

LES FORMATIONS CENOZOIQUES DE LA CARRIERE C.B.R. DU ROMONT (EBEN/BASSENGE, BELGIQUE)¹

par

Etienne JUVIGNÉ²

(1 figure)

RESUME.- La carrière C.B.R. (Cimenteries et Briqueteries Réunies) de la colline du Romont est ouverte dans de la craie et du tuffeau (Crétacé), du sable marin (Oligocène), et des formations continentales (Quaternaire). Deux lambeaux de terrasses de la Meuse sont actuellement exposés (bases à 126 m et 109 m respectivement), et deux autres, qui ne sont encore connus que par sondages, existent sur le flanc nord de la colline (116 m et 91-93 m). Une couverture de limon d'origine éolienne correspondant en grande partie au Weichselien supérieur couvre toute la colline; elle contient tous les horizons stratigraphiques connus dans la région: sol actuel, loess poudreux à cailloutis résiduels, Horizon à Langues de Nagelbeek, et Téphra d'Eltville. Du loess plus ancien n'existe qu'en placages très restreints dans les vallons et les poches de dissolution. Un cailloutis résiduel existe en nappe continue sous le loess.

ABSTRACT.- The C.B.R. quarry of the Romont hill is excavated into chalk and sandy chalk (Cretaceous), marine sand (Oligocene), and continental formations (Quaternary). Two terraces of the river Meuse are displayed (bases respectively at 126 m and 109 m above sea level), and another two, which are only known by drilling cores, are present in the northern part of the hill (116 m and 91-93 m). An upper Weichselian loess cover is also present, which contains the most important stratigraphical horizons known in the area: present soil, loess including laminae of granules, Tongued Horizon, Eltville Tephra. Older loess are only present in gullies and solution pockets. A residual gravel layer occurs below the loess throughout the area.

I.- INTRODUCTION

La colline du Romont est située à Eben sur le territoire de la commune de Bassenge en rive gauche du Geer (fig. 1A). Dans la zone étudiée, la carte géologique indique l'existence de craie et tuffeau du Maastrichtien/Crétacé, surmontée par du sable du Tongrien/Oligocène, et diverses formations quaternaires.

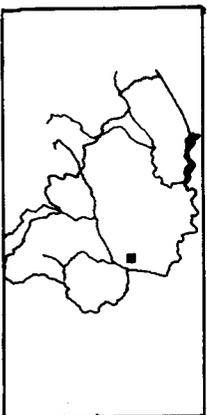
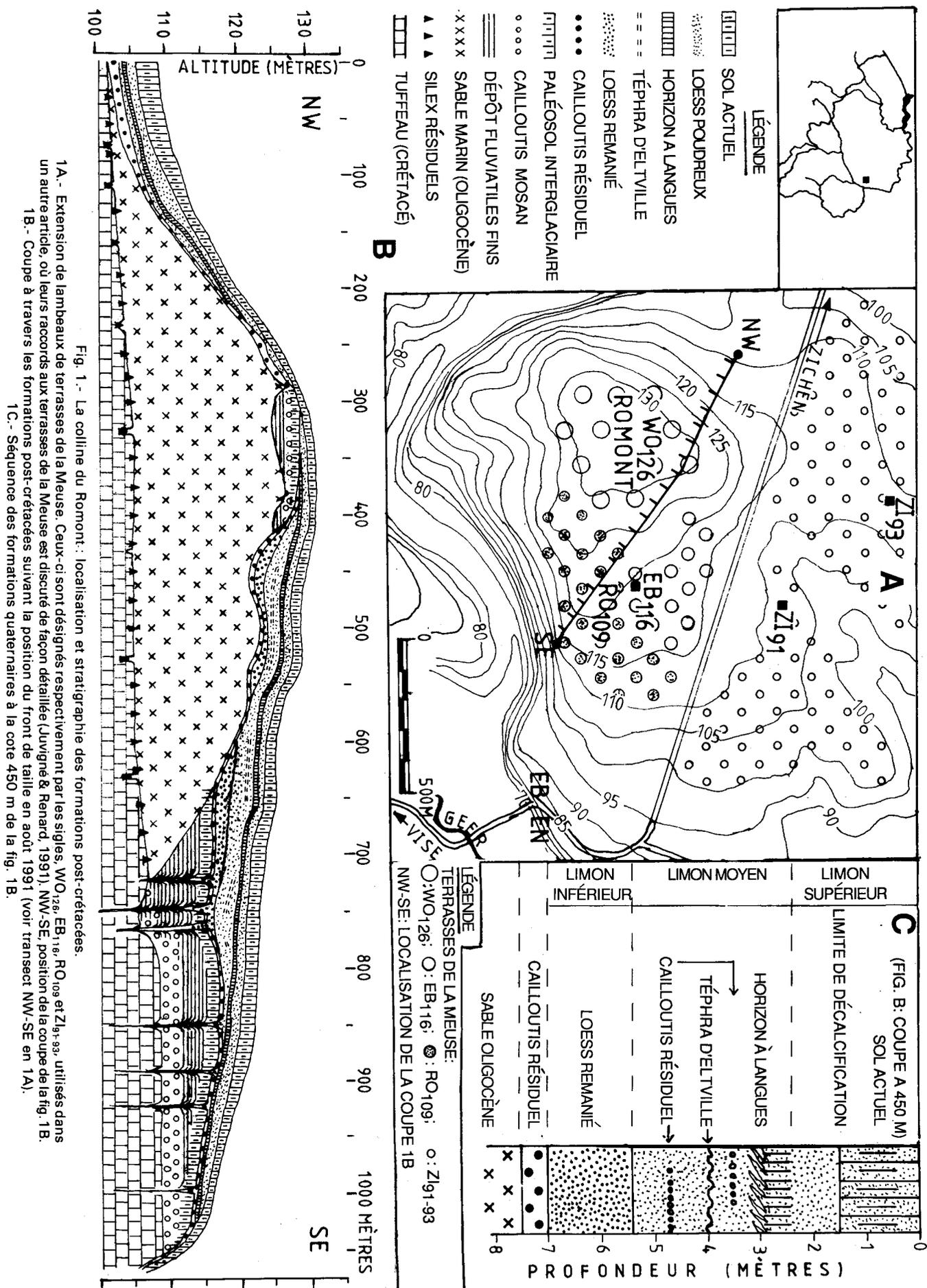
Les formations crétacées ont été décrites en détail par Gulinck & Herman (1971), mais les dépôts cénozoïques sus-jacents n'ont pas retenu la même attention. Comme la colline est en voie de disparition rapide, en raison de l'exploitation intensive par l'entreprise C.B.R. de son substratum crayeux, il nous a paru utile de laisser dans la littérature un document qui témoigne de l'intérêt des dépôts post-crétacés.

