

## CHAPITRE XVII

# LE QUATERNAIRE

par R. TAVERNIER.

---

Sous le terme Quaternaire (DESNOYERS, 1829) on groupe généralement les systèmes Holocène et Pléistocène. Certains auteurs préfèrent restreindre le terme Quaternaire au système Pléistocène et font correspondre le système Holocène à l'époque moderne. Ainsi les auteurs de la Légende générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique (1929) subdivisent le Groupe Cénozoïque en Moderne, Quaternaire et Tertiaire.

D'autres auteurs, tels que R. F. FLINT, proposent d'utiliser le terme Pléistocène pour les terrains correspondants aux époques quaternaire (Pléistocène s. str.) et moderne (Holocène) ; pour désigner les mêmes formations E. MAILLEUX propose le terme *Holocénozoïque* (ère des animaux entièrement récents).

Dans ce chapitre, on fera usage du terme Quaternaire dans son sens le plus large, englobant les systèmes Pléistocène et Holocène.

La période quaternaire est caractérisée par un refroidissement et une différenciation du climat. Toutefois le climat n'a pas été uniformément froid pendant le Quaternaire ; plusieurs périodes glaciaires ont alterné avec des phases plus chaudes (périodes interglaciaires). De plus, pendant les périodes glaciaires on a pu mettre en évidence des réchauffements qualifiés d'interstadias.

La faune et la flore quaternaires ne diffèrent guère de la faune et de la flore actuelles. Ce sont les mammifères qui donnent à la faune quaternaire ses traits caractéristiques ; un certain nombre d'espèces, aujourd'hui éteintes, tels *Bos primigenius*, *Elephas antiquus*, *Elephas primigenius*, *Equus stenorhinus*, *Rhinoceros tichorhinus*, etc... apparaissent dans le Quaternaire. D'autres espèces, apparaissant également dans nos régions pendant l'époque quaternaire, ont émigré actuellement soit vers des régions plus chaudes (*Hippopotamus major*, *Bison priscus*, *Hyena spelaea*, etc...) soit vers des régions plus froides (*Rangifer tarandus*, *Cervus alces*, *Ovibos moschatus*, etc...).

En outre il faut signaler en particulier l'apparition certaine de l'Homme pendant l'époque quaternaire.

Certains phénomènes, sans être absolument limités à la période quaternaire, tels le creusement des vallées et la formation de terrasses fluviales, les dépôts éoliens, les phénomènes de cryoturbation, tous plus ou moins directement liés aux fluctuations du climat, contribuent à donner à cette période son caractère particulier.

Si la stratigraphie des terrains ante-quaternaires est essentiellement basée sur des données paléontologiques, par contre la chronologie des terrains quaternaires a été très généralement basée sur des données géomorphologiques, telles la succession des niveaux de terrasses et surtout la succession des périodes glaciaires d'après PENCK et BRÜCKNER.

### I. — LE SYSTÈME PLÉISTOCÈNE

Par convention on définit le Pléistocène comme la période de grandes glaciations quaternaires. La limite inférieure du Pléistocène coïncide donc avec la période froide marquant la première glaciation et la limite supérieure avec l'adoucissement du climat qui causa la fin de la dernière glaciation.

La Légende générale de la Carte Géologique détaillée de la Belgique définit le système pléistocène comme suit :

#### II. Pléistocène supérieur.

<p>Plaine maritime.</p> <p>Q2. Sables à faune marine et limons.</p>	<p>Intérieur du pays.</p> <p>Q2. Limons divers et sables fluviaux. A la base, gravier et cailloutis. Faune froide : <i>Elephas primigenius</i>, <i>Rangifer tarandus</i>.</p>
---	---

#### I. Pléistocène inférieur.

Q1. Gravier, cailloux, sables et glaises fluviales, limons.

Faune chaude : *Elephas Trogontheri*, *Rhinoceros Merckii*, *Corbicula fluminalis*.

Cette échelle stratigraphique, par sa simplicité, ne donne qu'une image fort incomplète des diverses formations quaternaires du pays. Les légendes antérieures, très détaillées, différentes d'une édition à l'autre, reflètent beaucoup mieux la complexité des dépôts quaternaires ; elles prouvent également l'incertitude au sujet de la stratigraphie de ces dépôts. Les termes admis par les légendes officielles sont : Flandrien (A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK, 1885), Hesbayen (A. DUMONT, 1839), Campinien (A. DUMONT, 1839) et Moséen (Légende de 1892 d'après M. MOURLON). D'autres termes encore ont été proposés, tels le Brabantien (A. RUTOT, 1889), le Liernien et l'Hobokenien (O. VAN ERTBORN, 1905), le Limburgien (A. BRIQUET, 1909). La position stratigraphique que l'on attribuait à ces termes changeait continuellement, non seulement d'après les auteurs, mais aussi d'après la date des publications. On peut dire que les subdivisions avaient avant tout une signification lithologique.

Pour éviter toute confusion, les classifications antérieures ne sont pas suivies et c'est uniquement dans leur signification lithologique qu'il sera référé aux anciens termes.

Dans cet aperçu la subdivision du Pléistocène en trois termes, comme déjà préconisé antérieurement (R. TAVERNIER, 1948), est utilisée.

#### A. — Pléistocène inférieur

Nous comprenons sous le terme Pléistocène inférieur, la période qui, en Belgique, est caractérisée par des formations d'âge quaternaire, qui ne semblent montrer aucun rapport direct, au moins en ce qui concerne la Basse et la Moyenne Belgique, avec le réseau fluvial, tel qu'il est connu actuellement.

Pour fixer la limite inférieure du Pléistocène, le problème consiste à reconnaître les dépôts qui, en Belgique, correspondent avec le début de la période froide de la première glaciation, et qui constituent par définition le terme inférieur du Pléistocène.

Dans le nord de la Belgique et aux Pays-Bas, existait pendant le Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur un bassin de sédimentation important, caractérisé par des dépôts marins et fluviatiles.

En ce qui concerne les dépôts marins, le problème de la limite inférieure du Pléistocène a déjà été discuté dans le chapitre consacré au Néogène. Rappelons que, il y a une quinzaine d'années, à la suite des travaux de P. TESCH, l'on considérait généralement l'Icénien comme formant la base du Pléistocène et l'Amstélien comme le sommet du Pliocène. Depuis lors les opinions ont rapidement évolué. Sur foi de données micro-paléontologiques, M. A. VAN DER VLERK (1948) considéra l'Amstélien comme Pléistocène inférieur, et comme l'équivalent du Calabrien. Cette interprétation fut corroborée par la détermination d'ossements provenant des « Black Bone Deposits » des bouches de l'Escaut, étudiés par M. A. SCHREUDER.

Actuellement on est plutôt enclin à attribuer un âge pléistocène inférieur au Poederlien. La classification des dépôts marins du bassin de la Mer du Nord qui paraît, à l'heure actuelle, le plus généralement admise, est illustrée par le tableau suivant :

	Angleterre	Belgique et Pays-Bas	Allemagne
Pléistocène	Chillesford Beds Norwich Crag	Icénien	Estuarium Ton
	Red Butleyan Crag Newbournian Waltonian	Amstélien supérieur Poederlien (= Amstélien inférieur)	Limonitsandstein
Pliocène	Gedgravian (Coralline Crag)	Scaldisien ( <i>Chrysodomus contraria</i> )	Höherer Glimmerton (Sylter Stufe)

Il importe toutefois de souligner le caractère encore très hypothétique de cette classification. Ainsi A. VAN VOORTHUYSEN (1954) <sup>(1)</sup> vient d'admettre pour le Scaldisien str. s. (zone à *Chrysodomus contraria*) un âge pléistocène.

Les dépôts non marins du Pléistocène inférieur et notamment les sables de Mol et les argiles de la Campine ont une extension beaucoup plus grande en Belgique.

#### I. — SABLES DE MOL

Dans le nord des provinces d'Anvers et du Limbourg, les derniers dépôts marins, constitués de sables glauconifères qui lithologiquement présentent une grande analogie avec le Diestien, sont surmontés par un complexe important de dépôts continentaux. Ce sont des sables blancs parfois argileux et des graviers fins de quartz blanc, de silex et de roches silicifiées, contenant dans leur partie inférieure de nombreuses coquilles remaniées du Pliocène (sondage de Poppel). Leur puissance peut atteindre 200 m (sondage de Molenbeersel). Dans leur masse on observe du sable ligniteux et, localement, des couches lenticulaires de lignite. On y connaît depuis longtemps des kieselolithes et des fossiles jurassiques silicifiés (LERICHE). Nous y avons trouvé également des grès siliceux roulés avec fossiles silicifiés qui, d'après les déterminations de M. GLIBERT, sont d'âge éocène bruxellien.

Ces dépôts n'ont livré jusqu'à présent, en Belgique tout au moins, aucune donnée paléontologique permettant de les dater avec précision. F. STOCKMANS a étudié la flore d'un gisement de lignite, exploité à Mol pendant la guerre de 1940. Il y a signalé la présence de bois de *Taxodioxyton* aff. *sequoianum* et des restes de *Nyssa aquatica*, plantes actuellement très communes dans les marais à *Taxodium* de la Louisiane et du Texas. Les pollens provenant des débris de lignite amorphe indiquent une prédominance du Pin (*Pollinites silvestris*) du Bouleau (*P. bituites*) et du Coudrier (*P. coryphaeus*) tandis que Chêne, Houx et Tilleul sont mal représentés. D'après F. STOCKMANS, cette flore est à considérer comme tempérée, à cause du pourcentage assez élevé d'essences de grande extension septentrionale telles que le Bouleau et le Pin. Par contre, les *Nyssa* paraissent exiger beaucoup de chaleur pendant leur période de végétation. La flore présente donc à la fois des affinités pliocènes et pléistocènes.

La flore beaucoup plus riche des argiles de Reuver, dont I. M. VAN DER VLERK et F. FLORSCHÜTZ viennent de dresser l'inventaire, présente le même caractère de dualité ; ils en concluent que le climat était alors un peu plus favorable que le climat actuel. A cause de la présence de grains de pollen de *Liquidambar*, *Nyssa*, *Sciadopitys*, *Sequoia* et cf. *Taxodium*, quel'on ne rencontre plus dans les terrains plus récents, ils préconisent un âge tertiaire supérieur pour le Reuverien.

Cette interprétation n'est pas en contradiction avec l'âge des sables de Mol, admise en Belgique (TAVERNIER, 1943, 1948). Rappelons que les auteurs de la Carte Géologique avaient

<sup>(1)</sup> Note présentée au « Symposium Kwartaire Niveauperanderingen, in het bijzonder in Nederland ». Le texte paraîtra ultérieurement dans *Geologie en Mijnbouw*, t. XVI, 1954.

assimilé les sables de Mol au Quaternaire inférieur, tandis que la légende de 1929 les considérait comme pliocène supérieur (Amstelien).

Dès 1943, R. TAVERNIER préconisa un âge quaternaire pour une partie des sables de Mol. Cette interprétation fut corroborée par l'étude paléobotanique de F. STOCKMANS (1943) et par A. CAILLEUX. Rappelons que cet auteur a pu repérer dans la masse des sables à Kieseloolithes (sable de Mol) un horizon caractérisé par une teneur élevée de graviers de quartz éolisés. Cet horizon, marqué par une activité éolienne importante, doit correspondre à un maximum de glaciation. Signalons encore qu'au bord nord du Plateau de la Campine (Neeroeteren), où les formations à oolithes silicifiées affleurent sous une forte épaisseur de dépôts de terrasses, on observe des involutions et d'autres dérangements de la stratification. Pour autant qu'il ne s'agisse pas de phénomènes de glissement sous-aquatique, on se trouverait en présence de dislocations périglaciaires d'âge gunzien.

Aux environs de Liège et le long de la Meuse ardennaise, on connaît depuis longtemps l'existence de dépôts sableux avec « dragées » de quartz blancs et contenant des oolithes silicifiées, qui ont été rangées dans l'Onx par les auteurs de la carte géologique détaillée. A la suite de travaux récents, entre autres de P. MACAR et W. VAN LECKWIJCK, qui y ont décrit des cryoturbations vraisemblablement contemporaines de la sédimentation, on les considère maintenant assez généralement comme Quaternaire inférieur (Günz). Leur répartition sera discutée plus en détail dans le chapitre de P. MACAR consacré aux terrasses.

Au point de vue pétrologique, les dépôts à oolithes silicifiées de la Haute Belgique et de la Campine limbourgeoise sont tous caractérisés par l'association connue sous le nom de B-Limbourg (EDELMAN et DOEGLAS). Dans le nord du pays, quand on se dirige vers l'ouest (Opoeteren, Mol, Merksplas, Brasschaat) on voit apparaître progressivement des minéraux de l'association A. Ajoutons encore que les silex que l'on trouve en Campine, dans le dépôt à oolithes silicifiées, sont fort altérés et transformés en cacholong. Cette cacholonisation des silex est toujours observée dans les gisements anciens chaque fois qu'ils sont associés à des sols rouges. Tous les gisements des sols rubéfiés et profondément altérés se rencontrent sur une surface ancienne du pays, qui serait la surface topographique de la fin du pliocène. Leur substratum est constitué par les formations les plus diverses, allant du Cambrien au Tertiaire supérieur. Dans ces sols rouges, le kaolin et l'hématite<sup>(1)</sup> semblent être les minéraux caractéristiques de la fraction argileuse ; le kaolin constitue également en grande partie la fraction argileuse des sables de Mol.

La rareté de matériaux détritiques d'origine ardennaise dans les dépôts à oolithes silicifiées de la Campine, et même dans ceux de la Haute Belgique, pose un problème délicat.

