

DÉPÔTS FLUVIATILES, ÉOLIENS ET PALÉOSOLS SUR LA TERRASSE DE HERMÉE (*)

par A. PISSART (**), R. PAEPE (***) et P. BOURGUIGNON (****)

(1 photo et 6 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

Les dépôts graveleux de la terrasse de Hermée (terrasse moyenne de la Meuse, 7 Km au NNE de Liège) ont été déposés par une rivière à chenaux anastomosés sous un climat périglaciaire. Un chenal mosan incise le cailloutis et paraît témoigner d'un réchauffement climatique ayant donné naissance à un écoulement plus concentré, en chenaux permanents.

Des limons fluviatiles, sans doute mis en place à la suite de cette modification hydrologique, surmontent le cailloutis. Ils ont été distingués des limons éoliens supérieurs par des analyses granulométriques et l'étude des minéraux denses. Au sein de ces loess, deux sols fossiles sont évidents : *le sol de Rocourt* (interglaciaire Riss-Wurm) et *le sol de Kesselt* (interstade de Stillfried B).

Bien qu'aucune trace de l'interglaciaire Mindel-Riss n'ait été observée dans les profils étudiés, les auteurs présument que les dépôts fluviatiles sont d'âge Mindel.

LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA GRAVIÈRE DES HAUTS SARTS

La gravière des Hauts Sarts est située à 7 Km au NNE de la ville de Liège, sur la commune de Vivegnis. Localisée plus précisément à 1 Km au NW du Fort de Pontisse, elle fait partie des terrains sur lesquels s'agrandira sous peu le terrain industriel des Hauts Sarts (fig. 1).

Le replat ondulé où est localisée cette gravière s'étend entre 125 et 150 m d'altitude sur près de 4 Km de largeur. Il comprend une partie du territoire des communes de Herstal, Milmort, Hermée, Oupeye et Vivegnis. Il s'agit en fait de la terrasse que P. MACAR a dénommée en 1938, *terrasse de Hermée*, et dont il avait souligné alors l'importance du recouvrement limoneux. Cette observation a été confirmée par M. GULINCK et J. M. GRAULICH (1957) à la suite des travaux préparatoires à l'établissement de l'autoroute Bruxelles-Aachen, puis tout récemment par L. CALEMBERT (1968) qui a procédé à l'étude géologique du terrain industriel des Hauts Sarts. Cette dernière étude, toute proche de la gravière que nous avons examinée, montre entre autres que la base du cailloutis est généralement proche de 117 m mais varie entre 114 et 118 m, que l'épaisseur du cailloutis atteint locale-

(*) Communication présentée durant la séance du 1^{er} juillet 1969. Manuscrit déposé le 29 septembre 1969.

(**) Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique, 7, place du Vingt-Août, Liège.

(***) Service géologique de Belgique, 13, rue Jenner, Bruxelles 4.

(****) Université de Liège, Laboratoire de Minéralogie, 9, place du Vingt-Août, Liège.

ment 14 m et que les formations limoneuses surincombantes peuvent avoir 17 m de puissance.

La *terrasse de Hermée* que ces limons recouvrent appartient d'après P. MACAR (1938) au même niveau que la *terrasse de Campine* et serait donc un lambeau de la *terrasse St Pietersberg* de J. I. S. ZONNEVELD (1957). D'après cet auteur, l'âge de cette terrasse est mal connu, mais elle daterait probablement du début du Mindel.

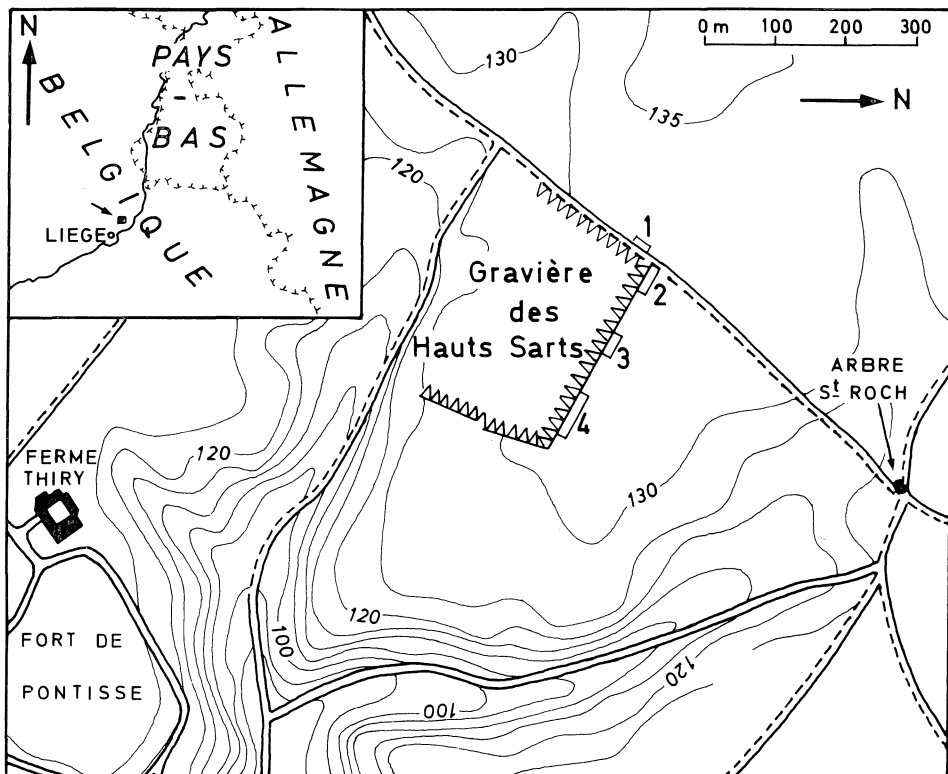


Fig. 1. — Localisation de la gravière des Hauts Sarts.
Les chiffres 1 à 4 indiquent l'emplacement des sections 1 à 4 (fig. 2 à 5) décrites dans ce travail.

Au moment de notre étude, la gravière présentait une coupe principale longue de près de 300 m, orientée ESE-WNW, et s'appuyant à son extrémité W sur le chemin Oupeye-Vottem, 460 m au SW du carrefour Arbre St Roch (v. fig. 1). Nous ne reproduirons ici que les parties les plus intéressantes des profils examinés. La figure 1 permet de localiser chacune des sections dont nous allons parler et qui sont dessinées sur les figures 2, 3, 4 et 5. Nous les décrirons de haut en bas.