2.- DEPOT DE LA MER TONGRIENNE

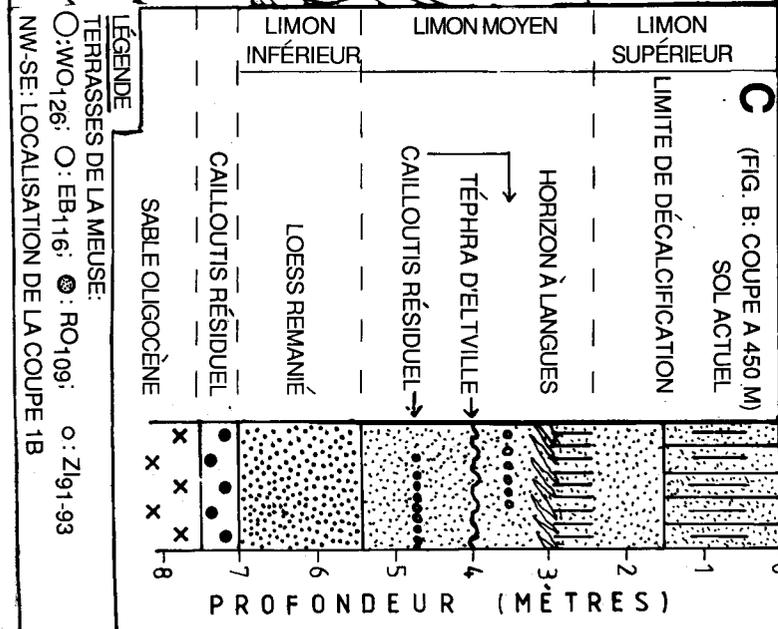
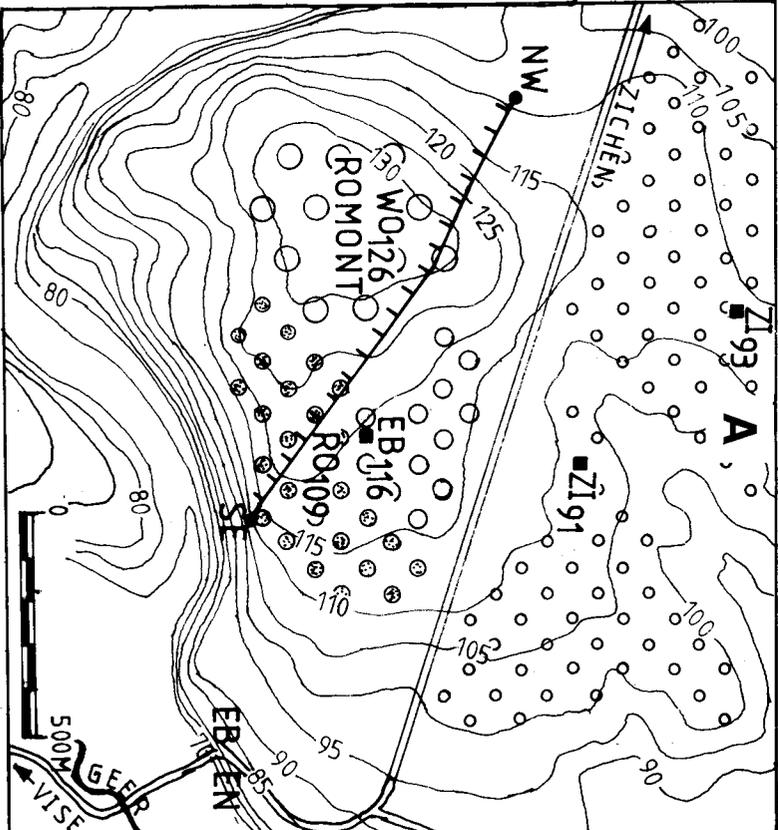
Du sable marin repose en discordance sur le Crétacé. Il est conservé sous forme d'un «chapeau de Napoléon» dont la hauteur maximum est de 22 m. Dans le plan de la coupe actuelle, le contact Oligocène/Crétacé passe de 105 m (SE) à 102 m (NW) sur une distance de 750 m; sa pente est donc d'environ 4‰. Dans l'ancienne carrière C.P.L. de Haccourt (4 km au SE du Romont), la discordance équivalente se situe vers 134 m d'altitude (Juvigné & Renard, 1991), et sa pente moyenne entre les deux localités est donc d'environ 7,5‰.