On a tenté d'expliquer leur genèse par des considérations climatiques. Au cours d'une longue période à climat chaud et humide, l'altération chimique des éléments rocheux aurait pris le pas sur l'altération physique. Ceci aurait conduit à la disparition de toutes les roches autres que le quartz et les roches silicifiées. Ce régime aurait cessé vers la fin du Pliocène

(1) D'après des déterminations effectuées par M. W. DEKEYSER, professeur à l'Université de Gand.

lorsque se produisit un profond changement de climat. Plusieurs périodes de glaciation auraient intensifié l'altération physique et l'altération mécanique, tout en réduisant les actions chimiques. Les soulèvements épirogénétiques qui se sont produits presque partout au cours du Quaternaire auraient provoqué des reprises d'érosion permettant aux cours d'eau d'attaquer des matériaux nouveaux et frais. Ainsi s'expliquerait le contraste entre la composition des graviers de transition du Pliocène au Pléistocène, d'une part, et la composition des graviers quaternaires proprement dits, d'autre part.

Toutefois, les minéraux denses des dépôts à kieseloolithes appartiennent à une autre province pétrologique que l'Ardenne, de sorte que le problème de l'origine des sédiments plio-pléistocènes de la Campine reste entier.

A la rigueur on pourrait admettre qu'à cette époque l'Ardenne n'affleurait pas, étant recouverte par des dépôts mésozoïques. Mais les caractères pétrologiques des dépôts à kieseloolithes contredisent également cette hypothèse, leur association minéralogique étant différente de celle que présentent les vestiges mésozoïques existant sur et en bordure de l'Ardenne.

Quant aux dépôts tertiaires de l'Ardenne, tout ce que nous en savons indique qu'ils ne peuvent avoir livré les matériaux du complexe à kieseloolithes de la Campine : leur puissance est faible, les éléments grossiers y sont peu fréquents, notamment les cailloux oolithiques, qui sont rarissimes.

Au contraire, les sols rouges signalés à l'instant indiquent bien que l'Ardenne affleurait à cette époque, tout au moins en partie. Force semble donc de mettre en doute l'opinion classique selon laquelle un réseau hydrographique conséquent, d'âge pliocène, voire plus ancien aurait drainé l'Ardenne vers le Nord. Il semble qu'au début du Pléistocène le drainage s'effectuait différemment et continuait un réseau hydrographique plus ancien. C'est à ce réseau qu'il faut attribuer les dépôts connus sous la notation « Onx » et qui appartiennent d'ailleurs à la même province pétrologique que les couches à kieseloolithes de la Campine limbourgeoise. Il est probable que toutes ces formations ont emprunté leurs matériaux à une même source. Tel fut aussi le cas des dépôts oligocènes de l'Ardenne.

Il faut signaler toutefois que tous les auteurs ne sont pas d'accord avec cette hypothèse. P. MACAR, par exemple, se basant notamment sur des recherches encore inédites, estime que la « traînée mosane » a été déposée par un fleuve précurseur de la Meuse actuelle.

Il existe en outre, aux environs de Liège, des dépôts vraisemblablement d'âge pléistocène inférieur, qui, de par leur constitution lithologique, semblent corroborer cette interprétation. C'est le cas notamment pour les graviers liégeois, signalés tout d'abord par DELVAUX, puis étudiés par J. LORIE, et dont P. MACAR s'est encore occupé récemment. Il s'agit d'une accumulation de cailloutis ardennais, parfois assez anguleux, qui se situe à une position topographique légèrement supérieure à celle des oolithes silicifiées de la traînée mosane. D'après P. MACAR, elles pourraient constituer un dépôt fluviatile de l'Ourthe du Pléistocène inférieur.

## 2. — ARGILES DE LA CAMPINE

Dans le nord de la Campine, spécialement en Campine anversoise, se rencontrent des formations constituées par des argiles et des sables fins, qui surmontent les sables de Mol ; le passage se faisant graduellement. Ce sont des alluvions fluviales, déposées dans de vastes plaines par un système fluvial méandrant, qui s'écoulait d'est vers l'ouest. Les couches argileuses se localisent dans de larges cuvettes, qui sont entrecoupées dans des zones plus sableuses. La puissance de ce dépôt en Belgique varie de quelques mètres à plus de trente mètres. L'épaisseur du facies argileux, le long du canal de la Campine, où il existe de nombreuses argilières, dépasse rarement 10 m. Dans le nord-ouest de la province d'Anvers, p.e. à Zandvliet, près de la frontière néerlandaise, on trouve, stratigraphiquement dans le prolongement des argiles de la Campine, des sables fins glauconifères qui appartiennent vraisemblablement à l'Icénien marin.

En Belgique, les argiles de la Campine ont livré une flore encore mal étudiée, caractérisée par des plantes aquatiques ou de lieux humides, telles que *Ranunculus*, *Hippuris*, *Alisma*, *Potamogeton*, etc..., qui tous croissent actuellement en Belgique. Parmi les éléments fauniques, ce sont uniquement les mammifères qui ont retenu l'attention. *Cervus Falconeri* et *Elephas antiquus*, ce dernier signalé par V. VAN STRAELEN, méritent une mention spéciale. La faune et la flore des argiles de la Campine indiquent un climat tempéré, et un âge postérieur au Villefranchien.

On s'accorde généralement à paralléliser les argiles de la Campine avec les argiles de Tegelen. Il semble cependant que le facies argileux s'est établi plus tôt dans le Limbourg néerlandais qu'en Campine. Aux Pays-Bas, la flore et la faune semblent plus riches et plusieurs études y ont été consacrées. D'après I. VAN DER VLERK et F. FLORSCHÜTZ, d'importantes fluctuations du climat ont marqué le dépôt des argiles de Tegelen. D'une part, la partie inférieure et la partie supérieure sont caractérisées par une flore nettement tempérée froide, voire franchement froide. On y a même signalé la présence de *Selaginella selaginoides*. Par contre, la partie moyenne du dépôt est caractérisée par une faune et une flore plutôt chaude (*Phello-dendron*, *Pteroearya*, et surtout le singe *Macaca florentina*).

En Belgique, l'âge des argiles de la Campine a donné lieu à de nombreuses controverses ; tantôt on les considérait comme quaternaires, tantôt comme tertiaires <sup>(1)</sup>. D'après les dernières interprétations (R. TAVERNIER, F. STOCKMANS), elles se rattachent à l'interglaciaire Günz-Mindel.

En guise de conclusion de cet aperçu sur le Pléistocène inférieur est présenté un essai de synchronisation des dépôts continentaux et marins de la Belgique et des Pays-Bas et leurs relations avec les glaciations alpines. Inutile de souligner le caractère précaire de ces corrélations.

(1) L'histoire de l'étude des argiles de la Campine a été traitée en détail par R. TAVERNIER (1942).

		Dépôts marins		Dépôts continentaux	
		Belgique	Pays-Bas	Belgique	Pays-Bas
Pléistocène inférieur	Interglaciaire Gunz-Mindel	Icénien		Argiles de la Campine	Tiglien (Argile de Tegelen)
	Glaciaire Gunz	Poederlien	Amstélien supérieur Amstélien inférieur	Dépôts à Kiezeloolithes	Pre-Tiglien
Pliocène		Scaldisien		Sable de Mol pro parte	Reuverien

### B. — Pléistocène moyen

Nous considérons comme Pléistocène moyen la période caractérisée par la formation de l'ensemble des dépôts connus en Belgique comme hautes et moyennes terrasses, dont l'origine ne peut être attribuée qu'à des cours d'eau dont le tracé était sensiblement comparable à celui du réseau hydrographique actuel de la Meuse.

En terminologie alpine, cette période correspond vraisemblablement, en gros, à la période allant du glaciaire Mindel, par l'interglaciaire Mindel-Riss, au glaciaire Riss inclus. Inutile de souligner que ces corrélations restent hypothétiques.

L'établissement du réseau hydrographique responsable de la formation des terrasses a eu pour cause des phénomènes d'ordre tectonique : surélévations, gauchissements, mouvements de bascule. Ce nouveau réseau a manifestement emprunté certains tronçons préexistants. La répartition, l'extention et l'âge des niveaux de terrasse de la Meuse, tant dans le Limbourg que dans la Haute Belgique seront discutés plus en détail dans le chapitre consacré aux terrasses. Signalons que les zones pétrologiques, qui forment la continuation du complexe des hautes terrasses vers le nord (Pays-Bas) reposent sur les argiles de Tegelen (Interglaciaire Gunz-Mindel) par exemple à Rosmalen et sont recouvertes par l'horizon de Neede (Interglaciaire Mindel-Riss), par exemple à Acht, Gorkum et Oudewater. Aux Pays-Bas, il existe également de nombreuses indications de climat froid durant la formation des zones pétrologiques prolongeant vers le nord le complexe des terrasses moyennes (zones de Kreftenheye et de Grubbenvorst).

En dehors de toute intervention probable du phénomène des terrasses, il existe des dépôts de cailloux, généralement empâtés dans du sable argileux ou graveleux. On les trouve à la base des limons ou des sables pléistocènes. Ces dépôts ont été interprétés par de nombreux auteurs comme des simples terrasses fluviales.

LADRIÈRE les décrit dans le nord de la France, sur les plateaux d'Artois et de la Picardie, comme « Diluvium » quand ils étaient constitués par des silex corrodés et comme « Prêles » quand il s'agissait d'accumulation de silex et de blocs de craie. En Belgique, ces dépôts ont

souvent retenu l'attention, et ont été décrits comme « diluvion caillouteux » (J. LORIE), ou terrasse de plateau (DECKENSCHOTTER) et prèles (R. TAVERNIER).

C'est souvent sur les collines aplaties que ces dépôts sont le mieux développés. A partir du sommet on les voit dévaler les pentes en se mêlant aux divers horizons de limons, voire à des sables tertiaires soliflués et formant des éboulis de pentes. Il s'agit de remaniements manifestes. Leur signification doit être recherchée aux endroits où ils sont peu affectés par ces remaniements, c'est-à-dire au sommet des collines aplaties. Ils y sont constitués d'éléments divers, quelques-uns d'origine manifestement lointaine (par exemple roches ignées), d'autres d'origine locale. Leur épaisseur peut dépasser plusieurs mètres. Aux endroits où ils sont bien développés, au Bois de la Houssière par exemple, on observe des variations lithologiques entre la partie inférieure et le sommet, ce qui indique une origine complexe. Parfois ils sont composés essentiellement d'éléments anguleux.

La composition lithologique, la grande taille que peuvent atteindre certains éléments de ce cailloutis et leur aire de distribution montrent qu'il s'est formé à une époque où la morphologie, du moins en Moyenne et Basse Belgique, différait sensiblement de la morphologie actuelle. Il nous semble que ces nappes de cailloutis, que l'on a souvent confondu avec des terrasses fluviales doivent être attribuées à l'action de l'altiplanation (Eakin). L'utilisation du terme « Altiplanation » pour le mécanisme qui a engendré ces nappes paraît préférable à celui de cryoplanation (Bryan) qui implique nécessairement des conditions périglaciaires. En effet, certains indices (entre autres présence d'hématite, silicification), laissent supposer que, au moins pendant certaines périodes du Pléistocène inférieur l'existence d'un climat subdésertique chaud n'était pas exclue, notamment pendant le Villefranchien, et caractérisé par des phénomènes de sédimentation. En général cependant, les phénomènes d'altiplanation prédominaient au cours des périodes froides tandis que l'érosion normale prédominait à d'autres moments, notamment pendant les interglaciaires et les interstadias.

L'âge de ces nappes de cailloutis est postérieur aux sols profondément rubéfiés, qu'elles recourent et dont elles contiennent des éléments ; d'autre part elles sont antérieures aux limons pléistocènes supérieurs, à la base desquels on les rencontre souvent à l'état plus ou moins remanié. De même que leur composition lithologique varie régionalement, leur âge diffère, probablement, d'après les régions. Leur formation s'est poursuivie, de façon discontinue, pendant une longue période, allant du Pléistocène inférieur au Pléistocène supérieur. C'est en quelque sorte une « série compréhensive » ; plusieurs industries humaines s'y trouvent d'ailleurs mélangées.

Interstratifiés dans ces nappes de cailloutis, on trouve des amas de sable arrachés aux terrains sous-jacents. Ils sont parfois si peu modifiés qu'on a pu les confondre avec des sédiments en place. Certaines coupes présentent la répétition de ces amas. Dans des conditions de gisement analogues on trouve, notamment en Hainaut, des limons plus ou moins argileux ou des argiles sableuses grisâtres, que Ladrière a dénommés « glaise ». Quand la glaise repose sur des sables tertiaires, elle est bariolée de veines jaunâtres et rougeâtres. Elle est peu épaisse,

dépassant rarement un mètre de puissance. On y a signalé la présence de coquilles et aussi des lits contournés, indiquant vraisemblablement des cryoturbations anciennes.

Recouvrant ces nappes de cailloutis et parfois la glaise grise, on trouve en Moyenne Belgique un dépôt limoneux, qui a été décrit sous le nom de « limons panachés ». Ce sont des limons sablo-argileux, très compacts, gris brunâtre, présentant des veines irrégulières jaunes et rouges parfois en larges panachures. Ils sont souvent riches en concrétions limoniteuses ou manganésifères. Parfois on trouve aussi un facies de limon rouge brunâtre, sableux, de faible épaisseur, se divisant en petits fragments schistoïdes tapissés par un enduit d'ocre jaune rougeâtre.

Toutes ces formations portent l'empreinte d'une altération avancée et sont à considérer comme des vestiges d'un manteau limoneux plus étendu datant des glaciations antérieures au Würmien et ayant échappé au démantèlement. Pour le moment il semble prématuré de vouloir en établir la stratigraphie dans nos régions.

