

LES FORMATIONS POST-CRETACEES DE LA CARRIERE CBR A LIXHE/VISE (BELGIQUE)

par

*E. JUVIGNE*¹ & *F. RENARD*²

ABSTRACT

The chalk of the CBR quarry (Cretaceous) is overlain by marine sand (Oligocene), and continental formations (Quaternary). Many solution pockets are present in the uppermost part of the cretaceous chalk ; they are filled by thicker post cretaceous sediments. Two terraces of the River Meuse remain : Lixhe Terrace (134 m above sea level), and Wonck Terrace (128 m a.s.l.) ; the former is the oldest deposit of the Meuse which is preserved on the western side of the river downwards of Liège. Loess is also present and especially upper Weichselian loess in which the most important stratigraphical markers of the area are recorded : present soil, Tongued Horizon, Eltville Tephra. A well developed interglacial soil is recorded in reworked marine sand underlying upper Weichselian loess ; based on both its facies and its location that soil should be Eemian.

RESUME

La craie (Crétacé) de la carrière CBR est surmontée par du sable marin (Oligocène), et des formations continentales (Quaternaire). De nombreuses poches de dissolution sont

développées au sommet de la craie ; elles renferment en plus forte épaisseur des sédiments post-crétacés. Il existe deux lambeaux de terrasses de la Meuse : T. de Lixhe (134 m), et T. de Wonck (128 m) ; le premier est le plus vieux dépôt de la Meuse connu en rive gauche à l'aval de Liège. La couverture de limon d'origine éolienne correspond essentiellement au Weichselien supérieur dont elle contient tous les horizons caractéristiques : sol actuel, Horizon à Langues et Téphra d'Eltville. Du loess et des paléosols préweichseliens ne sont présents que dans des poches de dissolution. Un paléosol interglaciaire, probablement eemien, est conservé dans la partie supérieure du sable sur le plateau le plus élevé.

MOTS CLES

Belgique, Lixhe, Oligocène, Néogène, Quaternaire, Weichselien, sable marin, terrasse fluviale, Meuse, loess, Horizon à Langues, Téphra d'Eltville, paléosols, géomorphologie.

KEY WORDS

Belgium, Lixhe, Oligocene, Neogene, Quaternary, Weichselian, marine sand, fluvial terrace, Meuse river, loess, Tongued Horizon, Eltville Tephra, paleosoils, geomorphology.

¹ Fonds National de la Recherche Scientifique, Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du Vingt Août 7 - B-4000 Liège.

² Place du Centre 1 - B-4183 Xhoris.

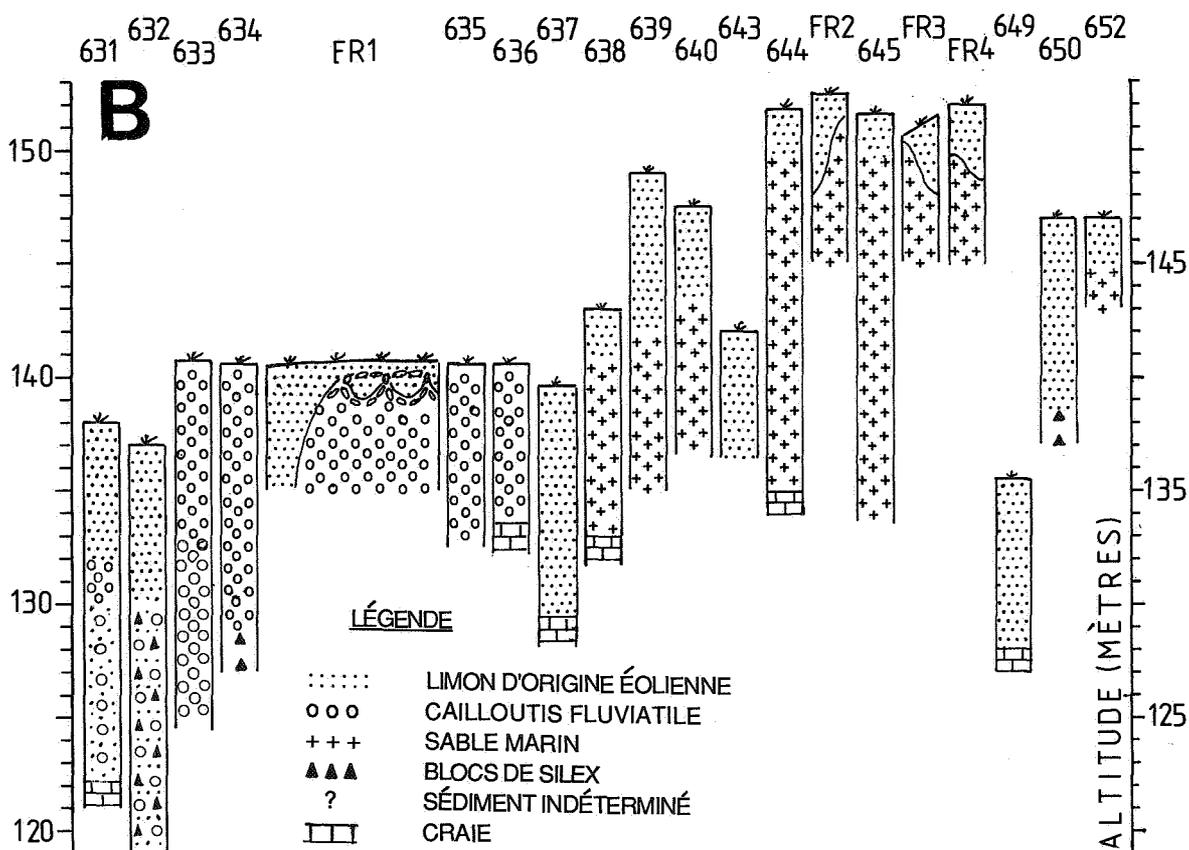
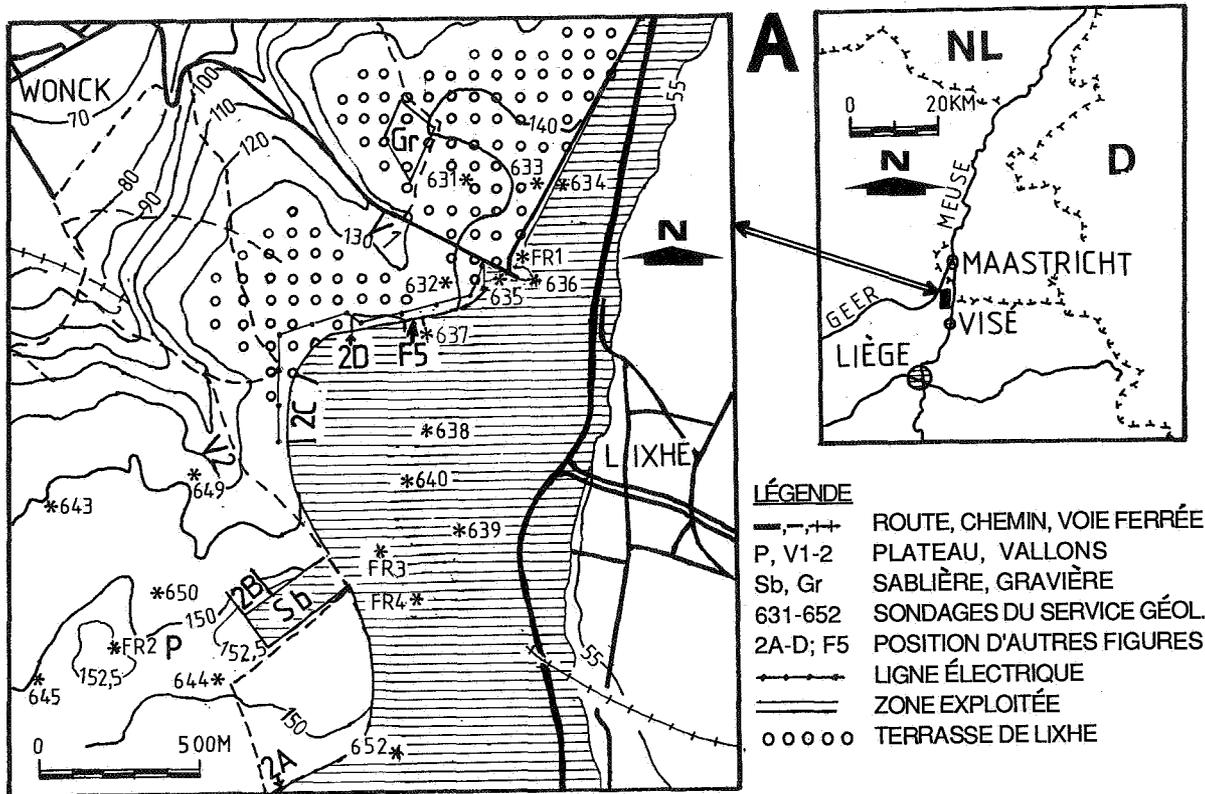