1. *Accepté en décembre 1991.*

2. *F.N.R.S., Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du Vingt-Août, 7, B-4000 Liège, Belgique.*



- LÉGENDE**
- ▨ SOL ACTUEL
 - ⋯ LOESS POUDREUX
 - ▤ HORIZON A LANGUES
 - == TÉPHRA DELVILLE
 - ⋯ LOESS REMANIÉ
 - CAILLOUTIS RÉSIDUEL
 - ▨▨▨▨ PALEOSOL INTERGLACIAIRE
 - CAILLOUTIS MOSAN
 - ==== DÉPÔT FLUVIATILES FINS
 - x·x·x SABLE MARIN (OLIGOCÈNE)
 - ▲▲▲ SILEX RÉSIDUELS
 - ▨▨▨ TUFFEAU (CRÉTACÉ)



Au contact entre le Crétacé et l'Oligocène en place, il existe une couche de silex botrichoïdaux enrobés dans une matrice sableuse. Elle résulte de la dissolution qui a eu lieu au sommet du Crétacé après la mise en place du sable oligocène; son épaisseur est en général inférieure à 30 cm. Dans le Crétacé en place, les lits de silex ont une épaisseur de 1 dm à 2 dm, et sont espacés l'un de l'autre de quelques décimètres. On peut ainsi estimer que la couche de sable à silex représente le résidu d'environ 1 m de craie originelle. Localement des poches de dissolution peu profondes contiennent du sable oligocène en plus forte épaisseur (jusqu'à 2 m). En conséquence de la dissolution qui a eu lieu au sommet de la craie, le contact actuel sable/craie est donc un peu plus bas que la surface de transgression originelle.

A la carrière C.P.L. de Haccourt, l'épaisseur de craie dissoute a été estimée à environ 12 m sur la base de l'épaisseur de la couche résiduelle de silex (Juvigné & Renard, 1991). La pente de la surface de transgression entre Haccourt et le Romont était donc probablement de l'ordre de 10‰.