Il existe encore un dépôt limoneux en Moyenne Belgique qui présente des analogies frappantes avec le limon fendillé du nord du Bassin de Paris. C'est M. BORDES, qui lors d'une excursion que nous avons faite avec lui et en compagnie de M. MANIL, a le premier attiré l'attention sur l'analogie du paléosol du Pont de l'Agasse et le limon fendillé auquel il attribue un âge Riss, donc pléistocène moyen. Depuis lors, l'existence de ce niveau a été reconnue avec une certitude plus ou moins grande à plusieurs autres endroits du pays, entre autres à Rocour, à Bilsen, à Godarville. Récemment F. GULLENTOPS vient de décrire plus en détail certains de ces gisements et conclut que tous les limons antérieurs aux limons Hesbayen (Würm II) et Brabantien (Würm III) sont antérieurs à l'interglaciaire Riss-Würm. Cette généralisation nous paraît toutefois excessive.

Il faut encore signaler des vestiges de dépôts marins glauconifères, que l'on trouve en plusieurs endroits à l'ouest du pays, entre autres dans la région de Poperinghe et Hooglede. Ils sont caractérisés par une grande abondance de coquilles, entre autres *Cardium edule*. Déjà A. RUTOT les avait reconnus vers la fin du siècle passé. Cet auteur y voyait un argument en faveur de la grande extension de la transgression postglaciaire flandrienne. Leur position stratigraphique, sous des limons ou des sables de couverture, exclut cependant cette interprétation. De par leur situation topographique élevée (cote 15), il est plus vraisemblable qu'ils sont d'âge pléistocène moyen ou inférieur, voire même pliocène supérieur. Dans l'état actuel de nos connaissances il est impossible de préciser l'âge de ces dépôts à *Cardium edule*. Provisoirement et sous toute réserve, nous leur attribuons un âge Pléistocène moyen.

Pour terminer l'aperçu sur le Pléistocène moyen est présenté un essai de synchronisation des formations rencontrées en Belgique et aux Pays-Bas et leurs relations avec les glaciations alpines. La chronologie des couches aux Pays-Bas est en majeure partie basée sur le travail récent de I. VAN DER VLERK et F. FLORSCHÜTZ.

	Pays-Bas		Belgique	
Glaciaire Riss	Drenthien	<i>a</i> Dépôts glaciaires (froid) <i>b</i> Niveau de végétation (tempéré) <i>c</i> Zones de Kreftenheye et de Grubbenvorst (froid)	Complexe des moyennes terrasses (alternance d'accumulation et de creusement)	Formations de nappes de cailloutis et dépôts de loess anciens
Interglaciaire Mindel-Riss	Nedien	Argile de Nede ( <i>Arolla filiculoides</i> ) tempéré (dépôts marins dans le nord)	Creusement des vallées, localement accumulation	
Glaciaire Mindel	Taxandrien	Zones de Weert, Woensel, Budel et Sterksel	Complexe des hautes terrasses (alternance d'accumulation et de creusement)	
Pléistocène inférieur		Tiglien	Argiles de la Campine	

### C. — Pléistocène supérieur

Le Pléistocène supérieur comprend la période caractérisée par le creusement maximum des vallées, au moins en Basse-Belgique, et leur colmatage subséquent par des dépôts d'une part d'origine marine, estuarienne et fluviale et d'autre part par des dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux. Le grand développement de ces derniers est caractéristique pour le Pléistocène supérieur.

Dans la terminologie alpine le Pléistocène supérieur correspond vraisemblablement à la période allant de l'interglaciaire Riss-Würm inclus jusqu'à la fin du glaciaire Würm.

#### I. — INTERGLACIAIRE RISS-WÜRM

Il est vraisemblable que le Pléistocène supérieur débute dans notre pays par une reprise du creusement des rivières. Après cette phase initiale de creusement la mer du Nord en transgression (Eemien) dépose dans l'ouest du pays des sédiments marins et estuariens.

Les dépôts que nous rapportons à l'interglaciaire Riss-Würm sont connus en Belgique sous le nom de « sables marins à *Corbicula fluminalis* de l'assise d'Ostende ». Ils ont été signalés pour la première fois en Belgique par G. DOLLFUS (1884), qui les considérait comme Quaternaire inférieur. M. MOURLON, en 1896, publia la faune de l'assise d'Ostende provenant du sondage de Petit Crocodile, d'après les déterminations de M. VINCENT. En 1897, A. RUTOT groupa les couches à *Corbicula*, avec les couches sus-jacentes jusqu'à la tourbe de la plaine maritime, dans son système flandrien. J. LORIÉ, en 1903, synchronise le Flandrien avec l'Eemien. Cette synchronisation, reprise par A. BRIQUET en 1908, fût, encore la même année, infirmée

par NORDMANN, qui soumit à révision les faunes provenant des dépôts de l'assise d'Ostende, recueillies aux sondages de Flessingue, de Leffinge et de Petit Crocodile. Il conclut que l'ensemble de la faune de l'assise d'Ostende, serait d'âge plus récent que l'Eemien typique, et que *Tapes aureus*, « var. *eemiensis* » serait remanié dans les dépôts de l'assise d'Ostende. Pour cette raison, G. DUBOIS (1923), A. HACQUAERT (1931) et F. HALET (1931) englobent les dépôts de l'assise d'Ostende dans le cycle post-glaciaire flandrien. En 1946, R. TAVERNIER, se basant sur une série d'observations, entre autres la présence de *Dryas octopetala* au sommet des sables qu'on attribue à l'assise d'Ostende, estime qu'il est impossible que cette assise appartienne au cycle flandrien post-glaciaire. Comme d'autre part l'étude paléontologique de NORDMANN semblait exclure un âge eemien, il est amené à considérer l'assise d'Ostende comme un dépôt interstadial du Würmien.

Depuis lors de nouvelles observations ont amené cet auteur à mettre en doute les conclusions stratigraphiques de l'étude paléontologique de NORDMANN, entre autres la superposition au-dessus des dépôts à *Corbicula fluminalis*, dans la plaine de la Lys, de trois limons, séparés par un sol.

Parallèlement à l'évolution de la plaine maritime s'est effectué le remblaiement du fond des vallées en Basse Belgique. D'une manière générale, on trouve, dans les parties les plus profondes des thalwegs, des dépôts fluviatiles avec *Corbicula fluminalis*, souvent très abondante (Templeuve, Escanaffles, Sint-Denijs-Westrem, Gand, Sint-Martens-Leerne, Deinze, etc...). En outre, on y a signalé à maintes reprises *Cardium edule*. Ces dépôts ont une grande extension au nord de Gand, où ils forment la partie inférieure du colmatage de la « vallée flamande » (TAVERNIER, 1946). Les dépôts à climat tempéré de Hofstade, signalés par RUTOT et dont récemment PASTIELS et VAN HOORNE ont étudié la flore, et vraisemblablement les couches tourbeuses pléistocènes de Soignies (étudiés par A. RUTOT et dont l'étude a été reprise par De HEINZELIN et VAN HOORNE) sont à assimiler à l'interglaciaire Riss-Würm. Cette interprétation fut déjà émise une première fois par TAVERNIER en 1943, mais par après cet auteur revisa son opinion (1946, 1948). Il est vraisemblable que l'extension des dépôts d'âge Inter-glaciaire Riss-Würm soit beaucoup plus grande qu'on ne l'a admis jusqu'à présent. Il n'est d'ailleurs pas impossible que les études actuellement en cours permettront la subdivision de cette période, peu connue à présent.

## 2. — GLACIAIRE WÜRMIEN

Les dépôts rapportés au glaciaire Würmien ont une grande extension en Belgique, et s'y présentent sous des facies très divers, mais essentiellement d'origine nivéo-éolienne et nivéo-fluvial (sables de couverture, limons, dépôts de solifluxion et de ruissellement). Toutefois les dépôts nettement fluviatiles existent également, et notamment le long de la Meuse. Le bief de la Meuse situé en territoire belge appartenait au cours moyen du fleuve. Par suite de la forte désagrégation physique des roches dans le cours supérieur et du fort débit solide des rivières, des phénomènes d'alluvionnement se développèrent, — tout comme au cours des

glaciations antérieures — donnant naissance cette fois aux dépôts de la Basse-Terrasse. L'altitude de ces dépôts, entre autres dans le Limbourg, coïncide à peu de chose près avec l'actuel lit majeur du fleuve, avec lequel ils ont souvent été confondus. Ils se différencient cependant des dépôts du lit actuel, sinon par une faible différence de niveau, au moins par un profil de sol bien développé. La basse terrasse de la Meuse se raccorde vers le nord aux alluvions du Rhin, dont l'âge glaciaire est bien démontré, notamment par le caractère de « braided river » que M. EDELMAN vient de leur reconnaître.

#### *Dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux*

Les sables de couverture de la Basse-Belgique, les limons supérieurs de la Moyenne et de la Haute Belgique, avec les nappes de solifluxion et de ruissellement constituent les dépôts d'origine nivéo-éolienne et nivéo-fluviale.

a) LES LIMONS SUPÉRIEURS. — Dans les limons supérieurs on peut distinguer trois séries, qui sont de haut en bas :

3. Le limon jaune friable ou ergeron supérieur ;
2. Le limon gris feuilleté ou ergeron moyen ;
1. Le limon gris à points noirs ou ergeron inférieur.

3. *Le limon jaune friable ou ergeron supérieur.* — L'ergeron supérieur est un limon de teinte jaune clair, à grain très fin, doux au toucher et friable, souvent calcarifère. Tantôt il se présente en minces lits dus à la présence d'éléments finement sableux, tantôt il ne montre aucune stratification. La partie supérieure est toujours décalcifiée. La limite entre la zone décalcifiée et la zone calcarifère est le plus souvent très nette et est soulignée par un horizon d'enrichissement en calcaire avec poupées ou petites tubulations de formes irrégulières.

Le limon jaune friable présente des caractères très constants sur de grandes étendues, aussi bien sur les crêtes que sur les flancs des collines. Toutefois, on en connaît des variations régionales. Dans le Hainaut, sa partie inférieure est généralement riche en coquilles terrestres et bien stratifiée, les lits plus sableux devenant moins importants vers le haut. Dans le sud de la Flandre, il arrive que la zone inférieure soit constituée presque entièrement de sable très fin, rarement calcarifère. Enfin, en Hesbaye et sur le Plateau brabançon, l'ergeron supérieur est brun clair, non stratifié et homogène, à grain très fin, friable et pulvérulent ; il ne renferme pas de coquilles (« Brabantien » de RUTOT).

Dans la masse de l'ergeron supérieur, il y a parfois possibilité de reconnaître des subdivisions. Ainsi dans plusieurs carrières on peut observer, dans la masse de l'ergeron supérieur, soit un léger cailloutis (entre autres Boncelles, Mont-Saint-Guibert) soit un brusque changement de facies (entre autres Renaix, Beveren). Les changements de facies se répètent parfois.

L'altération post-glaciaire a transformé l'ergeron en « terre-à-briques » ou « loess lehmifié ». C'est un limon rouge-brunâtre, complètement décalcifié et sans aucune apparence de stratification, mais présentant une structure polyédrique très typique. Son épaisseur

atteint rarement deux mètres. C'est l'horizon d'illuviation (« horizon B ») d'un sol formé sous une couverture forestière (Chêne-Charme) et dont l'horizon d'éluviation n'est que rarement conservé.

La terre-à-briques, formée par des processus pédologiques, ne peut être confondue avec le limon décalcifié. L'analyse granulométrique montre qu'il y a eu une légère augmentation de la teneur en éléments argileux. Cet enrichissement est dû à la formation de minéraux argileux authigènes et aussi à leur migration. Il résulte des travaux pour l'établissement de la Carte des sols du pays que l'intensité des processus pédologiques qui ont contribué à la formation des sols sur limon varie en fonction de divers facteurs, entre autres la topographie (R. DUDAL).

A la base de l'ergeron supérieur on trouve le plus souvent un niveau graveleux peu épais constitué de petits éclats de silex, de fragments de grès tertiaire ou de craie (dans les régions à sous-sol crayeux) et de petites concrétions de limonite manganésifère. Ce gravier est assez constant, a une allure fort tourmentée et ravine le limon sous-jacent. Même aux endroits où il est peu développé, voire absent, on constate que l'ergeron supérieur a raviné son substratum. Ce cailloutis est manifestement un dépôt de solifluxion (nivéo-fluvial) antérieur à l'ergeron supérieur. Signalons aussi que dans la masse même de ce dernier, mais vers la base, on observe, à certains endroits, des allures tourmentées contemporaines ou postérieures à la sédimentation.

En Haute Belgique, l'importance du niveau de solifluxion de base de l'ergeron supérieur devient souvent plus grande, tandis que l'épaisseur de l'ergeron diminue. En de nombreux endroits cet horizon de solifluxion est seul représenté. D'ailleurs pratiquement toute l'Ardenne est recouverte par des nappes de solifluxion qui correspondent, au moins en partie, à l'horizon de solifluxion de la base de l'ergeron supérieur ou des ergerons plus anciens.

2. *Le limon gris feuilleté ou ergeron moyen.* — L'ergeron moyen est un limon gris, assez argileux qui a souvent la propriété de se séparer en minces filets. Tantôt il est calcarifère et riche en coquilles (*Succinea oblonga*, *Heix hispida*, *Pupilla muscorum*, *Columella Columella*) tantôt il est décalcifié et de teinte gris brunâtre. Sa couleur est due, en grande partie, à la présence de nombreuses particules d'origine végétale (radicelles). L'abondance de celles-ci lui donne parfois un aspect quelque peu foncé (facies Hesbayen). La partie inférieure de l'ergeron moyen est parfois caractérisée par des alternances de minces lits sombres et clairs, plus sableux, présentant des ravinements dus au ruissellement et à l'action de ruisseaux temporaires ; il est alors affecté de plissottements et de petites fentes de gel (dislocations périglaciales). En Flandre occidentale (Proven, Poperinghe) ce facies semble assez constant, et y est nettement sableux.