1. Terre arable (Ap) brun gris foncé présentant une discordance à la base parfois marquée par des éléments de silex roulés (sections 2 et 3).
2. Terre à briques ; horizon B textural (7,5 YR 4/4) (*) devenant plus sableux et plus pâle vers la base.

(*) Munsell Soil Color Charts, Baltimore, Maryland, U.S.A.

3. Limon jaune brun (2.5 Y 6/4) finement stratifié alternant avec des minces bandes plus sableuses.
4. Horizon limoneux sombre (10 YR 5/4) assez homogène, présentant des digitations irrégulières vers le haut et surtout vers le bas ; cet horizon comprend des inclusions irrégulières plus sableuses ; le contact avec les formations 3 et 5 est souvent diffus ; cette couche est localement percée par une grande fente de gel (section 2).
5. a) Limon brun olive (2.5 Y 5/6) doux, souvent à aspect homogène, présentant parfois des structures de fentes et une stratification très diffuse (section 2 et 3). Des veines rougeâtres existent à la partie supérieure.
- b) Uniquement section 4. Lentille de limon doux homogène (10 YR 5/8) à la partie supérieure, finement stratifié en dessous et comprenant à la partie inférieure de nombreux nodules Fe-Mn et des cailloux roulés. Les contacts avec les formations inférieures, nettement ravinées, sont assez colorés (10 YR 5/6).
6. Limon grisâtre (section 3) avec bandes plus jaunes, perturbé par des fissures toutes inclinées dans la même direction ; la partie supérieure légèrement plus foncée et l'imitée par un ailloutis subhorizontal contient souvent des poupées de loess ; parfois ce cailloutis remplit les fissures. En d'autres endroits, la zone foncée peut être plus nette et quelques cailloux marquent alors la base d'un limon gris-jaune (section 1) ; mais le plus souvent, la présence de cette couche est seulement marquée par quelques lambeaux irréguliers de limon jaune (section 2).
7. Limon argileux brun vif (7.5 YR 5/6) caractérisant un horizon B textural bien structuré contenant des structures gris clair et ocre irrégulières, allongées et inclinées dans une même direction. La limite supérieure est très perturbée soit par des fissures soit par des involutions ; des îlots de cet horizon peuvent être retrouvés à la partie inférieure de la couche sus-jacente. Cette limite se distingue en outre par la présence de nombreuses concrétions de Fe/Mn (section 2).
8. Limon sableux brun à stratification ondulée passant latéralement et vers le bas à des sables jaunes fins contenant des zones plus limoneuses et plus graveleuses. Parfois, quelques fissures isolées pénètrent au sommet des zones sableuses (section 1). La limite supérieure de cette couche est diffuse ; elle passe graduellement à la couche 7.
9. Cailloutis continu tronquant et colmatant des fortes irrégularités (fentes, ravinelements) ; ce cailloutis est discordant sur les couches sous-jacentes (voir surtout section 1).
10. (Section 4 uniquement). Masse de limon argileux se terminant en biseau vers l'Ouest et s'épaississant vers l'Est jusqu'à atteindre près de 6 m de puissance. Ce matériel limoneux comprend des lentilles discontinues de cailloux surtout à la partie supérieure (10 a), une zone finement litée (10 b) dans la partie médiane et un ensemble plus homogène (10 c) en dessous. Au sein de cette partie plus homogène existent cependant encore quelques lits discontinus plus sableux et plus argileux. Ce litage s'affirme dans le mètre inférieur où ont été trouvées des coquilles d'escargots. Dans la paroi E de la gravière dégagée dans les mêmes

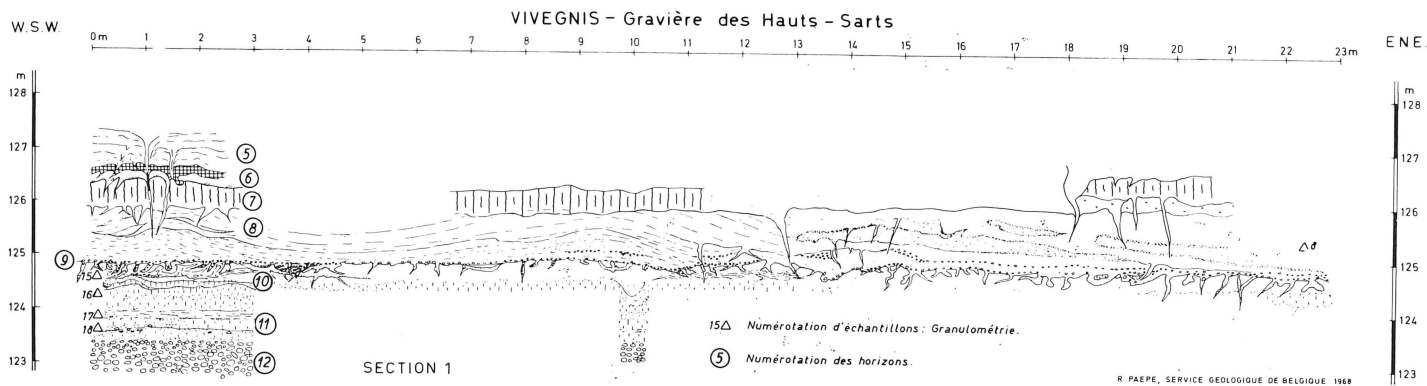


Fig. 2. — Section 1. La localisation de la coupe est donnée sur la figure 1.