Le sable marin en place est homogène, sans stratification ni litage interne. Il existe des zones de diverses couleurs (rouille, jaune, gris...) en relation avec la migration du fer dans les nappes phréatiques qui ont existé dans le sédiment. En général, le sable (85 % de la masse) est fin à très fin et bien classé avec mode à environ 150 µm; le reste consiste en silt et argile (ensemble 15%). Les minéraux denses de la fraction sableuse sont en grande majorité transparents; dans l'ordre de fréquence, on trouve la tourmaline, le zircon, le staurotide, le disthène, le rutile, l'andalousite et des traces de quelques autres minéraux. Les grains sont nettement roulés. Dans l'ensemble, le faciès de ce sable correspond à celui du Tongrien inférieur (voir: Ek & Ozer, 1976). L'altitude originelle minimum du sommet des dépôts marins oligocènes a été estimée à Lixhe à environ 210 m (Juvigné & Renard, 1991). Au Romont, au moins 80 m de cette formation ont donc été emportés par l'érosion continentale néogène et quaternaire, et plus particulièrement par la Meuse, dont des dépôts existent ici en discordance sur le sable et la craie (voir plus loin).

3.- LAMBEAUX DE TERRASSES DE LA MEUSE

Il faut tout d'abord souligner que la présence de graviers de la Meuse est connue depuis le début du siècle dans la colline de Romont. La carte géologique n°107 (Tongres-Herderen) y mentionne la présence de «q2m = cailloux fluviaux ardennais, des flancs moyens et supérieurs de la vallée de la Meuse (anciens cours du fleuve)».

Deux lambeaux de terrasses de la Meuse sont actuellement recoupés par le front de taille, et deux autres ont été repérés par sondages.

3.1.- LE LAMBEAU SUPERIEUR (WO₁₂₆)

Remarque: Les sigles utilisés pour désigner les lambeaux de terrasses sont empruntés à un autre article, dans lequel les raccords aux terrasses de la Meuse est discuté de façon détaillée (Juvigné & Renard, 1991).

Le lambeau WO₁₂₆ constitue l'extrême sommet de la colline du Romont. Il se présente sous forme de fonds de chenaux ravinant le sable marin tongrien. La dissymétrie de ces chenaux atteste qu'ils appartiennent à des méandres qui glissaient vers le secteur sud-ouest à nord-ouest. L'altitude de la base varie entre 125 m et 127 m. Le fond du chenal occidental est tapissé par une couche de limon argileux, et les 2 m surincombants consistent en une série de lentilles de sable à fine stratification interne; les lits de galets y représentent moins de 5% de la masse.

Dans la partie supérieure du dépôt fluviatile, la charge caillouteuse est nettement plus importante (environ 50% de la masse), mais la taille des galets ne dépasse qu'exceptionnellement celle du poing. Dans cette unité, les structures sédimentaires ont été fortement cryoturbées (galets dressés, sols triés, fentes de gel), ce qui rend inapplicables les mesures d'orientation de galets destinées à reconstituer le sens de l'écoulement. Un paléosol fortement rubéfié est aussi enregistré dans la partie supérieure du dépôt fluviatile. La composante caillouteuse de ce dépôt lui a donné une résistance à l'érosion supérieure à celle du sable tongrien environnant, et a déterminé la mise en inversion de relief de la terrasse.

Dans la classe de 4 à 6 cm de longueur, l'association de galets est la suivante en [%±1Σ] pour N=228: quartz (28,0 ± 2,9), quartzites (26,7 ± 2,9), diverses autres roches du Paléozoïque (32,8 ± 3,1), silex botrichoïdaux mal roulés (8,3 ± 1,8), silex très bien roulés d'origine marine (3,9 ± 1,2). Les silex représentent une part très importante (12%) du cailloutis. Au niveau de cette terrasse, la Meuse coulait dans la craie à silex depuis la sortie de l'agglomération liégeoise jusqu'à l'actuelle interfluve Meuse/Geer, où elle passait dans le sable oligocène.

3.2.- LE LAMBEAU INFERIEUR (RO₁₀₉)

Celui-ci constitue une nappe sub-horizontale 450 m de longueur. La surface de discordance se situe vers 109 m d'altitude; elle est parsemée de nombreuses poches de dissolution dont plusieurs atteignent une dizaine de mètres de profondeur. L'épaisseur totale du dépôt fluviatile entre les poches de dissolution est d'environ 8 m.

Dans la partie marginale du lambeau (fig. 1B: de 650 m à 725 m), le sédiment est finement lité, et en général très fin (sable fin, limon, argile); les galets ne représentent qu'environ 1 % de la masse.