Figure 1 : Localisation de la zone étudiée et description des coupes et carottes de sondages.

Remarques - Dans les descriptions des carottes de sondages du Service Géologique (631 à 652), des termes différents ont été utilisés pour désigner des sédiments identiques, et l'application de la légende unique qui a été choisie engage parfois notre interprétation des descriptions originales. Les graphiques FR1 à FR3 constituent la schématisation de coupes de quelques dizaines de mètres de longueur, décrites par Renard (1980). Les sections marquées 2A, 2B, 2C et 2D localisent les coupes détaillées de la figure 2. La section marquée F5 localise la coupe détaillée de la figure 4.

1. INTRODUCTION

La carrière CBR (Cimenteries et Briqueteries Réunies) est ouverte dans l'interfluve séparant la Meuse à Lixhe/Visé, du Geer à Wonck/Bassenge (fig. 1A). Une autre carrière la joute au Sud ; elle était exploitée par la Société CPL (Ciments Portland liégeois). Le plateau de l'interfluve passe de 140 m d'altitude au NE à 153 m en direction du SW ; il est drainé essentiellement vers le Geer via deux vallons (V1 et V2) qui descendent vers Wonck.

Dans cet article, les formations post-crétacées de la carrière sont décrites, placées dans le cadre stratigraphique, et mises en relation avec l'évolution géomorphologique régionale.

Dans la zone étudiée, la carte géologique indique l'existence de craie du Maastrichtien/Crétacé, surmontée par du sable du Tongrien/Oligocène. Seize sondages ont été effectués par le Service géologique de Belgique dans les environs immédiats de la carrière (Fig. 1A-B). De plus, des coupes des formations post-crétacées de l'interfluve ont été décrites de façon plus détaillée dans un travail inédit (Renard, 1980).

2. LA PARTIE SUPERIEURE DE LA CRAIE (CRETACE)

Un ensemble de travaux relatifs au Crétacé de l'Euregio, et de Lixhe en particulier, ont été publiés récemment (Streel & Bless, éd., 1988). Dans les carrières de Lixhe, la puissance de la couche de craie atteint 85 m. Sa partie supérieure ("Craie de Lanaye") est rangée dans la Maastrichtien supérieur, et contient des lits sub-horizontaux de gros silex botrichoïdaux ; ces lits sont espacés de quelques décimètres.

Le sommet de la craie présente un grand nombre de poches de dissolution qui peuvent atteindre 6 m de profondeur ; les formations surincombantes s'y trouvent effondrées.

Des échantillons de craie provenant des horizons tout-à-fait supérieurs des carrières de Lixhe (CPL et CBR) ont été dissous à l'acide chlorhydrique. Les résidus sableux insolubles représentent moins de 1%-poids des échantillons bruts. Les fractions denses de ces résidus sont riches en grains opaques, mais très pauvres en minéraux transparents. Ceux-ci

consistent dans l'ordre de fréquence en tourmaline (35-43 %), zircon (15-25 %), rutile (7-13 %), staurotide (6-10 %), corindon (4-9 %), clinopyroxène (2-5 %) ; tous sont de petite taille (moins de 100 μm) et mal roulés.

3. DEPOT DE LA MER TONGRIENNE

A l'endroit du plateau P (Fig. 1), il existe un dépôt de sable, dont la base se situe vers 134 m d'altitude, et dont l'épaisseur atteint localement 15 m (Fig. 1B, sondages 644, 645) ; il est exploité à l'endroit de la sablière Sb (fig. 1A). La couche est homogène, sans stratification ni litage interne.

Le sable fin à très fin (Fig. 3-A1 : mode $\pm 150\mu\text{m}$) et bien classé constitue environ 85 % de la masse, le reste consiste en silt et argile (ensemble 15 %). Les minéraux denses de la fraction sableuse sont en grande majorité transparents : tourmaline (50-65 %), zircon (1-20 %), staurotide (4-16 %), disthène (2-15 %), rutile (2-12 %), andalousite (0-3 %), clinopyroxène (0-3 %). La plupart de ces minéraux sont nettement roulés. Le faciès de ce sable correspond à celui du Tongrien inférieur.

4. DEUX COUCHES DE MATERIAUX RESIDUELS

4.1. UNE COUCHE DE GROS BLOCS DE SILEX

Entre le sommet de la craie en place et la base du sable tongrien, il existe une couche de gros blocs de silex botrichoïdaux, fortement cacholonisés. Les espaces entre les blocs sont occupés par une matrice sableuse. Cette couche est continue depuis le plateau P jusqu'au vallon V2, et son épaisseur varie de 2 à 4 m. Dans l'ensemble, la disposition des blocs est chaotique, mais localement, on peut encore observer sur plusieurs mètres de longueur un alignement sub-horizontale de parties de bancs affaissés.

Le sable de la matrice est fin à très fin (mode : environ 150 μ) et bien classé, mais il contient nettement moins de fraction fine (silt + argile = 3 %) que le sable surincombant (fig. 3-A2). L'association de minéraux denses transparents est identique à celle du sable

tongrien (voir plus haut), avec dans l'ordre de fréquence : tourmaline, staurotide, disthène, rutile, andalousite et clinopyroxène.