En de nombreuses coupes le limon présente au sommet un lehm résultat de la formation d'un sol interstadiaire. Là où les solifluxions de base de l'ergeron supérieur n'ont pas tronqué le sommet de l'ergeron moyen on constate la présence d'une mince couche de teinte gris blanchâtre ou gris cendré, chargée de particules charbonneuses et reposant sur une zone plus argileuse, un peu rubéfiée. Si, en général, le sol est plus faiblement développé que celui de l'ergeron

supérieur, les exceptions ne sont pas rares. Ainsi à Soignies nous avons pu observer un sol très développé, dont l'horizon illuvial est puissamment rubéfié et surmonté d'un horizon illuvial grisâtre avec zone très humifère, presque tourbeuse au sommet.

Le niveau de solifluxion à la base de l'ergeron moyen est généralement plus développé que celui de l'ergeron supérieur, indiquant une érosion et des ravinements plus importants. En fait l'ergeron inférieur manque souvent.

1. *L'ergeron inférieur* présente de fortes ressemblances avec l'ergeron moyen ; cependant il est rarement fossilifère, le feuilletage est moins général, il est plus brunâtre, assez altéré et souvent criblé de points noirs. Souvent il n'est conservé que de façon fragmentaire dans de petits thalwegs (Carrière Laubain, Proven, etc...). Etant rarement visible, il a été mal étudié. Son caractère altéré est peut-être dû à une sédimentation lente. Cette hypothèse est corroborée par la présence à sa base d'un paléosol noir, signalé en de nombreux endroits dans le nord de la France par F. BORDES. Ce paléosol appartient à l'ergeron inférieur, et non à l'ergeron moyen, comme semble le croire F. GULLENTOPS.

A la base de l'ergeron inférieur existe un niveau caillouteux de solifluxion, généralement bien développé, qui repose tantôt sur des limons plus anciens, tantôt sur des nappes caillouteuses plus anciennes, ou sur des terrains antéquatéraux.

\* \* \*

On observe rarement la superposition des trois ergerons en affleurement. Dans des sondages, entre autres dans la région de la Lys, près de la frontière franco-belge, l'existence de trois limons superposés a été reconnue plusieurs fois au-dessus des dépôts à *Corbicula fluminalis*. Souvent toutefois il n'existe qu'un ergeron, parfois deux et plus rarement trois, qui reposent à leur tour sur des limons plus anciens, par exemple à Seneffe-Godarville.

L'épaisseur de la couverture limoneuse est très variable. L'épaisseur maximum semble être de 30 mètres. Le long des pentes l'épaisseur varie d'après l'orientation et ceci est un des caractères les plus typiques du manteau limoneux. Les pentes exposées à l'ouest ont une épaisseur moins que celles orientées vers l'est. Cette disposition contribue au caractère dissymétrique des vallées de la Moyenne Belgique.

Les limons ont en Belgique une extension beaucoup plus grande qu'on ne l'a cru jusqu'à présent. C'est surtout grâce aux travaux de la Carte des sols que l'on possède maintenant des données précises sur leur extension. Déjà en 1948, TAVERNIER admettait la présence d'un apport éolien important sur l'Ardenne, présence confirmée par des études récentes. Dans le Pays Gaumais <sup>(1)</sup> existent également de grands placages de limons souvent très homogènes, d'une épaisseur dépassant parfois 2 mètres. En général toutefois, les limons de la Haute Belgique sont très chargés de cailloux et sont parfois mélangés de l'argile ou du sable d'altération de roches sous-jacentes.

(1) D'après H. HALLET, chef-cartographe au Centre de Cartographie des Sols.

Toutes les particularités d'extension et de constitution des limons supérieurs sont en accord avec l'hypothèse de leur origine nivéo-éolienne au cours de la dernière glaciation.

Notre pays tout entier faisait alors partie d'une région à climat périglaciaire. Suivant que le froid s'accroissait ou diminuait, les précipitations se faisaient sous forme de neige ou de pluie et le sol était plus ou moins exposé au ruissellement. De nombreux auteurs admettent, au cours du Würmien, l'existence de deux épisodes de réchauffement du climat, divisant cette période en trois stades (Würm I, II et III), séparés par deux interstades.

Au cours des stades, les précipitations se faisaient essentiellement sous forme de neige. Les vents dominants, de direction ouest et nord-ouest, apportaient de la neige et des éléments terrigènes qui se déposaient en quantité plus ou moins importante d'après l'orientation des pentes du terrain. Lors de la fonte des neiges, un déplacement des particules minérales s'opérait par ruissellement, provoquant même un déplacement de matériaux volumineux.

Pendant les interstades, l'apport éolien diminuait ; il y avait décalcification du limon aux affleurements, développement de la végétation et formation d'un sol. L'absence de données détaillées sur les sols formés au cours des deux interstades ne nous permet pas de formuler avec certitude des conclusions au sujet du climat interstadiaire. La présence de nombreux restes de végétaux dans les ergerons moyen et inférieur semble indiquer que le froid n'a pas été aussi intense au cours des stades I et II du Würmien qu'au cours du Würm III, qui semble avoir été plus sec.

En régime périglaciaire, les eaux de pluie et de fonte des neiges ne peuvent s'infiltrer dans le sous-sol gelé. Il en résulte un ruissellement intense donnant naissance à des gouttières dans les surfaces en pente. C'est là également l'origine des vallons secs qui sont si fréquents en Moyenne Belgique, où ils prolongent les têtes de vallées actuelles, et des vallons suspendus qui débouchent au flanc de nos grandes vallées en Moyenne et Haute Belgique.

Les matériaux que le ruissellement a enlevés forment des coulées boueuses qui s'étalent sur les versants et viennent s'accumuler au fond des vallées, où ils peuvent être repris par les rivières. Toutefois, là où celles-ci n'ont pu les débayer, ils forment à la sortie des vallons latéraux des accumulations allongées à surface bombée, dans lesquelles les ruisseaux et les rivières ont parfois creusé leur lit actuel. C'est à tort qu'on les a considérées comme des dépôts alluviaux, malgré l'apparence de terrasse ou de plaine fluviale qu'elles présentent quelquefois. En Moyenne Belgique, leur composition lithologique est souvent celle des limons ; en Haute Belgique ce sont des limons très caillouteux. En 1948, R. TAVERNIER proposa d'appliquer le terme de nivéo-fluvial à des colluvions anciennes et aux processus qui leur ont donné naissance. Ce terme est maintenant généralement utilisé au Pays-Bas.

Les phénomènes périglaciaires et en particulier les actions nivéo-fluviales ont joué un rôle prépondérant dans la genèse du relief surtout en Haute Belgique. Cet aspect sera discuté plus en détail dans le chapitre consacré à la Haute Belgique au Quaternaire.

b) LES SABLES DE COUVERTURE. — Les sables de couverture se trouvent surtout en Basse Belgique. Le passage des sables aux limons est en relation très nette avec le relief. Le passage

s'effectue insensiblement quand le relief déprimé de la Basse Belgique passe graduellement au relief plus marqué de la Moyenne Belgique. Les sables deviennent plus fins et l'on voit souvent apparaître petit à petit des intercalations franchement limoneuses, de plus en plus nombreuses. Sur une surface en pente légère, les sables peuvent atteindre une cote assez élevée, par exemple 40 m en Campine. Par contre, quand il existe un ressaut de terrain, le passage des sables aux limons se fait très rapidement. Aux abords de cette zone de passage, les sommets des collines élevées sont d'habitude démunis de couverture tandis que sur les plateaux plats existent de grands placages sablo-limoneux ou limoneux. La zone de transition entre les sables de couverture de la Basse Belgique et les limons de la Moyenne Belgique constitue la région sablo-limoneuse. La couverture nivéo-éolienne y est généralement peu épaisse (1 m) et souvent finement sableuse.

Signalons encore que la nature du sous-sol influence le mode de transition des sables aux limons. En général, le passage est plus brusque sur un substratum argileux que sur un substratum sableux ou graveleux.

En Basse Belgique, les sables d'origine nivéo-éolienne forment une couverture d'épaisseur variable. Ce sont des sables fins, à granulométrie constante, reposant sur un cailloutis (correspondant aux prêles ou cailloutis de solifluxion) dont les éléments sont généralement éolisés et présentent une disposition en polygones à diamètre variable, due à des phénomènes de cryoturbation. En surface, les sables de couverture ne sont pas calcarifères, mais ils le sont à des profondeurs variant d'un endroit à l'autre. Parfois ils sont fossilifères. Nous avons trouvé *Succinea*, *Pupilla*, *Columella* et d'autres formes caractéristiques des ergerons à Hansbeke, Aalter, Deinze, etc...

L'épaisseur du manteau du sable est variable, atteignant 20 m et plus au-dessus d'anciens thalwegs, la Vallée flamande par exemple, et se réduisant à quelques décimètres ou manquant même complètement sur certaines buttes. Le dépôt de ces sables a de cette façon contribué largement à aplanir le pays.

L'importance des phénomènes de solifluxion et des actions nivéo-fluviales est très marquée là où d'anciens thalwegs ont été comblés. On y constate la présence d'éléments provenant manifestement de remaniements, mêlés à des sables d'origine éolienne. C'est ainsi que l'on connaît des sables tertiaires (lédiens et paniséliens en Flandre, diestiens dans le Hageland) en paquets si considérables, qu'en certains sondages on a pu les confondre avec des dépôts tertiaires *in situ*. Cependant ils renferment des silex cacholonisés, des débris de grès tertiaires et parfois même des fossiles quaternaires tels que *Pupilla muscorum* et *Columella columella*. Il s'agit là de mouvements de masse comparables aux solifluxions observées dans les ergerons.

Dans les sables de couverture, la recherche de niveaux correspondant aux trois subdivisions des ergerons est malaisée. D'une part, aux endroits où l'on peut en observer la base, ces sables sont peu épais et il y a manifestement des lacunes ; en outre, les cryoturbations ont eu pour effet de brouiller les coupes. D'autre part, les grosses épaisseurs de sable sont enfouies sous le niveau de la plaine et noyées dans la nappe phréatique : ce n'est que par sondages qu'on peut les étudier. Dans quelques sondages nous avons pu constater la présence

de deux horizons non calcarifères dans la masse des sables, contrastant par leur teinte jaune avec le sable gris calcarifère. On a également reconnu par sondage l'existence de niveaux tourbeux.

Une circonstance particulièrement favorable s'est présentée lors des travaux de rectification du canal de Gand à Bruges, au nord ouest du village d'Aalter. On pouvait y étudier une coupe complète dans les terrains quaternaires. Leur épaisseur y est très variable, atteignant 10 m au Westveld. A cet endroit on trouve deux niveaux de solifluxion intercalés dans la masse des sables. Ils renferment des cailloux éolisés, parfois volumineux et vont s'unir vers le sommet des buttes voisines, où ils se confondent avec les prêles. L'analogie frappante que montre cette disposition avec celle observée dans les ergerons n'est pas une simple coïncidence. Elle montre clairement que la succession de trois niveaux existe aussi dans les sables de couverture, tout comme dans les ergerons. Des observations récentes effectuées lors du creusement du Sifferdok à Gand, du Ringvaart et les travaux pour l'autostrade semblent corroborer cette interprétation. Dans plusieurs de ces coupes R. VAN HOORNE a pu mettre en évidence l'existence d'une flore froide.

\* \* \*

La subdivision du glaciaire Würm en trois stades et deux interstades n'est pas généralement admise. Certains auteurs (J. BUDEL, T. VAN DER HAMMEN) pensent que le glaciaire Würm ne constitue qu'une seule période froide. D'autres, comme ZEUNER et plusieurs auteurs allemands, distinguent deux subdivisions. F. BORDES, R. TAVERNIER et V. COMMONT reconnaissent trois phases dans le Würm. Ce dernier auteur, que même de M. BREUIL sont d'avis qu'il pourrait y avoir quatre subdivisions. Au Pays-Bas, I. VAN DER VLERK et F. FLORSCHÜTZ, se basant sur des informations paléobotaniques de plusieurs puits et sondages, admettent l'existence de trois stades froids, séparés par deux interstades. En Belgique, M. J. DE HEINZELIN <sup>(1)</sup>, en 1953, était plutôt enclin à n'admettre que deux stades, séparés par un interstade, mais depuis lors il paraît hésiter entre deux et trois stades. Récemment F. GULLENTOPS, dans un travail à l'impression <sup>(2)</sup>, ne reconnaît que deux lœss Würmiens. Il propose le nom de lœss hennuyen pour les limons antérieurs à ces deux lœss Würmiens, et leur attribue un âge rissien. Nous pensons que toutes ces interprétations ne sont point contradictoires ; en effet, rares sont les endroits où la série des limons lœssiques est complète. Pour cela nous estimons qu'il est vain de vouloir établir la stratigraphie des dépôts nivéo-éoliens en se basant sur quelques coupes seulement. Un réseau serré d'observations s'impose. Par ailleurs, l'interprétation des sols, au point de vue climat, est extrêmement délicate. Ainsi les données paléobotaniques indiquent que le climat interglaciaire Riss-Würm est très voisin du climat actuel (aux Pays-Bas 91 % des espèces rencontrées sont actuellement indigènes). Par contre, certains auteurs, par exemple F. GULLENTOPS, se basant sur les caractères des

<sup>(1)</sup> Conférence au Symposium du Pléistocène à Utrecht en 1953.

<sup>(2)</sup> Ce travail vient de sortir de presse et est publié dans les *Mémoires de l'Institut Géologique de Louvain*.

sols, concluent à l'existence d'un climat méditerranéen notablement plus chaud que le climat post-glaciaire.