Vers le SE, les lentilles acquièrent rapidement une épaisseur décimétrique. Les fractions argileuse et limoneuse se font plus rares, le sable devient grossier à très grossier, et les lentilles caillouteuses sont plus fréquentes (environ 25 % de la masse), notamment dans la partie inférieure. La taille des galets ne dépasse qu'exceptionnellement celle du poing. Dans la classe de 4 à 6 cm de longueur, l'association de galets est la suivante en $\% \pm 1\sigma$ pour $N = 253$: quartz ($13,8 \pm 2,1$), quartzites ($20,5 \pm 2,5$), diverses autres roches du Paléozoïque ($29,6 \pm 2,8$), silex botrichoïdaux mal roulés ($35,1 \pm 3$), silex très bien roulés d'origine marine ($0,7 \pm 0,5$). Les silex sont encore plus fréquents (36 %) que dans le lambeau supérieur, car à ce niveau, la Meuse coulait essentiellement dans le Crétacé depuis près de 10 km, y compris dans le secteur du Romont.

Le faciès sableux dominant, et la taille relativement petite des galets attestent la faible énergie du courant responsable de la sédimentation.

L'orientation des foreset-beds de courant et des galets a été mesurée en 12 endroits différents répartis sur toute la longueur du lambeau; dix des résultats montrent un écoulement dirigé dans un secteur compris entre le NW et le N-NE.

L'ensemble des observations rapportées ci-dessus atteste que le lambeau RO₁₀₉ est un dépôt mis en place dans un méandre qui glissait vers le N (fig. 1B: 1050 m à 750 m). Après le recoupement de ce méandre, un chenal abandonné d'environ 100 m de largeur - taille équivalente à celle du lit mineur actuel - a subsisté (fig. 1B: 650 m - 750 m), et des dépôts de crues l'ont colmaté lentement. Au niveau de la terrasse RO₁₀₉, la Meuse était donc probablement une rivière à méandres, et non à chenaux anastomosés.

Tout au long de la coupe, la partie supérieure du dépôt fluviatile est fortement cryoturbée (galets dressés, sols triés, fentes de gel). Un paléosol fortement rubéfié est aussi conservé dans cet horizon cryoturbé.

3.3.- LE FLANC NORD DU ROMONT

Sur le flanc nord du Romont, trois sondages ont été décrits par Gulinck & Herman (1971). Ils ont traversé des cailloutis mosans épais de 5 m à 10 m, dont les bases se trouvent respectivement à 116 m (EB₁₁₆), 91 m (Zl₉₁) et 93 m (Zl₉₃).

1°.- EB₁₁₆ ne peut correspondre à WO₁₂₆, s'il n'est effondré dans une poche de dissolution, ce

qui est peu probable en raison de son association à un replat bien individualisé.

Les lambeaux EB₁₁₆ et RO₁₀₉ sont confondus dans un même replat, et aucun indice morphologique ne permet de distinguer les 2 terrasses. La différence de hauteur (7 m) qui sépare leurs bases respectives ne se reproduit peut-être pas au sommet des cailloutis, et la couverture de loess doit estomper le reste de la dénivellation. Il se pourrait aussi que EB₁₁₆ soit un haut fond de la terrasse RO₁₀₉. L'avancement rapide du front de taille permettra bientôt de lever cette incertitude; en attendant nous considérons EB₁₁₆ comme un niveau distinct des autres.

2°.- Zl₉₁ et Zl₉₃ sont parfaitement corrélables entre eux, mais tous deux nettement plus bas que RO₁₀₉. Ils font partie d'une terrasse plus basse.

Dans l'ensemble, la colline du Romont contient donc des lambeaux de 4 terrasses différentes de la Meuse.

3.4.- RACCORDS AVEC LES TERRASSES DE LA MEUSE CONNUES ENTRE LIEGE ET MAASTRICHT

1°.- Le lambeau WO₁₂₆ constitue la trace la plus ancienne du passage de la Meuse à l'W du Geer. Il correspond au lambeau de la gravière ouverte sur l'interfluve Geer/Meuse entre Wonck et la carrière C.B.R. de Lixhe, où la base se situe vers 128 m d'altitude. Pour Felder *et al.* (1989), ce lambeau appartient à la T. de Valkenburg mais pour Juvigné & Renard (1991), elle est légèrement inférieure à cette dernière, et elle est appelée Terrasse de Wonck.

2°.- Le lambeau EB₁₁₆ a été raccordé par Juvigné & Renard (1991) à celui de St Geertruid décrit par Zonneveld (1957). Ces deux lambeaux appartiennent à une terrasse appelée T. d'Eben qui pourrait représenter le plus ancien dépôt fluviatile d'un Plateau de Campine antérieur à l'actuel (Juvigné & Renard, 1991).

3°.- Le lambeau RO₁₀₉ fait partie de la Terrasse de Hermée, à laquelle se raccorde également le lambeau de Lanaye conservé sur l'interfluve Meuse/Geer vers 110 m d'altitude (Juvigné & Renard, 1991).