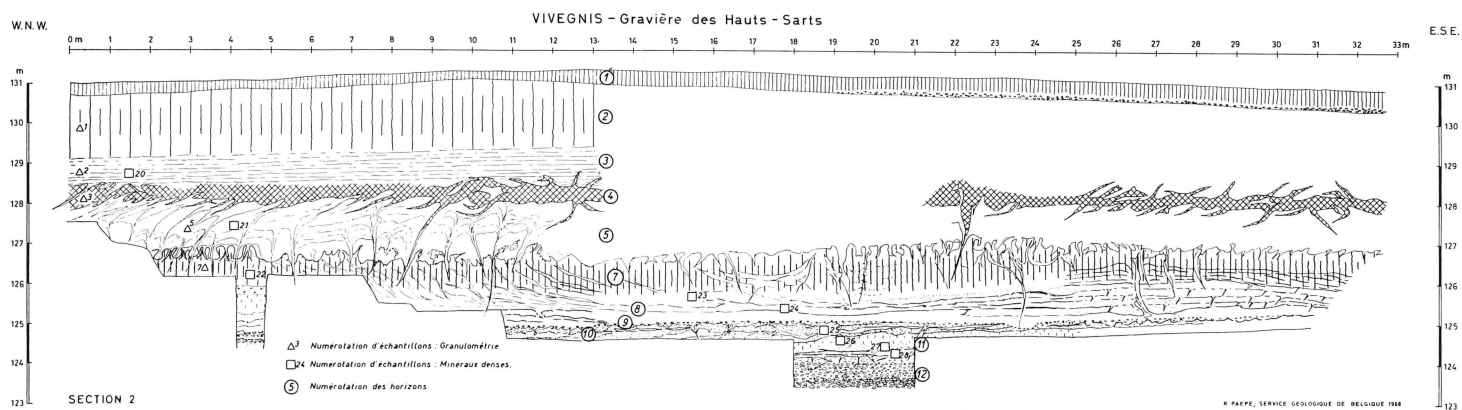


Fig. 3. — Section 2. La localisation de la coupe est donnée sur la figure 2.

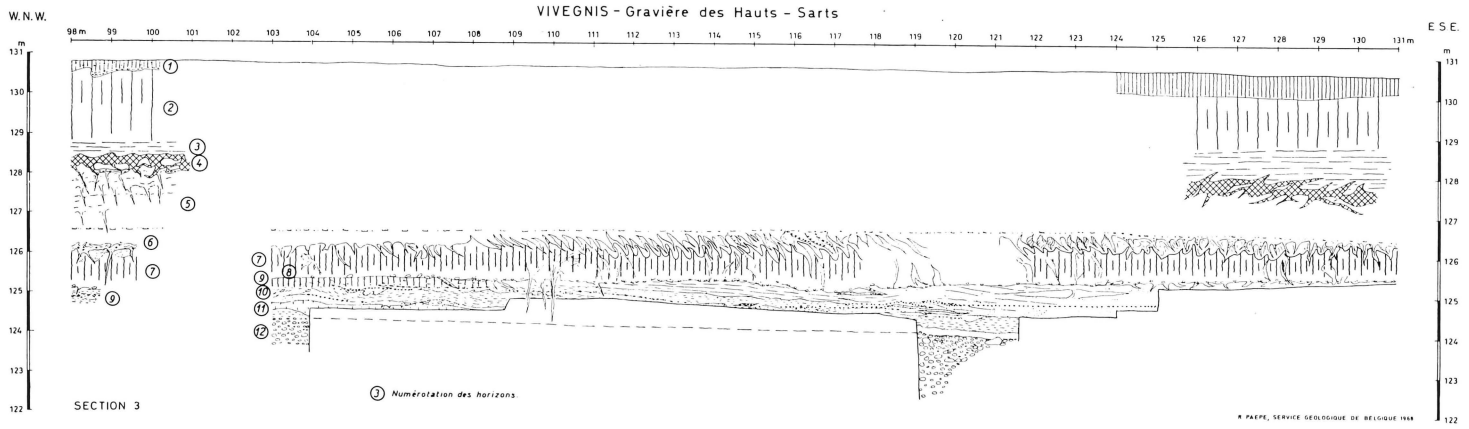


Fig. 4. — Section 3. La localisation de la coupe est donnée sur la figure 1.

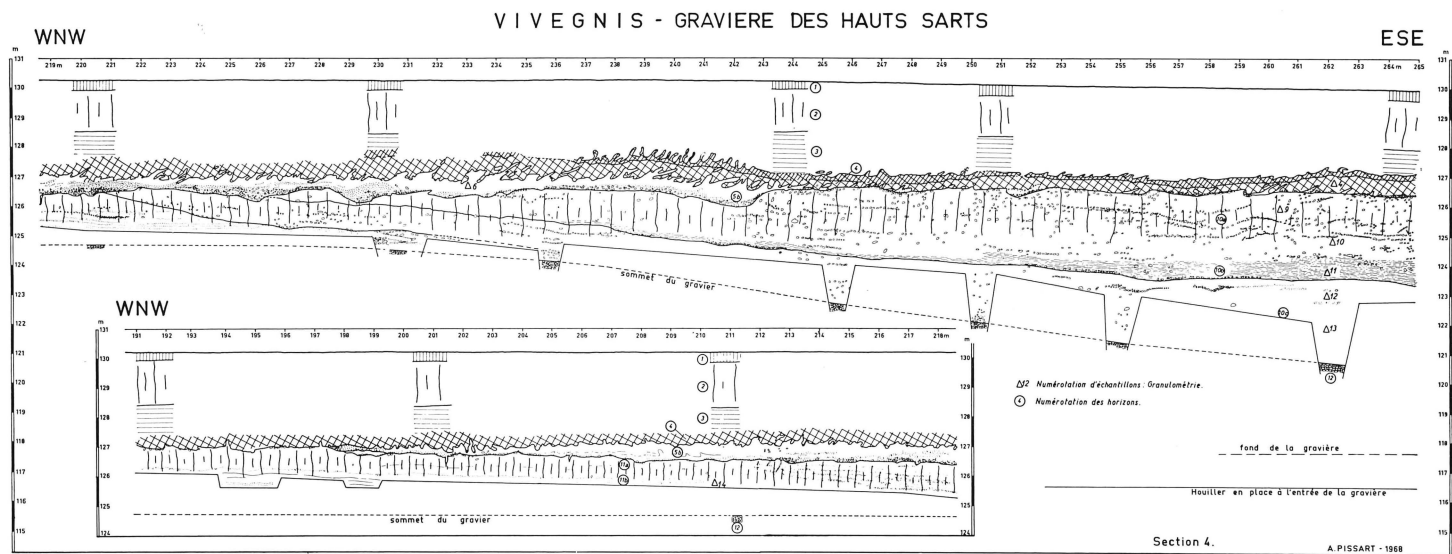


Fig. 5. — Section 4. La localisation de la coupe est donnée sur la figure 1.

formations, des coquilles beaucoup plus grandes (5 à 6 cm de diamètre) et en place (les 2 valves sont parfois toujours l'une au-dessus de l'autre) ont été observées. Le litage est tout à fait apparent dans les 20 cm qui recouvrent le cailloutis et est constitué par de fines couches de limon et de sable.