Dans l'état actuel de nos connaissances il nous semble que la subdivision du Würm en trois stades et deux interstades s'impose. L'argument majeur nous paraît la présence, au-dessus des dépôts à *Corbicula fluminalis*, entre autres à Avelgem, de trois limons lœssiques séparés par deux lehm nets. Il se peut qu'à l'est du pays, le limon récent inférieur soit moins bien représenté qu'à l'ouest du pays et que, là où il existe encore, il puisse être confondu avec les limons d'âge rissien. En Allemagne également l'ergeron récent inférieur manque le plus souvent.

### 3. — TARDIGLACIAIRE

Actuellement on s'accorde en général pour définir le tardiglaciaire comme la période comprise entre l'extension maxima des glaciers de la glaciation de la Vistule (Würm) et la formation de la Salpausselkä en Suède centrale. Cette période peut se subdiviser en quatre phases qui sont de haut en bas :

- Le Dryas supérieur.
- L'oscillation Alleröd.
- Le Dryas inférieur.
- L'oscillation Bölling.

Les données paléobotaniques danoises et néerlandaises indiquent que l'oscillation Bölling a été de courte durée, et peu prononcée, à tel point que le sous-sol gelé aurait subsisté. Par contre, pendant l'oscillation Alleröd le climat s'est nettement amélioré et le sous-sol gelé aurait disparu pour revenir pendant la période du Dryas supérieur. En Belgique, en région sablonneuse, on trouve en de nombreux endroits une succession des couches qui présente une analogie frappante avec les formations dans lesquelles, aux Pays-Bas, T. VAN DER HAMMEN a pu mettre en évidence les phases susmentionnées.

Toutefois, la présence de l'oscillation Bölling n'a pu être mise en évidence avec certitude. Par contre le niveau Alleröd paraît être un phénomène très général et les études paléobotaniques de VAN HOORNE viennent de le confirmer.

Dans l'état actuel de nos connaissances on peut assumer que si l'effet de l'oscillation Bölling a été négligeable et a constitué la continuation du régime périglaciaire en Belgique, par contre l'oscillation Alleröd a profondément influencé notre pays. Pendant cette période il y a eu non seulement un arrêt pratiquement complet de la sédimentation éolienne (sable de couverture et limon), mais une reprise générale de l'érosion et de la sédimentation fluviale. On a distingué dans la période Alleröd une phase continentale suivie d'une phase fluviale. Pendant la phase continentale les rivières connurent un régime nival, avec seulement pendant la période estivale des quantités notables d'eau provenant de la fonte des neiges. Par contre pendant la phase fluviale l'apport d'eau était plus régulièrement réparti. Pendant la période Alleröd, de nombreux ruisseaux latéraux, aboutissant dans des vallées plus importantes se

sont creusés et ont déposé des cônes de déjection sablo-caillouteux aux endroits où ils débouchaient dans la vallée majeure. Le plus souvent ces cônes de déjection reposent sur un dépôt lœssique montrant parfois des traces d'un colluvionnement contemporain de la sédimentation. L'absence d'un sol ou d'une zone altérée à la partie supérieure de ce limon prouve que la formation de ces cônes de déjection s'est effectuée immédiatement après le dépôt lœssique. Si les ruisseaux latéraux avaient une certaine importance les cônes de déjection sont très largement étirés et peuvent s'étendre parfois sur plusieurs kilomètres dans la vallée majeure. Ce phénomène est très général en Basse et en Moyenne Belgique et a été observé dans pratiquement toutes les vallées (par TAVERNIER, KERIS, T'JONCK, MOORMANN, dans la vallée de l'Escaut, de la Lys, de la Senne et de la Dendre, et par G. SCHEYS, dans la vallée du Zwarte beek, lors du levé de la carte des sols). En dehors de la zone du cône de déjection on trouve par endroit un horizon de végétation (T'JONCK, SCHEYS) recouvert par une couche d'argile fluviatile d'un à deux mètres d'épaisseur et qui recouvre également les cônes de déjection, ou au moins les parties les plus basses de ces cônes, en s'amincissant dans les parties les plus élevées, qui parfois ne sont pas recouvertes. Il est vraisemblable que le dépôt de l'argile correspond à la phase fluviatile de la période Alleröd. Il semble bien qu'en Haute-Belgique des phénomènes semblables existent, mais ils ont été insuffisamment étudiés jusqu'à présent <sup>(1)</sup>. Il importe toutefois de faire remarquer qu'à l'heure actuelle les données paléobotaniques pour dater de la période Alleröd la formation des cônes de déjection et des argiles manquent le plus souvent. Toutefois, les quelques résultats déjà obtenus par VAN HOORNE, et la similitude de ces formations avec celles décrites par PONS et SCHELLING aux Pays-Bas plaident en faveur de cette interprétation.

C'est vraisemblablement aussi du début de la période Alleröd que date le creusement du très grand nombre de lits des innombrables petits ruisseaux qui existent dans la Flandre sablonneuse et en Campine. A leur base on trouve souvent une couche tourbeuse, couverte de sédiments, présentant dans leur partie inférieure des cryoturbations et un caractère nettement éolien au sommet. Le plus souvent ces lits de ruisseaux sont maintenant entièrement colmatés par des sédiments éoliens et ne se remarquent pas ou à peine dans la topographie actuelle <sup>(2)</sup>.

Pendant cette période, les rivières majeures étaient vraisemblablement en creusement. En dehors des vallées, sous l'influence d'une végétation forestière (de pin et de bouleau) les influences pédologiques se manifestèrent. Localement on trouve des minces couches tourbeuses, ailleurs un simple niveau de végétation et parfois un profil de sol net. La présence de particules de charbon de bois de Pin (niveau d'Usselo de VAN DER HAMMEN) semble assez général. L'âge tardiglaciaire Alleröd de ce niveau a pu être mis en évidence par R. VAN HOORNE en plusieurs endroits, par exemple à Eeklo.

<sup>(1)</sup> Observations faites au cours du levé de la carte des sols.

<sup>(2)</sup> Voir Guide to the Excursion, par TAVERNIER et collaborateurs.

On admet qu'après l'oscillation Alleröd s'est manifestée une reprise générale du froid avec formation d'un sous-sol gelé (tjäle). Cette période a été caractérisée par une reprise de la solifluxion périglaciaire et par la formation de dépôts éoliens du Dryas supérieur.

Les dépôts éoliens du Dryas supérieur se composent de sables qui se trouvent surtout en Basse Belgique et qui montrent une nette relation avec le réseau fluvial. Ce sont des nappes peu épaisses, qui atteignent leur épaisseur maximale (quelques mètres) le long des rives orientales des biefs nord-sud des cours d'eau. Elles existent aussi mais moins nettement développées sur les rives occidentales. Dans le nord de la Basse Belgique (Meetjesland, Pays de Waes), ces sables éoliens paraissent recouvrir les sables de couverture d'une manière assez générale. Ils y reposent partout sur le niveau de l'Alleröd. Au point de vue granulométrique, les sables du Dryas supérieur ont un diamètre moyen légèrement supérieur à celui des sables de couverture et leur fraction argileuse est nettement inférieure.

Les sables éoliens du Dryas supérieur présentent des variations d'épaisseur, qui en dehors de l'influence des vallées majeures, provoquent un relief faiblement ondulé. On peut reconnaître une série de zones plus élevées, orientées du sud ouest au nord est et qui se continuent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Certains de ces dos traversent les plaines alluviales de l'Escaut au nord d'Anvers. La base des sables du Dryas supérieur est presque partout affectée de phénomènes de cryoturbation. Très souvent la partie inférieure est plus grossière et on y trouve souvent des zones de sable graveleux. D'une manière générale on trouve en Campine un facies plus grossier qu'en Flandre. Vraisemblablement une partie des traînées de dunes de la Campine remonte jusqu'au Dryas supérieur.

Dans la région sablo-limoneuse, les sables du Dryas supérieur semblent confinés uniquement le long des vallées. On les trouve aussi dans les plaines actuelles où ils sont recouverts, au moins partiellement, d'alluvions récentes, les parties non recouvertes forment les îlots sableux (donk).

En dehors des vallées, en région sablo-limoneuse et même région limoneuse, les sables du Dryas supérieur forment souvent une mince nappe sableuse recouvrant le limon. Ce phénomène contribue à rendre confuse la transition des sables de couverture vers les limons. Il explique également la pénétration vers le sud de la région sableuse dans la région limoneuse le long de la rive orientale des cours d'eau de la Moyenne Belgique. Par ailleurs il faut attribuer vraisemblablement un âge Dryas supérieur à certaines nappes de sable de la Moyenne Belgique (Casteau). Il est toutefois évident que ces dépôts ont connu des remaniements ultérieurs.

On ne connaît pas avec certitude des formations éoliennes loessiques datant du Dryas supérieur. On a vu que les sables de cette période paraissent avoir une origine locale (lokaal dekzand) d'où leur localisation le long des cours d'eau. Il est probable que les limons ont mieux résisté à l'ablation éolienne. D'ailleurs le dépôt d'une mince couverture de limon pourrait difficilement être mis en évidence parce que incorporée dans le profil du sol actuel.

Néanmoins la période du Dryas supérieur a marqué de son empreinte la Moyenne et la Haute Belgique surtout par des phénomènes de solifluxion. Les dépôts de solifluxion

que l'on trouve souvent au-dessus du limon dans la région limoneuse à proximité d'affleurements du sous-sol ou d'anciennes nappes de solifluxion, sont à dater de cette période. Il est remarquable que, malgré leur extension relativement grande, on les a si peu signalés. M. DE HEINZELIN en a fourni une très belle description au gisement d'Otrange. En Haute Belgique cette phase ultime de solifluxion se retrouve presque partout ; elle pourrait expliquer les nappes limoneuses peu épaisses de la Haute Belgique, et l'accentuation marquée vers le haut du caractère hétérogène des nappes plus épaisses. L'existence de véritables nappes de solifluxion datant du Dryas supérieur paraît certaine. Nous pensons que plusieurs dépôts de solifluxion, attribués au glaciaire Würm (décrits par DE BÉTHUNE, GULLENTOPS, entre autres) datent en réalité du Tardiglaciaire.

La reconnaissance de la période froide du Dryas supérieur, caractérisée par d'importants phénomènes de solifluxion et par l'absence d'un dépôt lœssique notable, permet de concilier en Europe occidentale les observations préhistoriques apparemment contradictoires provenant de l'étude des cavernes et des abris sous roches d'une part et des gisements de plein air dans les limons d'autre part. On sait que les fouilles des abris sous roche mettent en évidence une période de solifluxion importante contemporaine du Solutrien et du Magdalénien. Par contre, on ne connaît ni en France, ni en Allemagne aucun gisement qui puisse être rapporté à un lœss quelconque. D'après F. BORDES, la dernière industrie trouvée tout en haut dans le lœss récent III est du Proto-Solutrien. Les observations récentes lors des fouilles en cours à Spy <sup>(1)</sup> et dont G. SCHEYS a fait un relevé pédologique détaillé montrant également l'existence d'une ultime phase de solifluxion importante postérieure au dépôt du limon.

Signalons encore que sur le plateau de la Campine on observe également des solifluxions postérieures au sable de couverture, de même qu'au Pays-Bas dans la Veluwe, où VAN DER HAMME et MAARLEVELD (1952) ont pu mettre en évidence leur âge Dryas supérieur. Enfin FLINT et DEEVEY (1951) ont prouvé, à l'aide de données fournies par la méthode du carbone radioactif, que l'interstade du « Two-Creeks-horizon » correspond à l'oscillation Alleröd, prouvant ainsi que la période du Dryas supérieur en Europe correspond à une avancée glaciaire aux Etats-Unis, notamment le stade Mankato. Ceci corrobore le caractère froid que nous attribuons à la période du Dryas supérieur.

Les progrès rapides de nos connaissances concernant le Pléistocène supérieur en général et plus particulièrement concernant les dépôts de cette période connus en Belgique (ceci grâce surtout aux prospections effectuées en vue de l'établissement de la Carte des Sols du pays) sont cause de l'évolution rapide des opinions relatives à la stratigraphie de cette période. L'essai de synchronisation des dépôts attribués au Pléistocène supérieur, qui est présenté ici, ne peut avoir dès lors qu'un caractère provisoire.

---

<sup>(1)</sup> Ces fouilles sont exécutées à Spy par les services de l'Institut des Sciences Naturelles de Belgique sous la direction de M. TWISSLERMAN.

Holocène				
Tardi-glaciaire	Dryas supérieur	Sable éolien en Basse-Belgique, solifluxion en Moyenne et surtout en Haute-Belgique.	Alternances d'accumulation et d'érosion dans les rivières (Formation du complexe des Basses-Terrasses).	Solutrien et Magdalénien
	Alleröd	Creusement dans les petites vallées et dépôts de cônes de déjection et d'argile dans les vallées plus importantes.		
Glaciaire Würm (Tubantien des Pays-Bas).	Würm III	Dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux (sable de couverture et ergeron supérieur avec niveau de solifluxion à la base); en Haute-Belgique nappes de solifluxion plus importantes que les dépôts nivéo-éoliens.		Aurignacien
	Interstade	Formation de sol (lehmification de l'ergeron moyen).		Moustérien très évolué
	Würm II	Dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux (sable de couverture et ergeron moyen). Solifluxion plus importante qu'à la base de l'ergeron supérieur.		Moustérien de tradition Acheuléenne et Moustérien typique
	Interstade	Formation de sol (lehmification de l'ergeron inférieur).		
Würm I	Dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux (sable de couverture et ergeron inférieur). Solifluxion très importante à la base.			

Interglaciaire Riss-Würm  
(Eemien des Pays-Bas).

Dépôts marins, estuariens et fluviaux de l'Assise d'Ostende (plaine maritime, vallée flamande et tributaires).

## II. — LE SYSTÈME HOLOCÈNE

### A. — Périodes préboréale et boréale

Actuellement on place le début de l'Holocène après la période du Dryas supérieur, que l'on croit correspondre au Fennoscandien (Salpausselka de la Suède centrale). Au point de vue botanique cette période dénommée préboréale est caractérisée dans nos régions par une forêt à pin et bouleau avec quelques éléments thermophiles dispersés qui, très rapidement, avec la période boréale, prennent une importance majeure.