L'ensemble des caractéristiques décrites ci-dessus permet de conclure que cette couche s'est formée par dissolution du sommet de la craie sous le sable tongrien. Au cours de ce lent processus, le sable sus-jacent a envahi les espaces libres entre les blocs. Bless *et al.* (1990) sont aussi arrivés à la conclusion que la craie crétacée a subi une dissolution importante dans les Hautes Fagnes.

Dans la craie de Lanaye immédiatement sous-jacente, les bancs de silex représentent environ le quart de l'épaisseur totale de la formation en place. On peut donc estimer à une douzaine de mètres (2 à 4 m [voir plus haut] X 4) l'épaisseur originelle de la couche

qui a subi la dissolution. En conséquence de ce processus, la surface de transgression de la mer tongrienne devait se trouver vers 146 m d'altitude (134 m [voir plus haut] + 12 m) à l'endroit du plateau P.

4.2. SABLE CAILLOUTEUX SUPERIEUR (fig. 2B)

Le sable marin en place est partout surmonté par une couche d'environ 2 m d'épaisseur de sable grossier à très fin (mode : 300 µm) et mal classé (fig. 3-A3). Il contient quelques lentilles éparées de galets surtout avellanaires, secondairement nuculaires. Ces lentilles sont cryoturbées. Les galets sont essentiellement des silex (environ 95 %), des quartz et des quartzites. Beaucoup de silex sont des éclats de gélifraction, et les galets entiers présentent

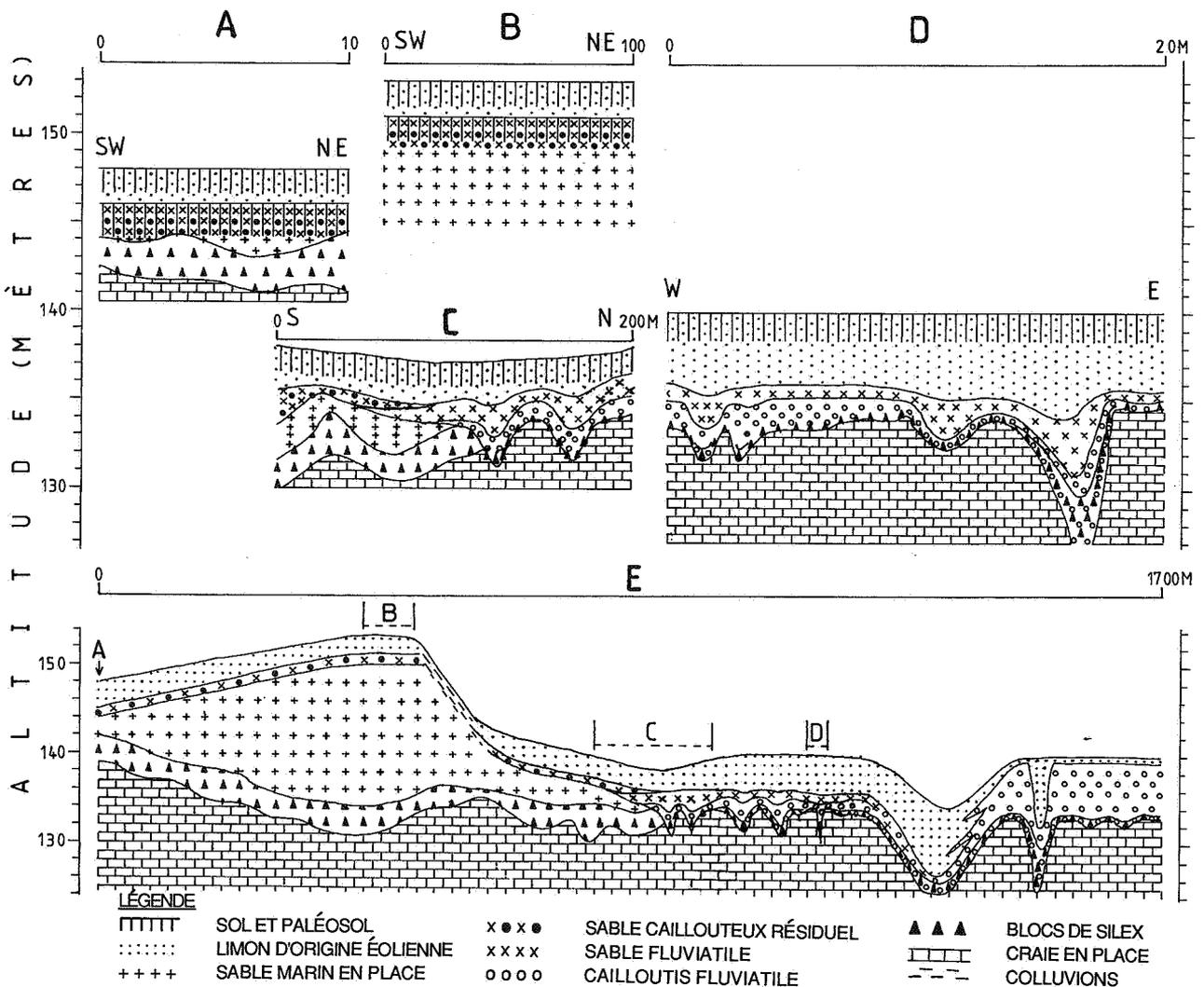
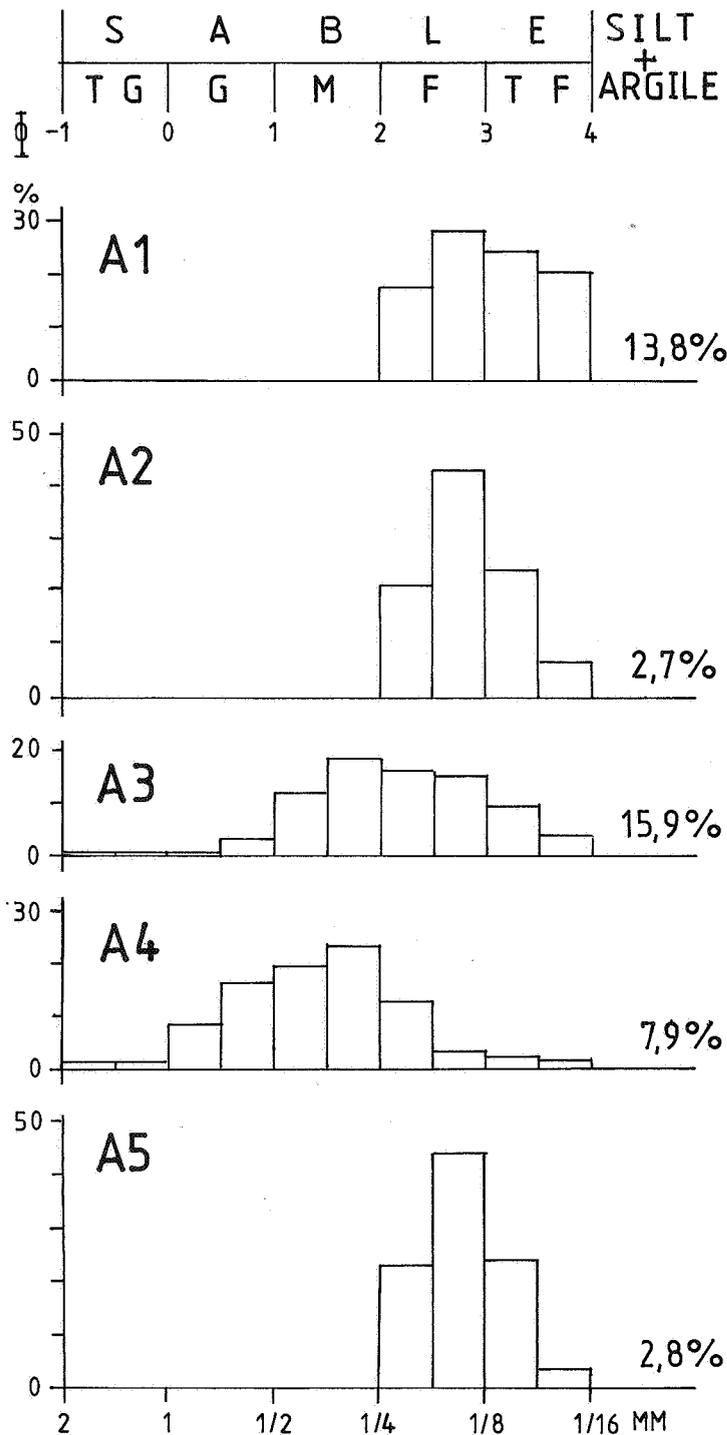