La partie supérieure de cette formation présente une coloration rougeâtre (7,5 YR 5/8) qui diminue avec la profondeur (10 YR 5/6 pour 10 b et 10 YR 6/5 pour 10 c).

Des profils géoélectriques ont montré que cette masse de limon argileux comble un chenal dont la coupe (section 4) ne dévoile que la partie N.W. Ce chenal large de 110 m environ se poursuit avec une direction strictement N-S. Il a en effet été décelé avec une largeur identique, au moyen d'un résistivimètre 40 et 150 m au N de la gravière.

11. a) Alternance rapide de fines bandes irrégulières de sable fin jaune et de limon jaune brun, épousant à la partie supérieure les déformations de la couche 9 (section 1).

Cet ensemble passe latéralement à l'Est (section 3) à des limons argileux bruns avec lentilles sablo-graveleuses irrégulières. Dans la section 4, les couches sableuses inclinent légèrement en direction du chenal.

Elles présentent une coloration différente selon la granulométrie mais variant entre 5 YR 5/7 et 10 YR 6/5.

- b) Série assez continue de limons bruns, parfois légèrement sableux, de sables fins limoneux, bruns, de sables grossiers grisâtres et quelques lits de graviers discontinus ; structures fluviales nettes ; dans l'ensemble l'allure des couches est irrégulière ; vers l'Est ces dépôts deviennent plus argileux et progressivement plus homogènes.

12. Gravier très grossier, fluvial avec parfois à la partie supérieure des lentilles de limon homogène. Ce gravier est stratifié en lentilles très plates et peu épaisses de quelques dm au maximum. Au sein de ces lentilles, l'orientation des cailloux montre une direction d'écoulement très variable indiquant des fluctuations atteignant 180°.

De très gros blocs de natures diverses (quartzite revinien, poudingue...) atteignant 1 m de longueur sont dispersés dans la masse du cailloutis.

En résumé, la coupe montre essentiellement la superposition de dépôts éoliens (n° 1 à 6) sur des formations dont l'origine est parfois douteuse et parfois incontestablement fluviale (n° 10 c et 11). Des études de la granulométrie et des minéraux denses ont été entreprises pour préciser les caractères de ces formations et en rechercher la genèse.

ÉTUDES SÉDIMENTOLOGIQUES

- a) *Granulométrie.*

La granulométrie de 19 échantillons a été étudiée. Les résultats principaux de ces analyses sont rassemblés sur le tableau 1. La localisation exacte du prélèvement de chaque échantillon est indiquée sur les coupes descriptives déjà présentées (section 1, 2 et 4). Les numéros indiqués sur ces figures sont ceux que portent les échantillons sur le tableau n° 1.

Cette étude granulométrique a pour premier objectif de distinguer les limons

TABLEAU 1

Analyses granulométriques des formations supérieures de la gravière des Hauts Sarts

Échantillon N°	Description. Horizon N°	Localisation sur figures Section N°	DESCRIPTION SOMMAIRE	Mode EN μ	INDICES D'HÉTÉROMÉTRIE		FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES		
					Qd phi Krumlein	Hé Cailleux	0-10 μ	10-50 μ	+ 50 μ
1	2	2	terre à briques	28	1,25	0,8	30	54	16
2	3	2	Limon finement stratifié	29	1,05	0,7	23	59	18
3	4	2	Limon sombre (Kesselt)	29	1,1	0,7	31	57	12
4	4	4	Limon sombre (Kesselt)	28	0,95	0,6	27	64	9
5	5a	2	Limon brun olive doux	29	0,72	0,35	14	67	19
6	5b	4	Limon doux	31	0,66	0,45	15	70	15
7	7	2	Limon brun vif (Rocourt)	28	1,36	0,63	31	47	22
8	8	1	Sable jaune fin	100	0,47	0,42	9	3	88
9	10a	4	Limon argileux du chenal	30	1,6	1,3	43	40	17
10	10a	4	Limon argileux du chenal	42	1,7	1,55	41	36	23
11	10b	4	Limon lité du chenal	31	1,72	1,05	32	46	22
12	10c	4	Limon argileux du chenal	60	1,95	1,08	45	29	26
13	10c	4	Limon argileux du chenal	60	1,39	1,55	48	33	19
14	11	4	Limon interstratifié avec des sables	30	1,65	1,05	40	46	14
15	11	1	» » »	60	1,1	0,95	21	31	48
16	11	1	» » »	18	1,3	0,98	47	48	5
17	11	1	» » »	24	1,17	0,75	32	54	14
18	11	1	Sable au sein de limons	400	1,45	0,7	9	7	84
19	12	1	Limon dans cailloutis	24	1,25	0,6	27	47	26

fluviatiles des limons éoliens, aussi nous rappellerons pour commencer quels caractères permettent de reconnaître les loess éoliens typiques.

A. P. A. VINK a rappelé en 1949 que les loess typiques comprennent au moins 60 % d'éléments compris entre 10 et 50 μ (*). F. GULLENTOPS en 1954 a souligné que dans la région (Ans, Rocourt, Kesselt) le mode des courbes granulométriques des loess est compris entre 25 et 30 μ . Les indices d'hétérométrie rassemblés par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959, p. 184) montrent également le bon classement des loess. En effet pour ceux-ci le Q de phi de KRUMBEIN varie entre 0,38 et 1,68 et le Hé de Cailleux varie entre 0,30 et 1,12. Les dépôts fluviatiles ont par contre des indices de classement plus variables : Q de phi de Krumbein compris entre 0,12 et 4,6, et Hé de Cailleux compris entre 0,11 et 4,00. Enfin L. J. PONS (1957, p. 56) a présenté un diagramme triangulaire considérant les fractions, moins de 10 μ , de 10 μ à 50 μ et plus de 50 μ , pour distinguer près de Nimègue les dépôts limoneux éoliens et mosans. Nous retiendrons de ce diagramme triangulaire la limite entre ces formations qui est représentée sur notre figure n° 6 (**).