L'événement le plus important de la période postglaciaire a été, pour nos régions, la disparition définitive du sous-sol gelé qui s'était reformé après l'Alleröd pendant la période du Dryas supérieur.

Lors de la disparition du tjàle, les petits affluents ont vu leur débit diminuer fortement, car les eaux s'infiltrèrent dans le sol, nourrissant la nappe phréatique raccordée aux grandes rivières. Ceci explique pourquoi tant de petits vallons suspendus débouchent dans nos grandes vallées. Il y eut donc un assèchement important de vastes surfaces de notre territoire. Toutefois, en certains endroits, l'imperméabilité du sol favorisa la persistance de tourbières (Fagnes).

Nous appelons creusement boréal la reprise d'érosion qui s'est opérée après la disparition du tjàle, au moment où le niveau de la mer était encore fort bas. En Moyenne Belgique, ce creusement a normalement suivi le cours des anciennes vallées, qui n'avaient été colmatées que partiellement par des dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux, et a utilisé certains tronçons formés pendant la période Alleröd. Par contre, en Basse Belgique, certains thalwegs avaient été comblés si complètement que le nouveau creusement n'a pas suivi nécessairement les anciens tracés. C'est ainsi que les deux Nèthes ont creusé, pour la majeure partie de leur cours, leur lit en dehors des thalwegs.

Consécutivement à l'approfondissement des vallées boréales, il s'est produit un abaissement progressif de la nappe phréatique. La végétation de parc-toundra a alors fait place à la forêt permanente. Mais avant que ce nouveau régime ne se soit installé, des actions éoliennes ont pu se manifester sur un sol encore incomplètement recouvert de végétation. Le phénomène est surtout bien marqué le long des cours d'eau, où le drainage des terrains s'opérait le plus facilement. La présence de dépôts éoliens de la fin du Préboréal et du début du Boréal, reposant directement sur des dépôts du Pléistocène supérieur, est donc liée au réseau hydrographique, comme l'ont déjà indiqué LEVY et, plus récemment, PEETERS. Ces dépôts sont souvent difficiles à distinguer des sables du Dryas supérieur.

### B. — Période atlantique

Le relèvement post-glaciaire du niveau de la mer (transgression flandrienne ou transgression à littorines) provoqua l'inondation du Pas de Calais et instaura un régime particulier dans la mer du Nord. Cette transgression n'a atteint la plaine maritime flamande que pendant la période atlantique. Elle y inondait une plaine pré-existante, formée par des sables du Pléistocène supérieur dans laquelle de petits cours d'eau avaient creusé des thalwegs lors de la période du creusement boréal (R. MARÉCHAL, 1948). Sur cette plaine la mer déposait les dépôts de l'assise de Calais (sables pissards). Dans la plupart des cas on trouve un niveau de végétation sous les sables pissards. C'est seulement dans les vallées d'érosion, drainant la région située en dehors de la région côtière, que s'est développée de la tourbe pendant le relèvement postglaciaire du niveau de la mer. De recherches récentes (F. STOCKMANS et R. VAN HOORNE) semblent indiquer que le niveau humifère, recouvrant parfois les dépôts sous-jacents à l'assise de Calais, ne s'est pas formé avant la période atlantique. Ce niveau, dit de la tourbe profonde, ne peut donc nullement être considéré comme la limite entre les époques pléistocène et holocène.

L'assise de Calais a en moyenne 10 m d'épaisseur. Elle est essentiellement composée de sables fins (« sables pissards »). Néanmoins, surtout vers le sommet, apparaissent localement

des lentilles argileuses qui peuvent atteindre une épaisseur de un à deux mètres. En outre la présence dans la masse des sédiments de l'assise de Calais de couches tourbeuses atteignant parfois plusieurs dm fait supposer que le relèvement du niveau de la mer n'a pas nécessairement été continu.

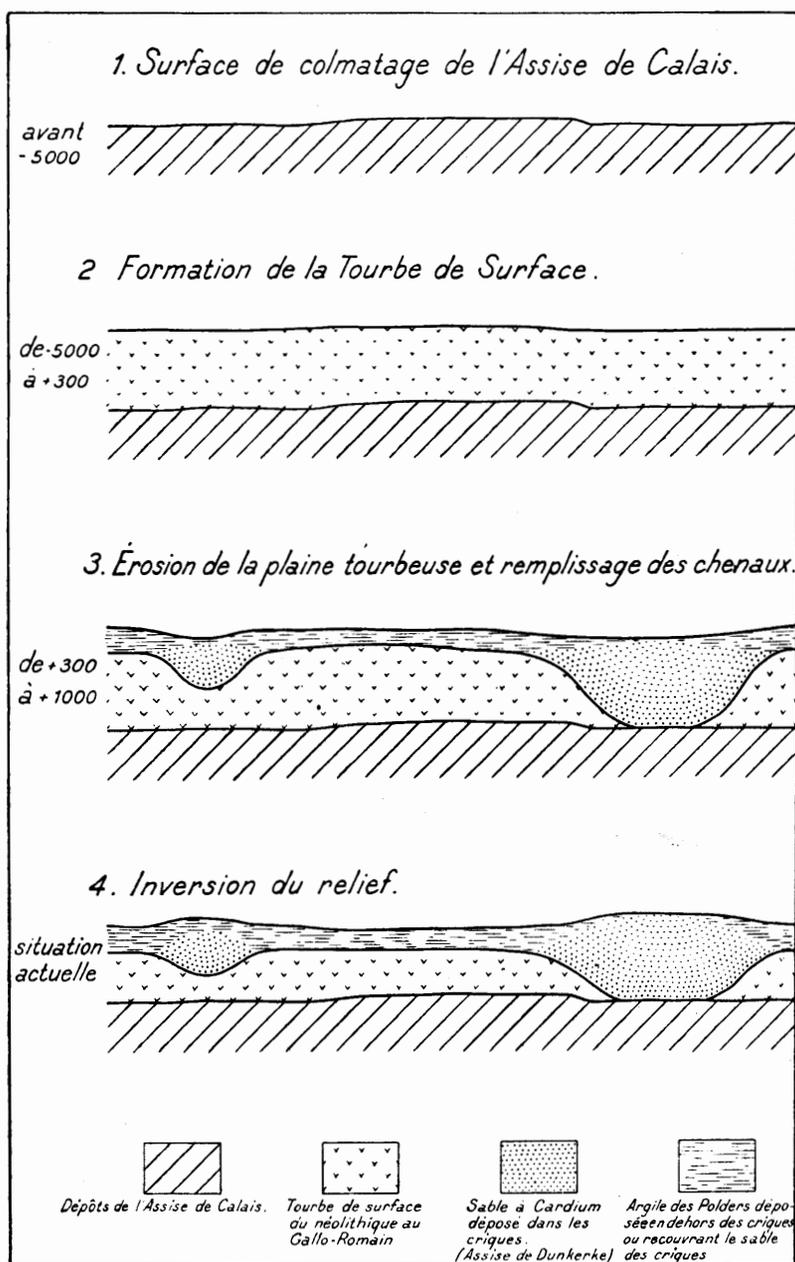


FIG. 1. — Croquis schématisant l'évolution de la plaine maritime.

Ultérieurement, à une époque qu'on peut faire remonter à environ 5000 ans avant notre ère, s'est constitué un cordon de dunes interdisant l'accès de la mer sur la nouvelle plaine maritime où venait de se déposer l'assise de Calais. Aussitôt, sur la surface ainsi découverte,

la végétation prend pied et ce sont des roseaux (phragmites) qui s'y implantent en premier lieu.

Pour expliquer la formation du cordon dunal, on a souvent invoqué un temps d'arrêt dans le relèvement du niveau marin, voire une faible régression de ce mouvement. Quant à l'emplacement de ce cordon, il se confond sensiblement avec celui des dunes actuelles, au moins entre le cap Blanc-Nez et l'embouchure de l'Yzer, où l'on en retrouve des restes (dunes de Ghyvelde). Plus au nord est, le long de la côte belge, le cordon se trouvait au large et il a actuellement disparu. Lorsqu'on arrive en Hollande, on le revoit à nouveau et il y présente des caractères particuliers : généralement il est en retrait sur les dunes actuelles, avec des ramifications qui permettent de supposer une formation complexe.

Parallèlement au colmatage de la plaine maritime se produisit un alluvionnement dans les vallées. En bordure de la plaine maritime les vallées d'érosion susmentionnées furent partiellement comblées par des matériaux terrigènes, généralement très tourbeux. Dans les vallées situées plus à l'intérieur du pays (en Basse et Moyenne Belgique) l'alluvionnement se manifeste par la formation de levées sableuses en bordure du lit mineur et de cuvettes à sédimentation argileuse dans le lit majeur. C'est dans ces cuvettes que se développe la tourbe (dite « de surface »), dès le moment où, par suite du relèvement persistant du niveau de base, les cours d'eau ont atteint un stade de sénilité tel que l'apport de matériaux terrigènes était devenu insuffisant pour permettre à la sédimentation de compenser le relèvement du plan d'eau.

### C. — Période subboréale

D'après les données palynologiques et paléobotaniques il semble bien qu'au cours de la période subboréale le climat soit devenu plus chaud et plus sec. De cette période date vraisemblablement un remaniement éolien des dunes continentales. On a reconnu dans celles-ci la présence d'anciens sols de végétation ensevelis sous une couverture sableuse d'épaisseur variable mais le plus souvent faible. Des analyses palynologiques de ces sols, exécutées par M. VAN HOORNE, indiquent un âge atlantique, quoique l'interprétation des résultats obtenus soit très délicate.

La formation de la tourbe des vallées s'est poursuivie au cours de la période subboréale. Dans la plaine maritime la formation de la tourbe, qui débuta lors de la formation du cordon dunal (dunes anciennes) coïncide au moins en partie avec la période subboréale. D'après les recherches récentes de F. STOCKMANS, il semble que l'évolution des tourbières dans la plaine maritime flamande s'est effectuée d'une façon comparable à celle qui fut décrite par J. BENNEMA (1949) pour certaines parties des Pays-Bas occidentaux. On peut en déduire que la plaine était constituée à cette époque de plusieurs tourbières bombées à sphaignes entourées de tourbières mésotrophes et eutrophes, localisées le long des cours d'eau et en bordure de la plaine.

L'âge de la tourbe est assez bien connu grâce à diverses trouvailles d'objets s'échelonnant depuis la préhistoire jusqu'à une période relativement récente. Citons dans l'ordre ascendant :

des outils néolithiques, des objets de l'âge du bronze, d'autres des périodes de Hallstadt et de la Tène, et finalement des poteries gallo-romaines et des monnaies dont les dernières sont datées du IV<sup>e</sup> siècle.

#### D. — Période subatlantique

Dans la plaine maritime la période atlantique correspond à une série de phases transgressives, qui ont abouti au dépôt de l'assise de Dunkerque au-dessus de la tourbe (fig. 1 et 2).

Pendant la première phase (dunkerquienne I), les régions tourbeuses situées dans la partie septentrionale de la plaine ont été inondées. Dans la partie méridionale, l'extension de la zone inondée était plus limitée. Par analogie avec les phénomènes étudiés à Walcheren (J. BENNEMA et K. VAN DER MEER, 1952), nous croyons pouvoir admettre que cette phase a eu lieu avant le début de notre ère, vraisemblablement vers l'an 100 av. J. C.

Si cette date est exacte, il est vraisemblable que la période d'inondations fut de durée relativement courte. En effet, la plaine tourbeuse ainsi que les dépôts marins de la plaine dunkerquienne I, ont été habités pendant l'époque romaine (début de notre ère). Par ailleurs, une nouvelle couche tourbeuse a été formée localement sur ces sédiments (Furnes, Wulpen). Nulle part en Belgique les sédiments de cette première phase n'affleurent.

La deuxième phase de la transgression dunkerquienne a été la plus importante. Elle a d'ailleurs déjà été reconnue depuis fort longtemps (A. BELPAIRE, 1855). La plaine presque entière fut inondée ainsi qu'une partie des régions limitrophes ; seul subsistent quelques parties du cordon dunal et quelques îlots tourbeux très élevés. D'après les données archéologiques (A. BRIQUET, 1930), le début de la transgression dunkerquienne II peut être placé vers le IV<sup>e</sup> siècle.

C'est seulement vers le milieu du VIII<sup>e</sup> siècle que les données toponymiques fournissent les premières indications d'une occupation humaine de la plaine maritime (A. BRIQUET, 1930, R. BLANCHARD, 1906).

Nous supposons que la fin des inondations générales de la transgression dunkerquienne II peut être placée vers le milieu du VII<sup>e</sup> siècle. Le début de la formation du cordon dunal actuel date également de cette époque.

Pendant l'inondation du IV<sup>e</sup> siècle la mer a presque partout atteint la limite actuelle des polders. Les effets de l'érosion et de la sédimentation lors des inondations ont pu être étudiés en détail lors du levé de la carte des sols de la région. On connaît l'emplacement des brèches dans le cordon dunal car, à partir de ces points critiques, la mer a entamé la tourbe et y a creusé des chenaux que l'on peut facilement repérer actuellement, parce qu'elle y a déposé du sable. Le balancement des marées et leur attaque inégale ont fait que ces chenaux d'érosion sont plus ou moins profonds. Parfois la tourbe a complètement disparu et les apports sableux reposent directement sur le fond argilo-sableux qui la supportait et qui appartient à l'assise de Calais. Parfois elle a été en partie conservée.

En règle générale, tous ces chenaux débordaient à marée haute. Les sables plus lourds se déposaient dans les chenaux, tandis que la surface de la tourbe, sur la plaine environnante,



se recouvrait d'une vase argileuse plus légère. Ainsi s'explique la diversité des dépôts qui se rencontrent actuellement à la surface de la plaine maritime.