4°.- Les bases Zl₉₁ et Zl₉₃ font partie d'un vaste cailloutis dont la base se situe vers 98 m entre le Geer, Heukelom et Vroenhoven (Felder *et al.*, 1989; Méandre de Heukelom d'après Juvigné & Renard, 1991); elles sont donc quelques mètres plus bas que l'altitude générale de la base du lambeau auquel elles se rapportent, et devraient dès lors correspondre à des poches de dissolution. Le Méandre de Heukelom appartient à la T. de St Pietersberg de Felder *et al.*, 1989), qui plus à

l'amont se prolonge par celle de Lorette/Visé (Juvigné & Renard, 1991).

Du point de vue pétrographique, on peut intégrer les résultats des comptages de galets dans le modèle de Juvigné & Renard (1991), après avoir recalculé les parts de chaque type des galets en fixant arbitrairement celles des silex entre 1 % et 2 %. Ceci donne les parts suivantes de quartz en [% \pm 1 Σ]: 1) pour WO₁₂₆: 31,6 \pm 3,2; 2) pour RO₁₀₉: 21,3 \pm 3,1. En conséquence, la valeur obtenue pour la T. de Wonck s'intègre normalement dans la série des Hautes Terrasses, à laquelle elle appartient altimétriquement, et où les parts de quartz diminuent progressivement du haut vers le bas de 50 % à 20 % (Juvigné & Renard, 1991). Quant à la part de quartz obtenue dans le lambeau RO₁₀₉, elle est typique de celle des Basses Terrasses (environ 20%), dont la T. de Lorette/St Pietersberg est le niveau le plus élevé (Juvigné & Renard, 1991).

4.- UN CAILLOUTIS RESIDUEL

L'ensemble du complexe sédimentaire décrit ci-dessus (le sable tongrien et les deux lambeaux de terrasses) est tapissé par un cailloutis résiduel abandonné par les agents de transport en masse. Cette couche peut atteindre 40cm d'épaisseur. Au-dessus de 118m, elle est issue uniquement du lambeau de terrasse supérieur (WO₁₂₆) qui s'étendait sur tout le sommet de la colline (fig. 1A). Plus bas, du cailloutis de RO₁₀₉ s'y ajoute sur le lambeau lui-même et sur ses versants périphériques.

5.- LE LIMON D'ORIGINE EOLIENNE

En discordance sur le cailloutis résiduel précité, il existe une couverture continue de limon d'origine éolienne. Elle est la plus mince sur le sommet de la colline (1 m), et la plus épaisse dans les poches de dissolution, les têtes de vallons, et les concavités constituées par les lambeaux de terrasses et leurs paléoversants.

Une étude stratigraphique a été réalisée (fig. 1B-C). Elle a conduit à mettre en évidence la présence d'une séquence identique à celle de la carrière C.B.R. de Lixhe décrite par Juvigné & Renard (1991). Nous renvoyons à ce dernier article, ceux qui souhaiteraient des informations détaillées sur la description et la signification stratigraphique des unités décrites au Romont, pour lesquelles nous ne donnerons ci-dessous que des renseignements simplifiés.

5.1.- LE LIMON SUPERIEUR (LS)

Il s'agit d'un loess homogène dans la partie supérieure duquel s'est développé pendant l'Holocène, un sol brun lessivé. Ce sol 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 haurâtre (10YR5/6). Ce contact est une limite de décarbonatation du sol. La profondeur de cette limite est comprise entre 1 m (sur le sommet de la colline) et 3 m (dans les vallons). Le loess LS n'apparaît dans son faciès originel que là où il est assez épais pour que sa partie inférieure ait échappé à la pédogenèse holocène.

5.2.- LE LIMON MOYEN (LM)

C'est un loess pulvérulent brun jaunâtre 10YR5/6, dans lequel un paléosol, une téphra et des lamines de cailloutis résiduels sont enregistrés.

1°.- L'Horizon à Langues de Nagelbeek (Haesaerts *et al.*, 1981).- Il s'agit d'un paléosol qui constitue le repère morpho-stratigraphique le plus apparent et le plus constant dans le loess weichselien supérieur depuis la Normandie (Lautridou, 1968) jusqu'en Basse Saxe (Rohdenburg, 1966). Il est enregistré dans la partie supérieure du loess moyen. En ce qui concerne sa position chronostratigraphique, les auteurs sont partagés entre environ 22.000BP (âge ¹⁴C d'après Gullentops, 1981), et environ 15.000BP (âge TL d'après Juvigné & Wintle, 1988).