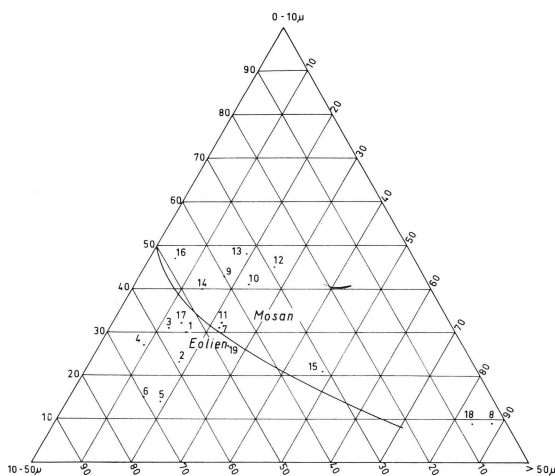


Fig. 6. — Diagramme triangulaire proposé par L. J. PONS (1957) pour distinguer les limons éoliens et mosans près de Nimègue. Les numéros indiqués permettent de reconnaître les échantillons présentés au tableau 1.

A la lumière de ces critères, l'examen du tableau 1 montre clairement que les six échantillons supérieurs (n° 1 à 6) appartiennent ou du moins sont très proches de la catégorie des *limons éoliens typiques* de L. J. PONS. Leur mode est compris entre 28 et 31 μ , la fraction 10 à 50 μ varie entre 54 et 70 %, les indices d'hétérométrie de Cailleux et de Krumbein sont convenables et enfin, ils se localisent bien,

(*) Récemment, J. FINK et O. NESTROI (1967) caractérisent la composition d'un loess typique par la présence de 5 à 25 % de la fraction inférieure à 2 μ , de 50 à 95 % de la fraction comprise entre 2 et 50 μ et moins de 25 % de la fraction comprise entre 50 et 2.000 μ .

(**) Nous avons utilisé cette classification de L. J. PONS étant donné que l'étude à laquelle elle se rapporte a été effectuée à 130 km au N et a concerné également des alluvions de la Meuse.

TABLEAU 2

Association des minéraux denses d'échantillons prélevés dans les sections 1 et 2

Échan- tillon n°	Horizon n°	Section n°	Description	Z	R	T	St	Dis	And	Ge	Ep	Hor	Top
20	3	2	Loess	46	10	4	6	10	6	8	4	6	
21	5	2	Loess	50	16	7	2	7	3	4	2	9	
22	7	2	Sol de Rocourt	60	21	4	2	8	3		×	×	2
23	8	2	Sable	63	20	5	5	5	2				
24	8	2	Sable argileux	60	18	7	9	3	3				
25	11	2	Sable argileux	81	9	7	3						
26	11	2	Limon lourd	78	16	3							3
27	11	2	Sable ocre	81	6	10	3						
28	11	2	Limon lourd	84	8	8							

sur le diagramme triangulaire dont nous venons de parler dans la zone des limons éoliens.

Pour l'échantillon n° 7, les choses sont un peu moins claires. Le mode de 28μ correspond à celui des loess, mais la fraction inférieure à 10μ atteint 31 %. Comme nous le verrons plus loin il s'agit là d'un sol ancien et l'enrichissement en parties fines peut être, comme d'ailleurs pour l'échantillon n° 1, le résultat de processus pédologiques. Par ailleurs, la fraction supérieure à 50μ est très importante (22 %) et paraît s'expliquer par remaniement local de la formation sous-jacente qui, comme nous allons le voir est un sable éolien. Cette altération pédologique et ce remaniement de sables voisins a pour effet immédiat de donner un indice de triage Q d phi de Krumbein plus élevé que celui des couches supérieures (1,36). Par contre, l'indice Hé de Cailleux, pris dans la partie la plus redressée de la courbe cumulative montre une valeur particulièrement faible témoignant de l'excellent triage existant dans la partie médiane de la courbe granulométrique. L'origine éolienne de cet échantillon 7 n'est donc pas absolument établie par l'étude granulométrique mais paraît cependant très probable. Sur le diagramme triangulaire de L. J. PONS, le point correspondant à ce matériel tombe d'ailleurs très près de la *limite éolien-fluviatele*.

Les échantillons inférieurs n° 9 à 13, prélevés dans le remplissage du chenal décrit dans la partie Est de la gravière (section 4) ont par contre un *caractère fluviatele* marqué : le mode de ces échantillons varie entre 30 et 60μ ; la fraction 10 à 50μ est comprise entre 29 et 46 %, un des deux indices d'hétérométrie au moins est trop élevé pour caractériser des dépôts éoliens. Les points 9 à 13 tombent sur le diagramme triangulaire nettement dans la plage fluviatele. Il convient toutefois de remarquer que l'échantillon 11 présente les caractères les plus proches des limons éoliens typiques et que peut-être, il provient du remaniement de semblable formation.

Les échantillons 14 à 19 (sauf 18 qui sera examiné plus loin) présentent également des caractéristiques peu nettes. Sur le diagramme triangulaire, 14, 15 et 16 appartiennent aux sédiments fluviatiles tandis que 17 et 19 semblent faire partie des formations éoliennes. Ces deux derniers échantillons ont effectivement des propriétés voisines de celles des loess typiques : mode 24μ , 54 % et 47 % entre 10 et 15μ , Q de phi 1,65 et 1,25, Hé 0,7 et 0,6. Le dernier échantillon a cependant une origine fluviatele indiscutable car il a été prélevé au sein du cailloutis mosan. Il s'agit pour ces limons dont la granulométrie indique plus ou moins clairement une origine éolienne, du *remaniement par la Meuse de loess typiques*.

Seuls deux échantillons n'ont pas été considérés jusqu'à présent. Il s'agit des prélèvements 8 et 18 dont la position sur le diagramme triangulaire est sans signification.

Il s'agit en effet de sables présentant le premier un mode de 100μ et le second de 400μ . Le premier (n° 8) est non seulement plus fin, comme nous venons de le voir mais également mieux trié par le second. Le meilleur triage apparaît non seulement pour l'indice d'hétérométrie de Cailleux (0,4 et 0,7) mais surtout pour le Q de phi de Krumbein (0,47 et 1,45). Ces valeurs montrent que seul l'échantillon n° 8 peut avoir une *origine éolienne*, le triage de l'échantillon n° 18 étant insuffisant pour admettre une origine semblable.