Figure 2 : Coupes dans les formations post-crétacées.

Remarque - Ces coupes sont localisées sur la figure 1A : A, ancienne carrière CPL - B, sablière Sb - C et D, carrière CBR - E, coupe schématique passant par les coupes A, B, C, D et le sondage n° 635.

A. GRANULOMÉTRIE



B. ÉMOUSSÉ

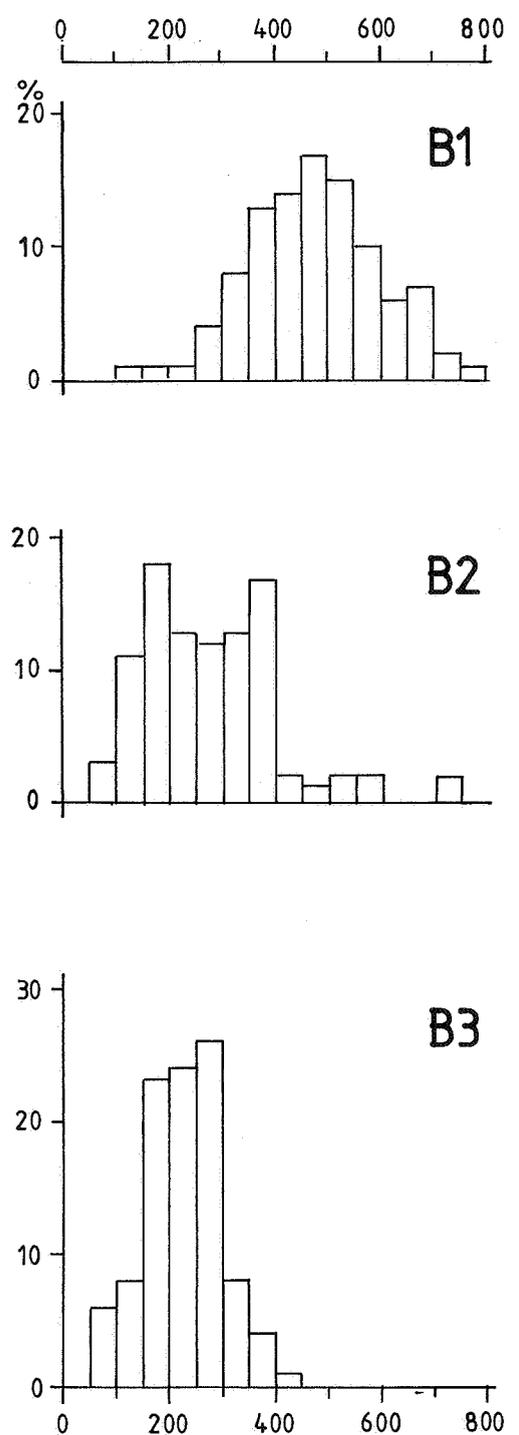


Figure 3 : Caractéristiques sédimentologiques de différents dépôts marins et continentaux.

A. Granulométrie : A1, sable tongrien en place (coupe de la figure 2B) ; A2, matrice de la couche à gros blocs de silex (coupe de la figure 2A) ; A3, sable caillouteux supérieur sur le plateau P (coupe de la figure 2B) ; A4 et A5, sable fluviatile provenant de la terrasse de Lixhe.

B. Emoussé de galets

méthode de Cailleux & Tricart (1959) : B1, silex du sable caillouteux supérieur sur le plateau P (coupe de la figure 2B) ; B2, quartz de la terrasse de Lixhe en Gr ; B3, quartz de la plaine alluviale entre Liège et Visé d'après Renard (1980).

un émousé typiquement marin (fig. 3-B1) ; tous sont fortement cacholonnés.

L'épaisseur originelle minimum des dépôts marins post-crétacés à Lixhe peut être estimée. D'une part nous avons montré ci-dessus que l'altitude de la surface de transgression tongrienne était de 146 m à l'endroit du plateau P. D'autre part la Traînée mosane qui est la plus ancienne terrasse de la Meuse (Macar, 1938) devait passer à hauteur de Lixhe vers 211 m (Pissart, 1975 ; Renard, 1980). Cette dernière altitude représente la cote minimum atteinte par le sommet des dépôts marins post-crétacés (Tongrien et éventuellement Rupélien et Chattien) à Lixhe. L'épaisseur des dépôts oligocènes devait donc dépasser 65 m. Il n'en reste aujourd'hui qu'un maximum de 15 m à l'endroit du plateau P.

Le sable caillouteux supérieur constitue donc le résidu d'environ 50 m de dépôts marins post-crétacés, érodés en milieu continental. Ses caractéristiques granulométriques attestent que les dépôts aujourd'hui manquants étaient faits de sable plus grossier et quelque peu caillouteux. Cette déduction est en accord avec les faciès sub-littoraux du Tongrien supérieur conservé plus au Nord. L'estimation de l'altitude minimum du sommet des dépôts post-crétacés à Lixhe est basée sur l'absence de basculements tectoniques de grande ampleur dans le tronçon entre Liège et Visé, après la mise en place de la Traînée mosane. Cette hypothèse est soutenue par le parallélisme des profils longitudinaux des terrasses de la Meuse dans le tronçon impliqué (Renard, 1980).

Dans le sable caillouteux supérieur se trouvent imprimées des caractéristiques évidentes de sol interglaciaire : structure polyédrique, enrichissement en fraction fine (fig. 3-A3), rubéfaction (brun rougeâtre 2,5YR4/8) et langues de dégradation sub-verticales. Pour ce sol, nous proposons le nom de "Sol de Lixhe". En raison de l'exposition du plateau P et de la sensibilité du sable à l'érosion continentale, le Sol de Lixhe a peu de chance d'être plus ancien que le dernier interglaciaire (Eem) ; il serait donc l'équivalent du "Sol de Rocourt" *sensu* Gullentops (1954).