L'argile qui s'est déposée sur la tourbe est grise, très compacte et contient des concrétions calcaires. Les coquilles qu'on y rencontre le plus souvent appartiennent à l'espèce *Scrobicularia piperata*. Sur la carte géologique, ce dépôt porte le nom d'« Argile inférieure des Polders ». Dans les criques et les fonds de chenaux s'est concentré du sable contenant de nombreuses coquilles, parmi lesquelles domine *Cardium edule*. Par un effet de décantation déjà invoqué et aussi par suite de comblement progressif des chenaux, on trouve à la partie supérieure de ce sable de l'argile qui se raccorde latéralement à l'Argile inférieure des Polders, mais que, par suite de sa superposition au sable, on a souvent considéré comme une argile plus récente.

Dans la suite des temps, la plaine maritime ainsi constituée se trouva progressivement comblée par les apports tant sableux qu'argileux venant de la mer et, occasionnellement, des fleuves côtiers. Il en résulta qu'en fin de compte seules les grandes marées, telles les marées d'équinoxe, arrivèrent à la recouvrir. Dans cet état elle devint le domaine pastoral des habitants, dont la résidence s'était jusque-là cantonnée sur les hauteurs.

Graduellement la plaine fut à nouveau occupée par l'homme. Les premiers habitants s'installèrent sur les parties les plus élevées et notamment sur les anciens îlots tourbeux situés en dehors des chenaux. Toutefois, par suite du drainage, il se produisit un tassement important de la tourbe au fur et à mesure de son assèchement. Les parties de la plaine autrefois les plus élevées et qui formaient autant d'îlots à sous-sol tourbeux s'affaissèrent à la suite de ce tassement et devinrent peu à peu de véritables cuvettes. Par contre, les anciens chenaux, où la tourbe fut enlevée plus ou moins complètement et remplacée par du sable, s'indiquent en relief, parce que le tassement y fut moins important (voir schéma).

La répercussion de ce phénomène sur le peuplement de la plaine maritime est aujourd'hui très marquée. L'emplacement des anciens chenaux est bien mis en évidence, parce qu'il se trouve être le lieu de prédilection des agglomérations, des routes et même des fermes isolées.

Anciennement il n'en était certes pas ainsi. Les premiers habitants avaient occupé de préférence les endroits surélevés, qui se trouvaient être alors ceux où la tourbe gorgée d'eau était recouverte par un lit plus ou moins épais d'argile alluvionnaire. C'est là qu'en de nombreux points on trouve des traces d'une occupation humaine primitive.

L'invasion marine du IV<sup>e</sup> siècle avait respecté les endroits les plus élevés de la plaine tourbeuse. Là on trouvait la tourbe primitive à la surface et sans couverture de sédiments dunkerquiens. Les exploitations de tourbe qu'on y a entreprises y ont découvert l'assise de Calais sous-jacente et elles ont donné naissance à des lacs connus sous le nom de « moeres ». Ils furent asséchés une première fois au XVI<sup>e</sup> siècle, inondés artificiellement lors de la bataille de Dunkerque et enfin définitivement asséchés en 1790. Actuellement, tous ces terrains, autrefois recouverts par l'eau, sont renommés pour leur fertilité. De grandes fermes y sont installées. Le finage adopté pour leurs terres est des plus caractéristiques. Les parcelles sont grandes et rectangulaires et permettent une exploitation agricole mécanisée, à l'inverse

de ce qui se pratique ailleurs dans les polders, où la présence des criques anciennement remplies de sable donne lieu à des complications dans le morcellement des terres.

Une troisième phase d'inondation de la plaine maritime, qui était habitée mais non protégée par des digues, eut lieu pendant le X<sup>e</sup> et le XI<sup>e</sup> siècle. Grâce à des données historiques, il a été possible de dater cette phase transgressive d'une façon très précise. En effet, on sait que la mer inondait une région située à proximité de Lo vers l'année 944, région qui était déjà émergée un siècle auparavant.

L'extension de la transgression dunkerquienne III fut limitée par l'intervention humaine, entre autres dans la région du Métier de Furnes par le « Oude Zeedijk », et dans la région du Franc de Bruges par le « Blankenbergse Dijk » et le « Dijk van de Watering van Blankenberge ».

Dans la région du « Zwin », située dans la partie septentrionale de la plaine maritime flamande, de nouvelles inondations se sont produites pendant le XI<sup>e</sup> siècle. Ces inondations sont plutôt l'effet d'un changement dans la direction des courants que d'une nouvelle phase transgressive (J. AMERYCKX, 1953).

Les relèvements ultérieurs du niveau marin n'ont plus donné lieu à des inondations importantes dans la plaine maritime flamande. Toutefois, dans les polders de l'Escaut au nord d'Anvers, la seconde moitié du XIV<sup>e</sup> siècle fut caractérisée par des inondations répétées et importantes (1377, Verdrongen Land van Saaftinge.)

Signalons encore les inondations stratégiques des Polders de l'Escaut du XV<sup>e</sup> et XVI<sup>e</sup> siècle et celles d'Ostende du XVII<sup>e</sup> et XVIII<sup>e</sup> siècle.

En dehors de la plaine maritime, l'homme a également fortement influencé l'évolution du paysage au cours de cette période. En Moyenne Belgique, le déboisement systématique et la mise en culture provoquèrent un ruissellement intense. Le long des flancs des collines, les profils des sols ont été tronqués par « sheet erosion » : sur les pentes fortes, la terre-à-briques fut enlevée, faisant affleurer l'ergeron, voire son substratum. Les matériaux ruisselés furent partiellement entraînés par les cours d'eau, mais une partie en fut déposée sous forme de colluvions dans des dépressions de terrain ou sur les alluvions récentes, à des endroits où les cours d'eau n'ont pu les reprendre par suite de leur endiguement.

Le débit solide des cours d'eau étant très fort, l'apport terrigène augmenta et les tourbières s'envasèrent : du limon alluvial se déposa sur toute l'étendue des plaines fluviales (alluvions modernes). Les digues construites le long des rivières pour empêcher les inondations saisonnières mirent fin au dépôt de ces alluvions, ce qui favorisa une tourbification superficielle dans les parties les plus basses des plaines fluviales.

Notons encore que le régime actuel des cours d'eau a été profondément modifié par toutes ces interventions humaines. Leur charge très forte en matériaux suspendus leur a ôté tout pouvoir érosif et l'on constate en maints endroits un envasement de leur lit mineur.

En Flandre sablonneuse et en Campine, le déboisement, entretenu par l'élevage des moutons, favorisait l'extension des landes et des bruyères et la dégradation des sols. Une fois de plus, les sables purent être remis en mouvement par le vent. Les massifs de dunes élevées

**TABEAU III. — HOLOCENE**

Années	Périodes	Végétation	Plaine maritime	Intérieur du pays	
+ 1.000	Récent et Subatlantique (Humide)	Déboisement intense	Assise de Dunquerque (plusieurs phases de transgression) Dunes récentes	Reprise du ruissellement avec formation de colluvions récentes. Dépôt de limon alluvial récent. Formation de landes en régions sableuses. Cours d'eau récents.	Tourbières dans les landes de Campine
o	Subboréal (Relativement sec et chaud)	Chênaie mixte avec Hêtre	Formation de tourbe de surface	Formation de tourbe en surface dans les cuvettes alluvionnaires. Horizon de Weber? Localement reprise de l'activité éolienne.	
-2.000	Atlantique  (Relativement chaud et humide)	Chênaie mixte Chêne, Tilleul, Orme, Frêne, Coudrier et Aulne surtout dans les plaines Hêtre sporadique	Assise de Calais (Sables pissards) Dunes internes de Ghyvelde Rupture du Pas-de-Calais	Formation de tourbe de surface dans les cuvettes alluvionnaires.	Formation continue de tourbe en Haute-Belgique Néolithique
-2.000				Colmatage des vallées boréales.	
-3.000					
-4.000					
-5.000	Boréal (chaud et sec)	Forêts de pin, coudrier, aulne, tilleul, orme et chêne	Localement formation de tourbe profonde (pro parte)	Creusement des vallées.	Formation continue de tourbe en Haute-Belgique Mésolithique
-6.000					
-7.000					
-8.000	Préboréal	Pin et bouleau		Activité éolienne locale.	
-10.000	Tardiglaciaire	Parc-toundra		Sable éolien du Dryas supérieur. Tourbe périglaciaire, cryoturbations et solifluxion.	Paléolithique sup. (Magdalénien)

correspondent en général aux parties anciennement plus basses. où la végétation a pu se maintenir le mieux, ce qui favorisait l'accumulation du sable.

En pays plat, les rivières, en débordant de leur ancien lit boréal, inondèrent des dépressions du microrelief. Ainsi se formèrent les soi-disant cuvettes alluviales (Tronchiennes sur la Lys, Heusden-Destelbergen sur l'Escaut, Halen-Schuren sur le Démer, etc...). Elles renferment les îlots pléistocènes (« donken ») surbaissés qui n'ont jamais été inondés ou qui sont simplement recouverts d'une faible couche d'alluvions récentes. De même naissaient des ruisseaux, par jonction de cuvettes marécageuses du microrelief. Ils n'ont pas de véritable

plaine alluviale et drainent imparfaitement ces cuvettes. Nous qualifions ce paysage de semi-alluvial. On y trouve souvent des tufs calcaires, qui se sont formés par précipitation biochimique dans les dépressions.

## BIBLIOGRAPHIE

## I. — PLÉISTOCÈNE

- BAKKER, J. — Over tectogene en morfogene gelijktijdigheid bij de jongere gebergtevorming in West en Midden Europa in het kader van denudatieve altiplanatie. *Natuurw. Tijdschr.* t. XXX, pp. 3-53, 21 fig., Gent, 1948.
- BAULIG, H. — Le relief de la Haute Belgique. *Ann. Géogr.*, t. XXXV, pp. 206-235, Paris, 1926.
- BORDES, F. — Les limons quaternaires du bassin de Paris et du Nord de la France. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, 1946, pp. 363-372, 1 fig., Bruxelles, 1947.
- BORDES, F. — Stratigraphie du Lœss et évolution des industries paléolithiques dans l'ouest du bassin de Paris. *L'Anthropologie*, n<sup>os</sup> 1-2, pp. 1-39, 8 fig., n<sup>os</sup> 5-6, pp. 405-452, 28 fig., Paris, 1952.
- BRIQUET, A. — Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XX, 1906, Mém. pp. 71-78, 5 fig., Bruxelles, 1906.
- BROUWER, A. — Pollenanalytisch en Geologisch Onderzoek van het Onder en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. *Leidse Geol. Meded.*, t. XI, afl. 2, 343 p., Leiden, 1948.
- BURCK, H. D. M., FLORSCHÜTZ, F. en TESCH, P. — De stratigraphische grens tussen het Pleistoceen en het Holoceen in Nederland. *Geologie en Mijnbouw*, t. 10, pp. 109-115, 1948.
- BÜDEL, J. — Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung. Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. *Verh. III, Inter. Quartär. Konf.*, Wien, 1936.
- BÜDEL, J. — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropa. *Peterm., Erg.*, H. 229, Gotha, 1937.
- BREUIL, H. — De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrasses quaternaires. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, t. VII.
- CAILLEUX, A. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, t. XXI, 46, pp. 1-176, 5 pl., Paris, 1942.
- COMMONT, V. — Note sur le Quaternaire du Nord de la France, de la vallée du Rhin et de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLI, pp. 12-52, Lille, 1912.
- CORNET, J. — Études sur l'évolution des rivières belges. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. XXXI, Mém. pp. 261-500, Liège, 1904.
- CORNET, J. — Leçons de Géologie (édit. Maurice Lamertin), Bruxelles, 1927.
- DEEVEY, E. S. et FLINT, R. F. — Radiocarbon dating of late pleistocene events. *Amer. Journ. of Sci.*, vol. 249, April 1951, pp. 257-300, 1 fig.
- DE HEINZELIN, J. — Présentation des gisements paléolithiques de la Belgique dans le cadre des régions naturelles. *Inst. Roy. des Sc. Nat. de Belg.*, Bull., t. XXV, n<sup>o</sup> 17, 18 p., 2 fig., 2 pl., Bruxelles, 1949.
- DE HEINZELIN, J. — Stratigraphie du gisement paléolithique d'Otrange sur la base des résultats de la campagne de fouilles de 1948. *Inst. Roy. des Sc. Nat. de Belg.*, Bull., t. XXVI, n<sup>o</sup> 17, 32 p., 7 fig., 4 pl., Bruxelles, 1950.
- DELVAUX, E. — Nature et origine des éléments caillouteux quaternaires qui s'étendent en nappes sur les plateaux de la Belgique occidentale. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. XIX (1891-1892), Mém. pp. 223-266, Liège, 1892.
- DEWERS, F. — Diluvium « Das Känozoicum » in Niedersachsen. *Geologie und Lagerstat. Niedersachsen*, III, pp. 53-267. Göttingen, 1941.
- DUBOIS, G. — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VIII, 353 p., 4 pl., Lille, 1924.
- DUDAL, R. — Étude morphologique et génétique d'une séquence de sols sur limon lœssique. *Agricultura*, vol. I, 2<sup>e</sup> série, n<sup>o</sup> 2, pp. 119-163, Louvain, 1953.
- DOLLFUS, G. — Le terrain quaternaire d'Ostende et le *Corbicula fluminalis*. *Ann. Soc. Mal. de Belg.*, t. XIX, 1884, Mém., pp. 28-54, 1 fig., 2 pl., Bruxelles, 1885.
- EDELMAN, C. H. et DOEGLAS, D. J. — Bijdrage tot de petrologie van het Nederlands Tertiair. *Verh. Geol. Mijnb. Gen.*, X, pp. 1-38, 1933.
- EDELMAN, C. H., FLORSCHÜTZ, F. et JESWIET, J. — Ueber spätpleistozäne und frühholozäne krypturbate Ablagerungen in den Ostlichen Niederlanden. *Verh. Geol. Mijnb. Gen.*, Geol. Ser., t. XI, 1936, pp. 301-336, 2 fig., 6 pl.
- EDELMAN, C. H. et CROMMELIN, R. D. — Ueber die periglaciaire Natur des Jungpleistozäns in den Niederlanden. *Abh. Nat. Ver.*, t. XXXI, pp. 307-318, Bremen, 1939.