En conclusion, les échantillons 1 à 6 sont des loess typiques ; le n° 7 est probablement un loess altéré par la pédogenèse ; le n° 8 vraisemblablement un sable éolien, les n° 9 à 13 des limons fluviatiles ; les n° 14 à 19 des sables et loess fluviatiles dont plusieurs paraissent provenir du remaniement de limons éoliens.

Les analyses granulométriques confirment donc les déterminations génétiques avancées lors de l'étude de terrain et elles précisent l'origine de plusieurs formations dont la genèse restait douteuse.

b) *Les minéraux denses.*

Les associations de minéraux denses ont été déterminées pour 9 échantillons prélevés dans les sections 1 et 2 (fig. 2 et 3). Les localisations exactes des prélèvements sont indiquées sur ces figures.

Les résultats de cet examen repris au tableau 2 appellent les considérations suivantes :

La présence de hornblende verte et d'épidote dans les échantillons 20, 21 et 22 permet d'y reconnaître classiquement des loess. Les limons et sables inférieurs contiennent outre les minéraux ubiquistes, la staurolite, le disthène et l'andalousite. La topaze est beaucoup plus rare ; certains échantillons ne révèlent d'ailleurs que des ubiquistes.

Le tableau 3 permet de comparer les résultats obtenus ici avec ceux publiés par F. GULLENTOPS en 1954 pour la sablière de Rocourt soit à 6 Km au S.W. et à une altitude supérieure de 70 m.

Les différences essentielles consistent aux Hauts Sarts en une présence de disthène, andalousite, topaze, une diminution de la teneur en hornblende et épidote et une augmentation en celle de zircon. Par contre, une similitude existe en ce qui concerne la répartition des grenats et leur différence en abondance entre loess supérieurs et inférieurs. Au total, donc, dans les grandes lignes on retrouve la répartition précédemment reconnue par F. GULLENTOPS à Rocourt.

TABLEAU 3

Comparaison des associations de minéraux denses observées sur la terrasse de Hermée et à Rocourt (Gullentops 1954)

	Z	R	T	Gr	St	Ep	H.	Autres	Top.	Dis	And
Rocourt sup.	24,2	10,9	6	9	5	23	18,8	2,1			
Rocourt inf.	30	19	8,7	0,3	5,8	25,7	9,8	1,7			
Hauts Sarts total	55	18	5	5	2	3	10		1		
Hauts Sarts n° 20	45	10	4	8	6	4	6		1	10	6
Hauts Sarts n° 22	60	21	4	—	2				2	8	3

Les horizons inférieurs au niveau 7, soit inférieurs aux loess francs, sont caractérisés par l'association d'ubiquistes. Ils se distinguent nettement des loess par l'absence de hornblende verte (1) et d'épidote. Dans les niveaux fluviatiles les plus élevés apparaissent en outre en faible proportion, la staurolite, le disthène et l'andalousite. En outre dans les échantillons 24 et 26 apparaît la hornblende brune. Ce minéral a été repéré aux Pays Bas par J. ZONNEVELD (1958) dans le même niveau de St-Pietersberg et interprété comme un élément apporté des Vosges avant la capture de la Moselle.

En bref, les différences minéralogiques de la fraction dense confirment la distinction entre formations éoliennes et fluviatiles, distinction établie directement sur le terrain et déjà attestée par l'étude granulométrique.

INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

1. *Le dépôt de terrasse.*

Le cailloutis fluviatile de la terrasse de Hermée a été déposé par une rivière à chenaux anastomosés s'écoulant sous un climat périglaciaire.

Les conditions périglaciaires sont attestées non seulement par la présence de gros blocs de roches paléozoïques qui ne peuvent avoir été transportés que par des radeaux de glace, mais surtout par la présence des cryoturbations syngénétiques du dépôt que montre la photo 1. Ces cryoturbations observées 2 m sous le sommet du cailloutis sont tronquées par un lit de gravier supérieur et sont de ce fait incontestablement contemporaines du dépôt (*).



Photo 1. — Cryoturbations syngénétiques du dépôt de la terrasse car affectant seulement la partie inférieure d'une couche de limon fluviatile. La partie supérieure a été tronquée lors de la mise en place du cailloutis supérieur (Photo A. PISSART).

Les lentilles très plates qui constituent la masse du dépôt graveleux et les fluctuations fréquentes et importantes des directions d'écoulement visibles par l'étude de l'orientation des cailloux de ces lentilles montrent que c'est une rivière à chenaux anastomosés qui a mis en place ce cailloutis. Cette observation cadre parfaitement avec l'idée d'une origine périglaciaire du dépôt, puisque L. J. PONS

(*) Des cryoturbations ont été signalées au sommet de la terrasse de Campine (A. Cailleux, 1942, A. Hacquaert et R. Tavernier, 1946) mais rien n'indiquait qu'elles étaient syngénétiques du dépôt.

(1957) a montré qu'à la fin du Würm, soit en climat périglaciaire, la Meuse était près de Nimègue un fleuve de ce type.

Enfin ajoutons que l'étude granulométrique du limon déformé par cryoturbations (éch. 19) a établi son origine éolienne. Étant donné la localisation de cette lentille de loess à plusieurs Km du versant, un apport de loess se produisait vraisemblablement à cette époque. L'ensemble témoigne donc de l'existence au moment du dépôt du gravier de conditions périglaciaires incontestables.

2. *Les limons fluviatiles.*

La couverture de la terrasse par des limons fluviatiles, alternant d'abord avec des couches de sables, atteste d'un changement climatique. La rivière à chenaux anastomosés s'est transformée en une rivière à méandres, suite à l'apparition d'un écoulement plus régulier. Les limons fluviatiles paraissent d'après les analyses granulométriques, avant tout provenir d'un remaniement de sédiments loessiques (*).

Toutefois, rien ne montre au sein de ces sédiments les traces de structures périglaciaires. Quelques petites fissures visibles dans la formation 11 de la section 2 sont plus faciles à interpréter comme des fissures de dessiccation plutôt que comme des structures périglaciaires. En effet, l'exhumation entre deux crues des limons nouvellement abandonnés devait favoriser l'apparition de telles fissures.