5. DEUX DEPOTS DE LA MEUSE : LES TERRASSES DE LIXHE ET DE WONCK

Le replat situé vers 140 m correspond à la surface de 2 lambeaux de terrasses fluviales, couvertes par quelques décimètres de loess (fig. 1A) : niveau supérieur (carrière de craie, fig. 2E) et niveau inférieur (gravière Gr, fig. 1A). La partie supérieure de chaque cailloutis est nettement cryoturbée, et conserve la marque d'un sol interglaciaire nettement rubéfié.

5.1. DESCRIPTION

La structure en lentilles sub-horizontales en place est conservée localement, mais le plus souvent, le cailloutis est descendu dans des poches de dissolution tapissées par une couche décimétrique de blocs résiduels de silex (fig. 2C et 2D). En général, les lentilles de sable fluviatile sont aussi abondantes que celles de gravier, mais dans le secteur au SW du vallon V1, et la gravière Gr, le faciès sableux est dominant.

Le cailloutis supérieur (coupe 2D) est en contact avec la craie, mais celui de la gravière Gr repose sur le sable tongrien. Dans tous les endroits non affectés par des poches de dissolution, les altitudes des bases de cailloutis sont respectivement 134±1 m (T. de Lixhe), et 128±1 m (T. de Wonck), l'épaisseur des cailloutis est d'environ 6 m. Dans les poches, des effondrements atteignant 6 m ont été observés. Là où le cailloutis repose directement sur le Crétacé, il existe au contact des deux formations, des gros blocs de silex non roulés qui attestent la karstification sous le cailloutis.

Les lentilles caillouteuses sont de petite taille : moins de 2 dm d'épaisseur, et quelques mètres de longueur ; elles reflètent en cela une mise en place par chenaux anastomosés, sous des conditions périglaciaires. Dans le niveau supérieur, les parts de type de galets exprimées en %±1 σ se répartissent comme suit : quartz (36,9±4,5), quartzite (18,9±3,7), silex (16,2±3,4) et autres roches moins résistantes (27,9±2,9). L'émousé des quartz présente deux modes (fig. 3-B2) : l'un vers 200, et l'autre au-delà de 350. Le premier est caractéristique des dépôts de la Meuse en aval de Liège (fig. 3-B3), et le second atteste la présence d'une part de galets hérités de dépôts marins (comparer avec la figure 3-B1).

Les dépôts des 2 lambeaux sont particulièrement riches en couches de sable finement lité, parfois grossier (fig. 3-A4), mais en général très semblable au sable tongrien local (fig. 3-A5) dont il provient par remaniement.

5.2. SITUATION DES LAMBEAUX DANS L'ENSEMBLE DES TERRASSES DE LA BASSE MEUSE LIEGEOISE

Ces lambeaux sont les plus élevés de tous ceux connus actuellement en rive gauche à l'aval de Liège. Dans la stratigraphie de Macar (1938), ils correspondent respectivement à la T. de Hognée (niveau supérieur : T. de Lixhe), et à la T. de Bombaye (niveau inférieur : T. de Wonck).

6. LE LIMON D'ORIGINE EOLIENNE

Dans toute la région, il existe une couverture de limon d'origine éolienne dont certaines parties sont conservées pratiquement en place (loess). L'épaisseur de cette couverture est très variable, mais des tendances générales se dégagent : 1) sur les lambeaux de terrasses, il n'y a que quelques décimètres de limon ;

2) sur le plateau P, la couverture est d'environ 2 m ; 3) dans le secteur des têtes de vallons V1 et V2, l'épaisseur peut atteindre 8 m.

Une étude stratigraphique a été réalisée dans la moitié méridionale du vallon V1 (fig. 1A, F5). Dans celui-ci, la couverture limoneuse est plus épaisse qu'ailleurs (fig. 2E), et les unités stratigraphiques sont mieux individualisées (fig. 4).

6.1. LE LIMON SUPERIEUR (LS)

Il s'agit du loess, remanié ou non, qui s'est déposé dans la région après l'avant-dernière phase pédogénétique enregistrée dans la coupe (voir ci-dessous).

1° Le sol actuel

Un sol brun lessivé s'est développé pendant l'Holocène dans toute la partie supérieure de la couverture limoneuse, il est limité à sa base par un contact linéaire de deux couleurs différentes : l'horizon inférieur C1B est brun jaunâtre terne (10YR5/4), et le loess sous-jacent est brun jaunâtre (10YR5/6). Ce contact est une limite de décarbonatation du sol. Des analyses géochimiques récentes (Juvigné *et al.*, 1992) ont montré : 1) qu'au-dessus de la limite, il n'y a plus de carbonates

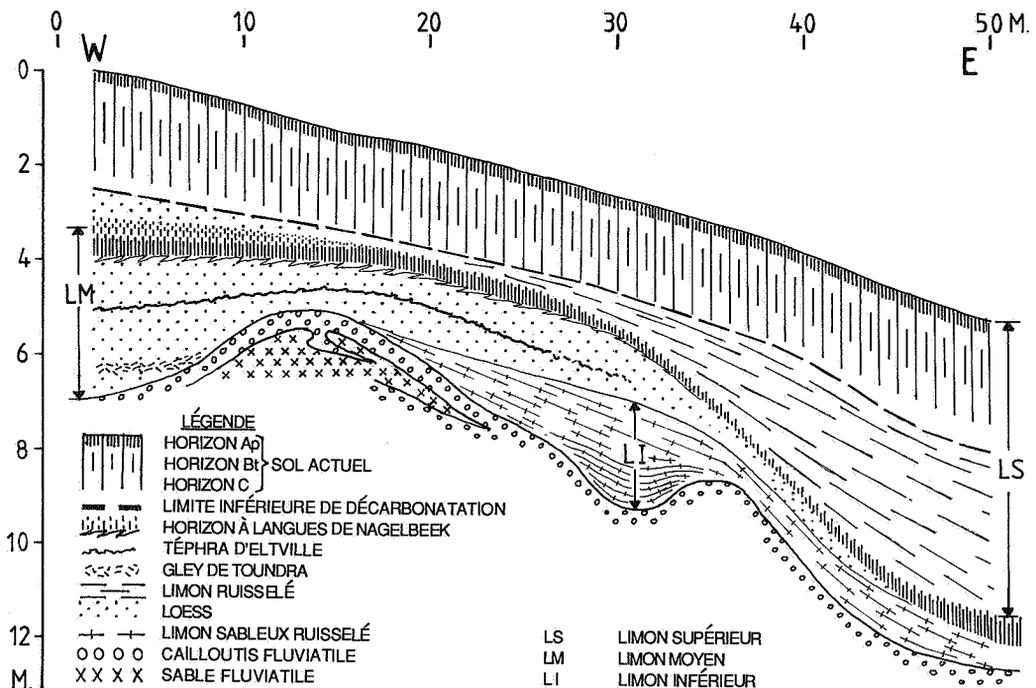


Figure 4 : Stratigraphie détaillée de formations continentales et plus particulièrement du limon d'origine éolienne dans le vallon V1. Cette coupe est localisée sur la figure 1A (F5).