2°.- La Téphra d'Elville (Juvigné & Semmel, 1981).- C'est la trace d'une retombée volcanique largement dispersée en Europe moyenne par un volcan de l'Eifel orientale (Meijs *et al.*, 1983). Elle se présente sous la forme d'une lamine gris foncé d'environ 5mm d'épaisseur, largement conservée sur le flanc sud-est de la zone sommitale. La lamine ainsi que le loess hôte sont légèrement cryoturbés. Cette téphra n'a pas été observée sur le flanc nord-ouest. La position chronostratigraphique de la téphra dépend étroitement de celle de l'Horizon à Langues: 1) d'après le modèle de Gullentops (1981), elle aurait entre 22.000BP et 30.000BP; 2) d'après celui de Juvigné & Wintle (1988) l'âge serait d'environ 16.200BP.

3°.- Cailloutis résiduels.- De très fines lentilles de petits galets roulés (granules) sont présentes à différents niveaux du loess moyen LM, tant en-dessous, qu'au-dessus de la Téphra d'Elville. Ce sont des cailloutis résiduels dont les éléments sont issus du lambeau de terrasse supérieure. A notre sens, ils n'ont pas de signification stratigraphique précise, et ne méritent donc pas le nom de «desert pavement» (Paepe & Vanhoorne, 1976).

5.3.- LE LIMON INFÉRIEUR (LI)

Dans les têtes de vallons et les poches de dissolution, on trouve une couche de limon d'aspect bariolé (rouille, beige, gris clair..., avec des ponctuations noires de manganèse). Ce limon est souvent sableux vers sa base, et peut être, suivant les endroits, homogène et soliflué, ou lité et ruisselé. Dans les poches de dissolution (fig. 1B : entre 650 m et 1000 m), 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. Nous n'avons reconnu dans ce limon aucune structure pédologique permettant d'identifier le Sol de Kesselt (Gullentops, 1954), un des paléosols weichseliens plus anciens (voir : Paepe & Vanhoorne, 1976), ou le Sol de Rocourt (Gullentops, 1954).

5.4.- COMPARAISON AVEC LA COUPE DE LA CARRIÈRE C.B.R. A LIXHE (Juvigné & Renard, 1991)

La comparaison des observations faites au Romont et à Lixhe permet de mettre en évidence plusieurs traits communs.

La couverture loessique date en grande partie du Weichselien supérieur. Dans des fonds vallons et de concavités, quelques placages de limon (loess remanié) du Weichselien moyen et/ou inférieur sont conservés. Du loess préweichselien avec paléosol interglaciaire n'a été observé que dans les poches de dissolution les plus profondes à Lixhe.

L'Horizon à Langues est un paléosol humifère, cryoturbé à sa base. Il est conservé de façon continue tant à Lixhe qu'au Romont. Il semble avoir été protégé de l'érosion par une accumulation rapide de loess postérieurement à sa formation, car aucune trace de ravinement n'y a été observée.

La Téphra d'Eltville se présente sous forme de lamines gris foncé de plusieurs mètres de longueur, très légèrement cryoturbées. Elle est conservée en place dans une unité de loess poudreux, qui s'est accumulée assez rapidement pour protéger la téphra du ruissellement et la placer à l'abri de la pédogenèse et de la cryoturbation de l'Horizon à Langues. Dans les deux secteurs, ses gîtes sont des concavités, mais leurs orientations sont différentes, vers le NE à Lixhe, et vers le SE au Romont. Ces gîtes ont donc en commun d'être tournés vers l'E.

Le limon weichselien repose sur un cailloutis résiduel issu du remaniement continental du Tongrien supérieur (Lixhe), et de lambeaux de terrasses mosanes (Lixhe et Romont). Aucune position stratigraphique précise ne peut être donnée à ce cailloutis au sein du Pléistocène moyen ou supérieur, mais son ultime phase d'activité possible remonte au Weichselien inférieur à moyen suivant les endroits.

6.- LA KARSTIFICATION

Les variations de la fréquence et de la profondeur des poches au sommet du Crétacé, montrent que le processus de dissolution a été beaucoup plus efficace sous le cailloutis fluvial RO₁₀₉, que sous le sable marin oligocène. Ceci peut s'expliquer par une plus grande diffusion de l'eau dans le sable, et inversement par une circulation par conduits plus concentrés dans les lentilles les plus grossières des alluvions fluviales. Une différence identique existe dans la carrière de Lixhe (Juvigné & Renard, 1991).