Quant au creusement même du chenal observé dans la section 4, il n'est pas nécessairement le résultat de l'encassement initial d'un bras de la Meuse (***) dans les dépôts de la « braided river » mais peut provenir d'une migration latérale de ce bras de l'Est vers l'Ouest. L'abandon de ce cours par le fleuve a laissé un bras mort qui s'est comblé de limons fins typiquement fluviatiles.

3. *Les sables et limons éoliens au-dessus du Sol de Rocourt.*

Dans toute la gravière une discontinuité tronque les limons fluviatiles. Rien ne nous permet d'estimer l'importance chronologique de cet hiatus qui est souligné par le cailloutis continu avec fentes (9). Au niveau de cet hiatus s'arrêtent cependant les dépôts fluviatiles car au-dessus n'existent plus que des formations essentiellement éoliennes, sableuses. Il représente donc bien une limite litho-stratigraphique importante. En outre le long de cette discordance se manifestent des déformations (surtout bien visibles à l'extrémité W.S.W. de la section 1) qui paraissent être des cryoturbations et semblent témoigner de l'existence d'une période froide au début de l'arrivée des sables. Cette période froide s'est poursuivie pendant le dépôt des sables éoliens et s'est peut-être accentuée lors du dépôt des limons auxquels ces sables passent graduellement. Au sein de l'ensemble des sables et limons, plusieurs niveaux de fissures sont observés qui semblent liés à l'action du gel.

4. *Le Sol interglaciaire Riss/Würm.*

Les limons éoliens ont été par la suite affectés par une pédogenèse importante. La couleur rougeâtre la fait apparaître immédiatement. Cette rubéfaction intense ainsi que l'enrichissement important en argile, la présence de concrétions d'oxyde de fer et une tendance à une structure prismatique nous indique que nous avons

(*) L'un de nous (R. Paepe) pense que la transition graduelle, graviers, sables, limons suggère à un changement climatique continu ayant favorisé un nouvel apport de loess en grandes quantités.

(***) La largeur de 110 m ne semble pas autoriser de voir dans ce chenal le lit principal du fleuve.

affaire ici à un horizon-B-textural d'un sol brun méditerranéen qui, quoique tronqué, est bien prononcé. Cet horizon est mieux développé que la terre à briques actuelle près de la surface. Ses caractéristiques lui donnent une forte ressemblance avec un paléosol également enseveli sous les loess de couverture, décrit à quelques kilomètres d'ici (Ans, Rocourt) par F. GULLENTOPS (1954) sous le nom de *sol de Rocourt*. Sa répartition générale dans la même position stratigraphique dans les régions sablo-limoneuses et les sables de couverture a été mise en évidence (R. PAEPE, 1965 ; R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) depuis lors. Dans la dernière région mentionnée, notamment à Zelzate, son âge a pu être déterminé pour la première fois de façon indubitable (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). Là, ce paléosol occupe le sommet de l'assise d'Ostende dont l'âge interglaciaire Riss/Würm, préconisé par R. TAVERNIER (1954) a été confirmé par la découverte, au sein de ses dépôts, de *Tapes senescens var. eemiensis* (R. PAEPE, 1965). En outre, vers le haut, la séquence complète des dépôts du Würm a été reconnue et vérifiée par la datation absolue de deux de ces niveaux.

Dans tous les autres sites, où le *sol de Rocourt* a été observé son âge interglaciaire Riss/Würm ne peut être présumé que par son degré de développement plus élevé que celui du sol brun lessivé actuel et aussi par sa localisation constante en-dessous des loess de couverture würmiens. Tel est le cas ici. Le problème d'un âge interglaciaire éventuellement plus ancien se pose. Ce problème est directement lié à la présence ou non d'un hiatus litho-stratigraphique important entre le paléosol et les dépôts sus-jacents. Or à la limite supérieure de l'horizon-B-textural tronqué nous constatons que des cailloux et des nodules de fer jalonnent le contact avec les limons supérieurs (section 1, 2 et 3). Parfois un ravinement plus marqué existe et un chenal profond de près de 1 m apparaît dans la section 4, (entre 197 m et 243 m). Le fond de ce chenal est occupé par des graviers mais reste toujours plat et étiré. L'érosion qui s'est manifestée à ce niveau, a donc eu une capacité incisive limitée. Elle s'est d'ailleurs vraisemblablement maintenue au niveau de l'horizon-B-textural à cause de sa résistance particulière et aussi sans doute, à la suite du dallage de cailloux qui tapissait le fond du chenal. Au total, le déblayement semble avoir été peu important et s'être limité au sommet du paléosol. Comme, ainsi que nous allons le voir ci-après, les dépôts qui surmontent ce paléosol représentent l'ensemble des dépôts würmiens, son âge est très probablement Riss/Würm.

5. Les structures de solifluction et de cryoturbation.

La surface érodée du sol de Rocourt, plus ou moins plane à l'origine, s'est déformée à la suite de l'action du gel, du creep et de la solifluction. Partout, des cailloux et nodules de fer soulignent le contact entre le sol de Rocourt et les formations supérieures. En outre, dans la section 3, des lambeaux du sommet du *sol de Rocourt* forment des langues dressées et toutes inclinées dans le même sens. Ce fauchage est également indiqué par les traces de gley du *sol de Rocourt* sous-jacent tandis que vers le haut, il s'insère parfaitement dans la masse solifluée des limons sous-jacents. Aussi les mouvements affectant le sommet du *sol de Rocourt* datent certainement d'une époque où au moins la partie inférieure des limons sus-jacents était déposée.

Plusieurs fentes plus ou moins grandes accompagnent les ondulations et percent le sommet du *sol de Rocourt*. Elles sont également affectées par des déformations mentionnées ci-dessus et entièrement couvertes par les limons sus-jacents. Elles sont donc plus vieilles et datent du tout début du Würm. Il est vraisemblable qu'elles sont dues au gel mais, cette origine n'est pas absolument certaine. De toutes façons,

les phénomènes périglaciaires observés établissent que des phénomènes périglaciaires se sont produits au moment de l'apport des premières couches würmiennes de loess c'est-à-dire au début de cette période.

