichsélien), après une phase d'érosion de la grèze rissienne, puis une pédogenèse émienne. Cet ensemble est lui-même tronqué par le versant actuel, qui n'en laisse plus apparaître qu'une épaisseur de 1 mètre au sommet de la carrière. Le paléosol B, au niveau 2, protégé par une masse de grèze würmienne (weichsélienne) plus importante, n'a pas été touché par la cryoturbation récente (peut-être pléniglaciaire ou tardiglaciaire), car le versant actuel tronque le dépôt en biseau. Par le même procédé, une grande quantité de la formation würmienne (weichsélienne) est conservée dans la partie distale du dépôt, aux niveaux 5 et 6 de l'exploitation (Fig. 2), qui ont été creusés récemment. Elle vient ici buter sur le terrain à chailles. *Cette grèze reprend les caractères précédemment évoqués*, elle est beaucoup plus claire que l'ensemble que nous présumons rissien (saalien), le litage est très peu visible, et le pendage est nettement plus faible : 14 degrés localement, ce qui est supérieur aux 10 degrés habituels, mais peut-être est-ce le fait du creusement du vallon au pied du dépôt, qui

aurait augmenté la pente générale de la topographie, ou plus simplement le fait des dépôts les plus distaux d'un ensemble progradant.

La dalle supérieure, sous le paléosol rubéfié B de la coupe principale, se raccorde très certainement à la grande dalle D observée au niveau 3 (Fig. 2). Les résultats des mesures trigonométriques effectuées entre les pendages et les distances séparant les dalles vont dans le sens de cette interprétation, compte-tenu du fait que les pentes peuvent varier localement. Lorsque l'on prolonge virtuellement le paléosol B du niveau 2 en direction de la grande dalle D du niveau 3 (Fig. 2), il passe nettement au dessus, ce qui conforte l'idée d'une *même surface indurée continue, sous le paléosol B éémien*, selon les processus de formation des dalles (reprécipitation de l'accumulation des carbonates issus de la formation des paléosols par lessivage et décarbonatation des sédiments).

Reste à replacer dans la chronostratigraphie le paléosol brun de 1 mètre d'épaisseur, visible au niveau 3 (paléosol A de la figure 2), face à la dalle. Si l'on poursuit notre interprétation, il est situé *sous* le paléosol B éémien déterminé précédemment, et surtout sous la formation saalienne ou moyenne. Compte-tenu de son ampleur, il serait attribuable soit à l'interglaciaire Mindel-Riss (Holsteinien), qui fut particulièrement long (350000-300000 BP), donc favorable à une pédogenèse élaborée, soit à un interstade saalien. Le dépôt de Domrémy s'étendrait donc sur *trois périodes froides*, et au moins sur le Saalien et le Weichsélien. L'état actuel de l'exploitation ne permet pas de voir les formations situées sous le paléosol le plus profond, si ce n'est une couche de grèze indurée juste à sa base.