; 2) qu'en dessous, il en existe environ 15 % dont 3/4 de calcite et 1/4 de dolomite ; 3) qu'aucune autre différence géochimique ne justifie la variation brutale de couleur.

La profondeur de la limite de décarbonatation est en général de 2 m à 2,5 m, mais dans le vallon V1, elle s'enfonce jusqu'à environ 3 m. Ceci peut s'expliquer aussi bien par la plus grande humidité propre à la position déprimée, que par l'apport de colluvions préalablement décarbonatées.

2° Loess et limon stratifié

Là où le limon supérieur LS est assez épais pour que sa partie inférieure ait échappé à la pédogenèse holocène, il présente deux types de faciès : 1) un loess homogène massif sur le plateau P et le versant qui en descend ; 2) un dépôt stratifié par ruissellement dans le vallon V1.

6.2. LE LIMON MOYEN (LM)

C'est un loess pulvérulent brun jaunâtre 10YR5/6, dans lequel un paléosol, une téphra et un gley de toundra sont enregistrés.

1° L'Horizon à Langues de Nagelbeek (HL)

Ce nom a été donné par Haesaerts *et al.* (1981) à un paléosol légèrement humifère et nettement cryoturbé à sa base. Il constitue le repère morpho-stratigraphique le plus apparent et le plus constant dans le loess weichselien supérieur depuis la Normandie (Lautridou, 1986) jusqu'en Basse Saxe (Rohdenburg, 1966). Il est développé dans la partie supérieure du loess moyen.

Gullentops (1954) l'a décrit à Kesselt sous le nom "horizon à franges" et l'a situé dans le loess brabantien (Weichselien supérieur actuel). Paepe (1966) l'a mis en corrélation avec les sols de Zelzate et de Stillfried-B, représentant tous deux, l'interstade majeur du Weichsel (environ 30 ka). Bastin (1971) y a reconnu une association pollinique qu'il a attribuée au même interstade sous le nom d'Arcy-Kesselt. Haesaerts (1974) a fait remarquer que, après 1954, l'Horizon à Langues avait été confondu avec un paléosol plus ancien (sol de Kesselt), que Gullentops (1954) avait corrélié avec l'interstade majeur du Weichsel. A Nagelbeek (Limbourg néerlandais), Mûcher (in Haesaerts *et al.*, 1981) a observé dans l'Horizon à Langues, des

microstructures rapportées par lui à la pédogenèse ; il fut ainsi le premier à démontrer qu'il s'agissait bien d'un paléosol. Gullentops (1981) a démontré que l'Horizon à Langues contenait de l'humus, et a produit pour cette matière un âge ^{14}C d'environ 22.000 BP (22.190 \pm 130 BP/GrN-10.328, 22.270 \pm 380 BP/Lv-1172). Vandenberghe (1983) a attribué la genèse des langues à la liquéfaction de la zone active sur pergélisol, lors d'une légère amélioration climatique. Ceci permet d'associer le développement des langues à la phase d'humification du sol et à une pluie pollinique plus riche en taxons arboréens (voir plus haut).

Un échantillon de limon prélevé à Lixhe dans l'Horizon à Langues a été daté par thermoluminescence (Juvigné & Wintle, 1988) ; l'âge obtenu est de 15,8 \pm 1,3 ka [QTL-77B]. En intégrant cette valeur dans un ensemble d'âges TL obtenus sur le loess du Weichselien supérieur, Juvigné & Wintle (1988) ont proposé un âge d'environ 15 ka pour la mise en place du loess de l'Horizon à Langues, et de 15 ka à 14 ka pour la phase d'humification. Celle-ci a été mise en corrélation avec la période marquée par la variation paléobotanique majeure du Pléniglaciaire supérieur (Beaulieu & Reille, 1984), et appelée "Oscillation de Nagelbeek" (Juvigné & Wintle, 1988).

A Lixhe, l'Horizon à Langues est brun 10YR4/6, légèrement humifère enrichi par les carbonates lessivés du sol actuel. A sa base, le long des langues, il est délimité par un contact de couleur pratiquement linéaire. Par contre, dans sa partie supérieure, il passe au faciès loessique par une diminution progressive du contenu en humus, ce qui peut s'expliquer par le fait que le loess n'a pas cessé de se déposer pendant la phase d'humification, mais que la vitesse d'accumulation loessique a pris progressivement le dessus sur la colonisation végétale.

Les langues sont généralement inclinées dans le sens de la pente du sol auquel elles appartiennent. Leur étirement est maximum sur le flanc du vallon où elles deviennent sub-parallèles à la pente. Le profil de l'Horizon à Langues dans le vallon atteste l'existence de celui-ci au moment de l'Oscillation de Nagelbeek.

2°. La Téphra d'Eltville

Il s'agit du produit d'une retombée volcanique largement dispersée en Europe moyenne par un volcan de l'Eifel orientale (Meijs *et al.*, 1983). Cette téphra a été découverte à Rocourt par Rohdenburg & Semmel (1971), puis à Lixhe par Juvigné & Semmel (1981). Elle se présente sous forme d'une lamine gris foncé d'environ 5 mm d'épaisseur, qui peut

être continue sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. Elle doit sa conservation au fait de se trouver dans du loess qui s'est déposé assez rapidement pour échapper au remaniement sédimentaire et aux bioturbations. La lamine ainsi que le loess hôte sont légèrement cryoturbés.

	A	B	C	D	E
SiO_2	80,78	70,41	84,33	< 70,41	64,60
	0,98	1,46	0,82	> 1,46	0,93
TiO_2	9,24	12,01	7,84	> 12,01	18,66
	0,16	0,35	0,02	> 0,35	?
&Al ₂ O ₃ .	3,73	6,45	2,61	> 6,45	7,66
&Cr ₂ O ₃ .	0,10	0,14	0,05	> 0,14	1,07
&Fe ₂ O ₃ t.	0,97	3,34	0,74	> 3,3	2,09
MnO	0,92	2,92	0,75	> 2,92	0,52
MgO	0,52	0,50	0,28	+/- 0,50	0,71
CaO	2,60	2,32	2,56	< 2,32	3,57
&Na ₂ O.					
K_2					
Total	100	99,9	100		99,81

Tableau 1 : Approche de la composition du magma juvénile de la Téphra d'Eltville d'après les données de la coupe de Lixhe.

A : loess au-dessus de la téphra - B : téphra (y compris du loess adjacent et des xénolithes éventuels) - C : loess en-dessous de la téphra - D : tendances pour la téphra sans loess contaminant, mais avec une part indéterminée de xénolithes - E : composition moyenne du Paléozoïque inférieur représentant ici les xénolithes de l'Eifel (d'après les données de Wilmart, 1984).

Remarque : les analyses ayant fourni les résultats des colonnes A, B et C ont été réalisées à la microsonde sur des échantillons de sédiment brut mis en fusion en présence de 50 % de fondant.

A l'approche du vallon, la lamine devient discontinue et discrète, puis disparaît dès que la pente atteint 25 %. Sur ce versant enfoui, la couche du loess hôte de la téphra s'amincit vers le bas, pour ne plus exister dans le fond du vallon.