Si la karstification a été très active après la mise en place du lambeau RO₁₀₉, elle a été relativement faible après la période de mise en place du loess du Weichselien supérieur, car nous n'avons observé qu'une légère déformation d'origine karstique de la Téphra d'Eltville (fig. 1B, vers 750 m), et aucune de l'Horizon à Langues. Il apparaît donc que le limon constitue une couverture restreignant l'infiltration, au bénéfice du ruissellement superficiel. Pendant les périodes périglaciaires, l'existence d'un pergélisol dans la région a dû aussi ralentir, voire bloquer, l'infiltration de l'eau, et donc la karstification souterraine.

Au bilan, le développement des poches de dissolution est lié prioritairement aux périodes sans pergélisol après évacuation par ruissellement de toute couverture loessique antérieure. Ce type de karstification se développe aussi plus efficacement sous les cailloutis fluviaux que sous le sable marin.

7.- SYNTHÈSE

L'évolution de la colline du Romont peut être résumée comme suit.

Pendant l'Oligocène (37-24,6 Ma), la mer a déposé du sable sur plus de 100 mètres d'épaisseur. Pendant cette phase marine, et plus tard dans des conditions continentales, la partie supérieure de la craie a subi la dissolution sous le sable, donnant naissance à un cailloutis de blocs de silex résiduels pénétré par du sable tongrien surincombant.

Après le retrait de la mer tongrienne, les dépôts marins ont subi l'érosion continentale pendant environ 25 Ma. Au cours du Quaternaire, la Meuse a exercé une action érosive directe sur les dépôts crétacés et oligocènes, et elle a abandonné 4 lambeaux de terrasses dans le secteur de la colline du Romont. Ceux-ci ont joué pour le sable oligocène et/ou la craie sous-jacente, un rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion superficielle, mais ont favorisé la karstification du sommet de la craie.

A l'aube du Weichselien supérieur, le plateau était pratiquement un désert sablo-caillouteux. Ce n'est que dans les vallons et à l'endroit des poches de dissolution que des placages de limon éolien plus ancien subsistaient. Au cours du Weichselien supérieur, des apports loessiques se sont fixés sur la colline; ils ont enregistré dans l'ordre la Téphra d'Eltville, l'Horizon à Langues et plusieurs cailloutis résiduels.

Un sol brun forestier s'est alors développé pendant l'Holocène.

REMERCIEMENTS

Messieurs Van Herle, Hanozin, Skivée et Maltus de l'Entreprise C.B.R. nous ont apporté une assistance sans réserve pendant les travaux de terrain. Le Professeur Pissart a discuté les problèmes avec nous sur le terrain, et a réalisé une lecture critique de notre manuscrit. Le Service géologique nous a autorisé à faire état de descriptions de sondages qui ont été effectués antérieurement. Nous adressons nos plus vifs remerciements à toutes ces Personnes et Institutions.

BIBLIOGRAPHIE

- EK, C. & OZER, A., 1976.- Les dernières transgressions marines. *In*: La géomorphologie de la Belgique, Hommage au Professeur P. Macar. Laboratoire de Géologie et de Géographie physique de l'Université de Liège: 9-16.
- FELDER, W.M., BOSCH, P.W. & BISSCHOPS, J.H., 1989.- Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Afzettingen van de Maas. *Rijks Geol. Dienst*, Haarlem, Nederland.
- GULLENTOPS, F., 1954.- Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. de 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 de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- GULINCK, & HERMAN, 1971.- Planche Tongeren-Herderen, rapports de sondages n° 255, 256, 260, 261 et 264. Inédit, conservés au Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13, Bruxelles.
- HAESAERTS, P., JUVIGNÉ, 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.
- JUVIGNÉ, E. & RENARD, F., 1991.- Les formations post-crétacées de la carrière CBR à Lixhe/Visé (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 100: sous presse.
- JUVIGNÉ, E. & SEMMEL, A., 1981.- Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 31: 83-90.
- JUVIGNÉ, 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.
- LAUTRIDOU, J.P., 1968.- Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). *Bull. Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 2: 1-55.
- MEIJS, E., MUCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H., 1983.- Evidence of the presence of the Eltville Tuff layer in Dutch and Belgian Limburg and the consequences for the loess stratigraphy. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 59-78.
- PAEPE, R. & VANHOORNE, R., 1967.- The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. Service géol. Belgique, *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belg.*, 8: 1-96.
- ROHDENBURG, H., 1966.- Eiskeilhorizonte in südnieder-sächsischen und nordhessischen Loessprofilen. *Mitt. der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 5: 137-170.
- ZONNEVELD, J., 1957.- River terraces and Quaternary Chronology in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 19: 277-285.