6. Les limons de couverture.

La partie inférieure des limons date vraisemblablement du début du Würm. Nous trouvons en effet en certains endroits une couche plus sombre (6) qui s'intercale entre les limons et le sol de Rocourt (sections 1 et 3). La lithologie et les structures syngénétiques de ce dépôt rappellent le faciès des « *limons et sables grossiers* » du début du Würm (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). L'horizon sombre pourrait alors se rapprocher du *sol de Warneton* décrit ailleurs par R. PAEPE dans la même position stratigraphique.

Au-dessus des « *limons et sables grossiers* » et séparés par un niveau à poupees de loess et à cailloutis, apparaît le limon brun olive (5a). Les multiples fentes, sans doute dues à des sols à buttes, affectent leur masse et rappellent la structure typique des « *formations limono-tourbeuses* » (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). Cette assimilation est soutenue par le fait qu'au sommet de ces limons se retrouve le *sol de Kesselt* typique. Son allure très cryoturbée tant à la limite supérieure qu'inférieure, son développement peu prononcé lui vaut parfaitement la notion d'« horizon pédologique cryoturbé » (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). Ce niveau serait l'équivalent du sol de Zelzate daté de 28.270 ans B.P. et daterait de l'interstade de Stillfried B (anciennement Paudorf) d'Autriche (R. PAEPE, 1966) et l'interstade de Denekamp en Hollande (W. H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968).

Deux phases de limon éolien ont suivi le *sol de Kesselt*. La grande fente de gel qui se situe au milieu de ces limons ne peut correspondre qu'à l'unique phase de développement de grandes fentes de gel connue après le sol de Kesselt. Elle coïncide avec une période d'extrême froid qui se situe entre 26.000 et 14.000 ans B.P. (W. H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968). Cette période connue en Belgique sous le nom de « zone à grandes fentes de gel » sépare le *limon de couverture 1* du *limon de couverture 2* (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). C'est dans ce dernier que l'horizon dénommé « terre à briques » s'est développé.

CONCLUSIONS

Comme la série stratigraphique des loess de la dernière glaciation est assez bien connue en Belgique, l'âge des différents limons würmiens surmontant la *terrasse de Hermée* paraît solidement établi. Le *sol de Kesselt* y a été identifié sans peine et le *sol de Warneton* d'une manière très probable. De même le *sol de Rocourt* (Riss/Würm) a été reconnu par sa position stratigraphique et ses caractères particuliers. Il s'est développé dans une partie de la coupe (section 1 et 2) sur des limons éoliens qui sont vraisemblablement rissiens et qui surmontent des sables dont l'âge est probablement identique. Dans l'autre partie, il affecte des limons et sables inférieurs d'origine fluviale.

Une incertitude existe quant à l'âge de ces formations sous-jacentes. Les études sédimentologiques ont montré qu'il s'agit de formations fluviales comprenant toutefois localement des loess remaniés. Ils paraissent être des limons de crue mis en place alors que la rivière s'écoulait en chenaux permanents, tandis que le cailloutis inférieur a été déposé en climat périglaciaire par un cours d'eau à chenaux anastomosés. A première vue, la coupe ici étudiée semble permettre d'attribuer également à l'avant dernière glaciation ces cailloutis mosans. Toutefois les recherches effectuées

en aval par J. Zonneveld (1957) pour le même niveau de terrasse lui donnent un âge au moins Mindel. Il est possible en effet, que la discontinuité rencontrée à la partie supérieure des dépôts fluviatiles témoigne d'un hiatus entre les dépôts du Riss et du Mindel. Ainsi aurait disparu le sol interglaciaire Mindel-Riss, qui devait être cependant bien développé. La coupe donnée en 1958 par M. Gulinck et J. M. Graulich montre effectivement dans un sondage au pied de l'abrupt Milmort-Vottem un limon roux (*) qui pourrait être d'âge Mindel-Riss. Pour toutes ces raisons, nous pensons qu'effectivement les dépôts graveleux de la *terrasse de Hermée* ont été mis en place au cours d'une période froide antérieure au Riss.

BIBLIOGRAPHIE

- CAILLEUX A. et TRICART J., 1959. — Initiation à l'étude des sables et des galets C.D.U., 5, place de la Sorbonne, Paris V, T. I, 373 p.
- CALEMBERT L., 1968. — Observations sur la terrasse de Hermée aux Hauts Sarts (Herstal). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 91, p. 433-443.
- FINK J., 1967. — Communication n° 14 de la sous-commission INQUA pour l'étude des loess. Document de travail de cette commission.
- GULINCK M. et GRAULICH J. M., 1957. — Coupe géologique de la vallée de la Meuse en aval de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 81, p. 95-101.
- GULLENTOPS F., 1954. — Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, T. 18, pp. 123-252.
- 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.*, T. 61, pp. 187-217.
- PAEPE R., 1965. — On the presence of tapes senescens in some borings of the coastal plain and the flemish valley of Belgium. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, 74, f. 2, pp. 1-5.
- PAEPE R., 1966. — Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. *Bull. Soc. belge Géol.*, 75, f. 2, pp. 203-216.
- PAEPE R. et VANHOORNE R., 1967. — The stratigraphy and palaeobotany of the late Pleistocene in Belgium. *Mém. Expl. cartes Géol. et min. de Belgique*, n° 8, Service géol. Belg. Bruxelles, 96 p.
- TAVERNIER R., 1954. — Le Quaternaire, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, pp. 555-589, Liège.
- VINK A. P. A., 1949. — Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden, in het bijzonder van de zuidoostelijke Veluwe. — Stichting voor Bodemkartering — F. Veenman en zonen, Wageningen, 147 p.
- ZAGWIJN W. H. et R. PAEPE, 1968. — Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Band 19, pp. 129-146.
- ZONNEVELD J. I. S., 1957. — River terraces and quaternary chronology. *Geologie en Mijnbouw*, T. 19, pp. 277-285.
- ZONNEVELD J. I. S., 1958. — Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistocene. *Med. Geol. Stichting*, N. S. 12, pp. 31-64.

(*) M. Gulinck et J. M. Graulich se demandent s'il ne s'agit pas d'un loess Riss étant donné qu'ils considèrent le limon bigarré du sol de Rocourt comme un limon Würm II.