Les minéraux mafiques de la téphra à Lixhe (Juvigné, 1990) consistent en 60 % de pyroxènes [diopside Hd 14-45, et pyroxène inhabituels calciques, alumineux et souvent sub-siliciques], 40 % d'olivines (Fo₈₆₋₉₁), et des traces d'amphiboles brunes (pargasite-kaersutite).

Il n'a pas été possible de déterminer le magma juvénile de la téphra avec précision. D'une part, aucune esquille de verre volcanique déterminable par microsonde n'a été trouvée dans les préparations (ce matériau semble totalement argilisé). D'autre part, la lamine de téphra est contaminée par du loess adjacent,

et contient probablement des xénolithes du Paléozoïque inférieur, si bien que des analyses de roches globales ne permettent qu'une approche assez lointaine de la composition du magma juvénile (tab. 1).

Les analyses ont été faites sur une très petite quantité de téphra (environ 1 g) prélevée avec grand soin pour limiter autant que possible la contamination par du loess adjacent. Néanmoins, la composition globale de la téphra brute (tab. 1, col. B) ne ressemble, loin s'en faut, à celle d'aucun magma de l'Eifel (voir par exemple Schmincke *et al.*, 1983) ; on peut citer entre autre, la part de silice nettement trop élevée, et le total [CaO + Na₂O + K₂O] beaucoup trop faible. Si on compare la composition de la téphra brute avec celle du loess adjacent (tab. 1, col. A et C), on peut définir des domaines de parts d'éléments majeurs qui tendent à annuler la contamination par le loess (tab. 1, col. D). Ces tendances sont compati-

bles avec les magmas de l'Eifel, mais elles sont tellement imprécises qu'une détermination reste impossible. La composition moyenne des roches du Paléozoïque inférieur (tab. 1, col. E) atteste que la présence d'une part importante de xénolithes peut altérer la composition d'un magma juvénile peu différencié. D'une telle contamination, on peut attendre notamment : 1) une augmentation de la part du SiO₂, 2) un abaissement des parts de MgO et CaO. Enfin, pour comprendre la déviation chimique de la téphra par rapport à la composition du magma juvénile, il faut encore tenir compte de la mobilité de certains éléments chimiques qui survient lors de l'altération du verre ; celle-ci a été mise en évidence dans le loess (Juvigné & Seidenschwann, 1989 ; Juvigné, Horvath & Gabris, 1991), et dans d'autres milieux (palagonitisation : voir Fisher & Schmincke, 1984).

En conclusion, la part élevée d'olivine parmi les minéraux mafiques, ne peut s'accommoder que d'un magma peu différencié (au plus, basanite), et les tendances observées par les analyses globales ne s'opposent nullement à une telle parenté.

3° Un gley de tundra (Nassboden)

Un Nassboden est présent dans la partie inférieure du limon LM. Ce type de sol n'a pas de signification stratigraphique connue. On en trouve à plusieurs niveaux du loess weichselien en Moyenne Belgique et dans le Limbourg néerlandais (voir par exemple Haesaerts *et al.*, 1981 et Meijs *et al.*, 1983).

6.3. LE LIMON INFÉRIEUR (LI)

Sous l'unité loessique décrite ci-dessus, se trouve une couche de limon sableux. Le matériau peut être, suivant les endroits, homogène et soliflué, ou lité et ruisselé. Dans les poches de dissolution, le litage peut épouser le profil de la base de la couche, et de ce fait être mis en relation avec une activité karstique postérieure à la mise en place.

Dans l'ensemble, le limon inférieur a un aspect bariolé ; les parties peuvent être rouille, beige, gris clair..., noires aux endroits de précipitation du manganèse. La coloration pourrait avoir une relation avec une pédogenèse interstadienne et/ou interglaciaire. Toutefois, aucune structure pédologique en place n'y a été reconnue, et les sols de Kesselt

(Gullentops, 1954), de Warneton (Paepe, 1964) et de Rocourt (Gullentops, 1954) sont donc absents. En conséquence, la position chronostratigraphique de LI est incertaine, et les matériaux rubéfiés constituant la couche seraient remaniés à partir du sol interglaciaire dont une partie est conservée sur le plateau P.

6.4. LE LIMON ANCIEN

En plusieurs endroits, du loess colmate de profondes poches de dissolution. Le processus d'évolution de ces poches a été suffisamment lent pour permettre le développement épisodique de paléosols de types différents qui s'y trouvent bien conservés. L'un d'entre eux est particulièrement rubéfié (2,5YR4/8) ; il est conservé dans une poche de la gravière Gr. Une étude stratigraphique des paléosols est impossible en raison de l'absence de relation avec la morphologie régionale, mais il est clair que diverses générations de loess préweichselien sont conservées dans les poches.

6.5. STRATOTYPE LOESSIQUE DU WEICHSELIEN SUPÉRIEUR

Pendant près d'un siècle la coupe de la S.A. Sable et Gravier de Rocourt a fait office de *locus typicus* pour la stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur, mais la carrière est aujourd'hui remblayée. Les coupes les plus proches et les plus riches en horizons repères sont maintenant celles de la Briqueterie Nelissen à Kesselt (Haesaerts *et al.*, 1981), et de la Briqueterie Belvédère à Maastricht (Kolfshoten & Roebroeks, 1985). Toutefois, ni l'une ni l'autre ne contient la téphra d'Eltville qui est un repère stratigraphique de première importance.

La coupe de Lixhe est actuellement la seule en Moyenne Belgique qui exhibe à la fois tous les repères caractéristiques du loess du Weichselien supérieur (le sol actuel, l'Horizon à Langues et surtout la Téphra d'Eltville) ; elle est proposée comme stratotype de cette unité loessique.

7. SYNTHÈSE

Pendant le Maastrichtien (70 à 65 Ma), la mer était présente à Lixhe, et la craie s'y accumulait.

Pendant l'Oligocène (37-24,6 Ma), la mer a déposé plus de 65 mètres de sédiments sablo-caillouteux dans la région de Lixhe. Pendant cette phase marine, et plus tard dans des conditions continentales, la partie supérieure de la craie a subi la dissolution sous le sable, et la partie inférieure de ce dernier matériau s'est infiltrée entre les blocs de silex résiduels.

Une fois exondés, les dépôts marins ont subi l'érosion continentale. La plus grande part de la masse a été évacuée, et un sable caillouteux résiduel a été abandonné sur du sable tongrien inférieur resté en place. Pendant cette longue période d'érosion continentale, la Meuse a exercé une érosion directe sur les dépôts pré-quaternaires, et a abandonné deux lambeaux de terrasses.

La présence d'un sol interglaciaire dans la partie supérieure des sables du plateau P, atteste que cette surface est conservée au moins depuis l'Eem.

Après l'encaissement de la Meuse sous les niveaux de terrasses des poches de dissolution se sont développées sous les cailloutis tout en piégeant du loess dans lequel sont conservés des sols interglaciaires parfois fortement rubéfiés. Dans ses parties non effondrées, le plateau caillouteux a été un mauvais fixateur du loess.

Au cours du maximum glaciaire weichselien (18.000 BP), le plateau était pratiquement un désert sablo-caillouteux, mais dans les vallons et à l'endroit des poches de dissolution, des placages de limon éolien ancien subsistaient.

Juste après le maximum glaciaire weichselien, des apports loessiques se sont fixés sur le plateau P et les versants qui l'entourent. Les limons moyens du Weichselien supérieur ne sont bien conservés que sur le flanc occidental du vallon V1, où ils ont enregistré dans l'ordre, un Nassboden, la Téphra d'Elville (16.200 BP), et l'Horizon à Langues (15.000 à 14.000 BP). Le loess supérieur est conservé aussi bien sur le plateau P que sur ses pentes périphériques, sa retombée s'est probablement achevée vers 13.500 BP (Juvigné & Wintle, 1988). Le remaniement du loess supérieur par ruissellement a constitué le limon stratifié dans les vallons ; ce processus a pu se poursuivre pendant le Tardiglaciaire, après l'arrêt des apports loessiques.

Un sol brun forestier s'est alors développé pendant l'Holocène, et il a largement contribué à la fixation du limon, si l'on en juge par le faible colluvionnement enregistré dans le vallon V1.

REMERCIEMENTS

Messieurs Van Herle, Hanozin et Janssen de l'Entreprise CBR nous ont apporté une aide considérable pour l'aménagement des coupes à étudier. Le Professeur Pissart (Université de Liège) et J. Herman (Service Géologique de Belgique) ont eu l'amabilité d'effectuer une lecture critique de notre manuscrit. Le Service Géologique nous a autorisés à faire état des descriptions de sondages qui ont été effectués antérieurement. Les analyses géochimiques ont été réalisées par J. Wautier (Université de Louvain, Centre d'Analyses par Microsonde pour les Sciences de la Terre, microsonde : CAMEBAX). Nous adressons nos plus vifs remerciements à toutes ces personnes et institutions.

BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN, B., 1971 - Recherche sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm. *Acta Geographica Lovaniensia*, 9, 136 p.
- BLESS, M., BOUCKAERT, J., CAMELBEECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P.J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZYNSKI, F., SCHUMAKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 1989 - The Stavelot Massif from Cambrian to recent; a survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113: 1-21.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J., 1959 - Etude des sables et des galets. *C.D.U.*, 576 p.
- de BEAULIEU, J.L. & REILLE, M., 1984 - A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. *Boreas*, 13: 111-132.

- FISHER, R. & SCHMINCKE, H.U., 1984 - Pyroclastic rocks. Springer Verlag, 472 p.
- GULLENTOPS, F., 1954 - Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 18: 125-252.
- GULLENTOPS, F., 1981 - About the climate of the last glaciation in NW Europe. Preprint of Conference of 2th June 1981. In : Symposium on Quaternary Climatic Variations. *Université Catholique Louvain*.
- HAESAERTS, P., 1974 - Séquence paléoclimatique du Pléistocène supérieur du bassin de la Haine. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97: 105-137.
- HAESAERTS, P., JUVIGNE, E., KUYL, O., MUCHER, H. & ROEBROEKS, W., 1981 - Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981 en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la stratigraphie des loess du Pléistocène supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104: 223-240.
- JUVIGNE, E., 1990 - About some widespread late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1990/4: 215-232.
- JUVIGNE, E., MOORS, C. & THOREZ, J., 1992 - Contribution à la connaissance des minéraux du loess de Belgique par la géochimie et la diffraction X. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, sous presse.
- JUVIGNE, E., HORVATH, E. & GABRIS, G., 1991 - La Téphra de Bag : une retombée volcanique à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 41: 1-12.
- JUVIGNE, E., & SEIDENSCHWANN, G., 1989 - Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegeleigrube Zeller), eine Typlokalität früh-mittelpleistozäner Tephren. *Jber Wetterau. Ges. ges. Naturkunde*, 140/141: 143-172.
- JUVIGNE, E. & WINTLE, A.G., 1988 - A new chronostratigraphy of the late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. *Eiszeitalter U. Gegenwart*, 38: 94-105.
- KOLFSCHOTEN, T. & ROEBROEKS, W., 1985 - Maastricht-Belvédère : stratigraphy, palaeoenvironment and archeology of the Middle and Late Pleistocene deposits. *Med. Rijks Geol. Dienst*, 39/1: 1-121.
- LAUTRIDOU, J.P., 1968 - Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). *Bull. Centre Géomorphologie C.N.R.S.*, 2: 1-55.
- MACAR, P., 1938 - Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 61: 187-217.
- MEIJS, E., MUCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H., 1938 - Evidence of the presence of the Eltville Tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 59-78.
- PAEPE, R., 1964 - Les dépôts quaternaires de la plaine de la Lys. *Bull. Soc. belge Géol.*, 73: 1-39.
- PAEPE, R., 1966 - Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. *Bull. Soc. belge Géol.*, 76: 203-213.
- PISSART, A., 1975 - La Meuse en France et en Belgique, Formation du bassin hydrographique, les Terrasses et leurs enseignements. In : L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. P. Macar (Ed.), *Centenaire Soc. Géol. Belgique*, 105-131.
- RENARD, F., 1980 - Etude des terrasses de la Meuse liégeoise entre Cointe et Lixhe. Leurs raccords avec les terrasses en amont et en aval. *Mém. U.Lg.*, inédit, 202 p.
- ROHDENBURG, H., 1966 - Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Loessprofilen. *Mitt. der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 5: 137-170.

- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A., 1971 - Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Loesses im westlichen Mitteleuropa. *Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, **99**: 24-252.
- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H.A., 1983 - The Quarternary Eifel volcanic fields. In : Plateau Uplift, The Rheinisch Shield, A case study, Fuchs *et al.* (Eds), Springer Verlag, 144-151.
- STREEL, M. & BLESS, M. (Eds), 1988 - The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine. Selected papers on Upper Cretaceous deposits. *Natuurhistorisch Mus. Maastricht & Lab. Pal. U.Liège*, 116 p.
- VANDENBERGHE, J., 1983 - Some periglacial phenomena and their stratigraphical position in weichselian deposits. *Polarforschung*, **53**: 97-107.
- WILMART, E., 1984 - Modèle géochimique des sédiments paléozoïques du Sud de la Belgique. Méthodologie pour l'étude des sédiments péliques. Rapport final au F.R.F.C., Programme 112, U.Liège, 318 p.
- ZONNEVELD, J., 1957 - River terraces and Quaternary Chronology in the Netherlands. *Geol. & Mijnbouw*, **19**: 277-285.

Manuscrit reçu le 2 juillet 1991 et accepté pour publication le 27 août 1991.



LE SPECIALISTE

**EN SONDAGES - FONÇAGES DE PUIITS - CONGELATION DES
SOLS - CREUSEMENT TUNNELS - INJECTION D'ETANCHEMENT
ET CONSOLIDATION - MURS EMBOUES ET ANCRAGES.**

Place des Barricades 13 - B - 1000 BRUXELLES

Téléphone : 218 53 06 - Telex : FORAKY Bru. 24802