- EDELMAN, C. H. et TAVERNIER, R. — Periglaciaire verschijnselen, meer in het bijzonder in de Antwerpse Kempen. *Natuurw., Tijdschr.*, t. XXI, pp. 139-151, 2 fig., 4 pl., Gent, 1940.
- EDELMAN, C. H. — Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartaire (104 p.), Amsterdam.
- EDELMAN, C. H. — Les limons et les sables de couverture des Pays-Bas. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 303-310, 4 fig., Bruxelles, 1947.
- EDELMAN, C. H. et MAARLEVELD, G. C. — De Asymmetrische Dalen van de Veluwe, 1949, *Tijdschrift van het Kon. Ned. Aardrijksk. Gen.*, Deel LXVI, 2, pp. 143-146, 2 fig.
- FLINT, R. F. — Chronology of the Pleistocene Epoch. *The Quarterly Journal of the Florida Academy of Sciences*, vol. 8, March 1945, n° 1, pp. 1-32, fig. A-H.
- FLORSCHÜTZ, F. — Periglaciaire Torf und Flugsandbildungen in den Niederlanden als flogie eines dauerenden Frostbodens. *Abh. Nat. Ver.*, t. XXXI, Bremen, 1939.
- GRIPP, K. — Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung, Hamburg, 1933.
- GULLENTOPS, F. — Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, t. XVIII, pp. 125-252, 23 fig., 6 tabl., 1954.
- GULINCK, M. — Sur des phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVII, pp. 12-30, 12 fig., Bruxelles, 1948.
- HACQUAERT, A. — De geologische geschiedenis van onze Kust. *Botan. Jaarb.*, t. XXII, pp. 105-118, 4 fig., 2 pl., Gand, 1930.
- HACQUAERT, A. et TAVERNIER, R. — Excursion géologique en Campine. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 452-481, 7 fig., 4 pl., Bruxelles, 1947.
- HALET, F. — Le Quaternaire dans le Nord de la Flandre belge. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXII, pp. 152-162, 1 fig., Bruxelles, 1922.
- HALET, F. — Contribution à l'étude du Quaternaire de la plaine maritime belge. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLI, pp. 141-166, Bruxelles, 1931.
- HALET, F. — Sur la présence de couches à *Corbicula fluminalis* MULLER aux environs de Saint-Denis-Westrem. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLIII, pp. 111-116, Bruxelles, 1933.
- HALET, F. — Sur la présence de *Corbicula fluminalis* près de Templeuve. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLVIII, pp. 577-578, Bruxelles, 1938.
- HALET, F. — Sur la présence de *Corbicula fluminalis* dans le Pléistocène des environs d'Escanaffles. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLIX, pp. 233-234, Bruxelles, 1939.
- KEERIS, H. — Bijdrage tot de Studie van de Morphologie van de Vallei van de Opper-Schelde. Thèse de licence, Gand, 1952.
- LADRIÈRE, J. — Étude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XVII, pp. 93-149 et 205-276, Lille, 1890.
- LERICHE, M. — Sur l'âge des sables de Moll. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXVII, pp. 92-95, Bruxelles, 1913.
- LORIE, J. — Sondages en Zélande et en Brabant. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XVII, pp. 203-258, Bruxelles, 1903.
- LORIE, J. — Le diluvium de l'Escaut. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXIV, Mém., pp. 335-413, pl. XVII-XVIII, Bruxelles, 1910.
- MACAR, P. — La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiés et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes Fagnes. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIV, Bruxelles, 1945.
- MACAR, P. — Principes de Géomorphologie normale. Liège, Vaillant-Carmanne, 1946.
- MACAR, P. et VAN LECKWIJCK, W. — Phénomènes de cryoturbation, dont certains rapportés au Quaternaire inférieur, affectant les dépôts dits « Onx » de la région liégeoise. *Bull. de la Classe des Sciences, Acad. roy. de Belg.*, 5<sup>e</sup> série, t. XXXV, pp. 70-81, 1 fig., Bruxelles, 1949.
- MACAR, P. et VAN LECKWIJCK, W. — Compte rendu de l'excursion du 20 mars 1949, consacrée à l'étude de phénomènes périglaciaires dans la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 72, pp. B 203-205, Liège, 1949.
- MANIL, G. — Les limons de la région de Gemoux. Thèse 1948, texte dactylographié.
- MANIL, G. — Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogénèse à propos de la description de trois coupes de loess. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 75, pp. B 153-165, 3 fig., Liège, 1952.
- MOURLON, M. — Les mers quaternaires en Belgique, d'après l'étude stratigraphique des dépôts flandriens et campiniens, et de leurs relations avec les couches tertiaires pliocènes. *Bull. Acad. Roy. de Belg.*, 3<sup>e</sup> série, t. XXXII, 1896.
- PENCK, A. et BRUECKNER, E. — Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, H. Tauchnitz, 1909. Band I, 1909, pp. 1-394, 56 Abb. II Taf., 8 Karten; Band II, 1909, pp. 395-716, 56 Abb., 7 Taf., 4 Karten; Band III, pp. 717-1072, 44 Abb., 12 Taf., 7 Karten.
- PONS, L. J. et SCHELLING, J. — De Laatglaciale afzettingen van de Rijn en de Maas. *Geologie en Mijnbouw*, 13<sup>e</sup> Jrg., pp. 3, 1 kaart, 1951.
- RUTOT, A. — Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XI, Mém., 140 p., 12 fig., pl. 1. Bruxelles, 1897.
- RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, E. — Note sur la nouvelle classification du terrain quaternaire de la Basse et Moyenne Belgique. *Bull. Soc. Roy. Malac. de Belgique*, t. XX, Bruxelles, 1885.

- SCHREUDER, A. — Upper-pliocene Proboscidea out of the Scheldt and the Lower-Rhine. *Leidsche Geol. Meded.*, t. XIV, pp. 40-58, 4 pl., Leiden, 1944.
- SCHREUDER, A. — De grens tussen Plio- en Pleistoceen gebaseerd op de Zoogdierfauna's. *Geol. en Mijnbouw*, 12<sup>e</sup> Jrg, n° 1, pp. 15-19, 1950.
- STOCKMANS, F. — Introduction à l'étude botanique du Quaternaire en Belgique. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 248-265. Bruxelles, 1947.
- STOCKMANS, F. — Présence de *Pinus montana* dans la tourbe d'Aalter (Belgique). *Bull. Mus. Hist. Nat. Belg.*, t. XXI, n° 20, pp. 1-8, Bruxelles, 1945.
- TAVERNIER, R. et HACQUAERT, A. — Kryoturbate verschijnselen in Oost-Vlaanderen. *Natuurw. Tijdschr.*, 22 Jaarg., pp. 153-158. Gent, 1940.
- TAVERNIER, R. — L'âge des argiles de la Campine. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LI, pp. 193-209, 1 fig., Bruxelles, 1942.
- TAVERNIER, R. — De Kwartaire afzettingen in België. *Natuurw. Tijdschr.*, t. XXV, pp. 121-137, Gent, 1943.
- TAVERNIER, R. — Phénomènes périglaciaires en Belgique. *Bull. Soc. belge Ét. géogr.*, t. XIV, n° 2, pp. 112-133, 6 pl., 1944-45.
- TAVERNIER, R. — L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LV, pp. 106-125, 5 fig., Bruxelles, 1946.
- TAVERNIER, R. — Note sur le Pléistocène récent de la Belgique. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 311-318, Bruxelles, 1947.
- TAVERNIER, R. — Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVII, fasc. 3, pp. 609-641, Bruxelles, 1948.
- TEN DAM, A. et REINHOLD, Th. — Die stratigraphischen Gliederung des Niederländischen Plio-Pleistozäns nach Foraminiferen. *Meded. Geol. Stichting*, série C-V, n° 1, 66 p. Maastricht, 1945.
- TESCH, P. — De opeenvolging van de oud-pliocene lagen in Nederland. *Koninkl. Ned. Aard. Gen.*, 2<sup>e</sup> série, t. LI, pp. 649-675.
- TESCH, P. — De mariene inschakeling in de hoogterrasafzettingen in het Westen en Noorden van Nederland. *Geol. en Mijnb.*, nw. serie, pp. 9-13, t. I, 1939.
- T'JONCK, G. — Bijdrage tot de kennis van de Vlake van de Leie te Ploegsteert. *Natuurw. Tijdschr.*, Jg. 35, pp. 97-101, Gent, 1954.
- VAN DER HAMMEN, T. — Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. *Geol. en Mijnb.*, Nwe Serie, 14<sup>e</sup> Jaargang, pp. 328-336, 4 tabl., Leiden, 1952.
- VAN DER HAMMEN, T. — Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. *Leid. geol. Meded.*, t. XVII, pp. 71-183. Leiden, 1952.
- VAN DER HAMMEN, T. — Vegetatie en stratigraphie van het Laat-Glaciaal en het Pleni-Glaciaal. *Geol. en Mijnb.*, 13<sup>e</sup> Jaarg., Nwe Serie, n° 9, pp. 308-310, 1 tabl., 1951.
- VAN DER HAMMEN, T. — Dating and correlation of periglacial deposits in Middel and Western Europe. *Geol. en Mijnb.*, 14 Jaarg., pp. 328-336, Den Haag, 1952.
- VAN DER HAMMEN, T. et MAARLEVELD, G. — Genesis and dating of the Periglacial Deposits at the Eastern Fringe of the Veluwe. *Geol. en Mijnb.*, Nwe Serie, 14<sup>e</sup> Jaarg., n° 2, pp. 47-54, 15 fig.
- VAN DER VLERK, I. M. — Correlation between Plio-Pleistocene deposits in East-Anglia and in the Netherlands. Intern. Geol. Congres, Abstract., pp. 64-65, London, 1948.
- VAN DER VLERK, I. M. — The Stratigraphy of the Pleistocene of the Netherlands. *Proceedings Kon. Ned. Acad. v. Wet.*, Ser. B 56, n° 1, pp. 34-44, 5 fig., Amsterdam, 1953.
- VAN DER VLERK, I. M. et FLORSCHUTZ, F. — The palaeontological Base of the Subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. *Verhand. Kon. Ned. Acad. v. Wet.*, Afd. Natuurk., 1<sup>e</sup> reeks, Deel XX, n° 2, Amsterdam 1953.
- VANHOORNE, R. — Découverte d'une plante arctique, *Salix herbacea* L., dans le Quaternaire belge. *Bull. Inst. Sc. Nat. Belg.*, t. XXV, n° 44, pp. 1-5, Bruxelles, 1949.
- VANHOORNE, R. — Découverte d'une flore dans les sables limoneux en Flandre (Belgique). Résumés des Communications du IV<sup>e</sup> Congrès International du Quaternaire, Pisa, 1953.
- VANHOORNE, R. — L'oscillation d'Alleröd en Belgique. Dans *Volume Jubilaire Victor Van Straelen*, t. I, pp. 139-147, avec une planche hors-texte, 1925-1954.
- VAN LECKWIJCK, W. et MACAR, P. — Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits « Onx » et les terrasses fluviales de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXIII, pp. M 3-78, 10 fig., 6 pl., Liège, 1949-1950.
- VAN LECKWIJCK, W. et MACAR, P. — Nouvelles observations sur des phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXV, pp. B 49-72, table 4, 1 fig., 2 pl., Liège, 1951.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. — Grintonderzoek in Zuid-Limburg. *Meded. Geol. Stichting*, Serie C-VI, n° 2, 146 p., 20 fig., 3 pl., 3 cartes. Maastricht, 1946.
- VAN STRAELEN, V. — Note sur les terrains pliocènes, quaternaire et moderne au nord d'Anvers. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXII, pp. 45-50, Bruxelles, 1922.

- VAN STRAELLEN, V. — Les relations des assises du Pliocène aux environs d'Anvers. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXII, pp. 140-145, Bruxelles, 1922.
- VAN VOORTHUYSEN. — The Plio-Pleistocene Boundary in the Netherlands based on the ecology of the Foraminifera. *Geol. en Mijnbouw*, 12<sup>e</sup> Jaarg., n<sup>o</sup> 1, pp. 26-31, 3 fig., 1950.
- ZEUNER, F. — The Pleistocene Period. Its climate, chronology and faunal successions. XII, 322 p., Ray Soc., London.
- ZONNEVELD, J. I. S. — Het Kwartair van het Peelgebied en naaste omgeving. Een sedimentpetrologische studie. *Meded. Geol. Stichting*, Serie C-VI, n<sup>o</sup> 3, 233 p., Heerlen, 1947.
- ZONNEVELD, J. I. S. — Quelques remarques sur la stratigraphie et la paléogéologie quaternaires des Pays-Bas. *La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 372-382, Bruxelles, 1947.

## II. — HOLOCÈNE

- AMERYCKX, J. — De Historische Polders van Oostende. *Natuurwet. Tijdschrift*, 31, blz. 142-150, 1 fig., Gent (1949).
- AMERYCKX, J. — Over de Indijking van enkele Polders in het Yzerestuarius. *Natuurwet. Tijdschrift*, 32, blz. 99-103, 2 fig., Pl. I, Gent (1950).
- AMERYCKX, J. — Ontstaan en evolutie van het Zwin in België. *Natuurwet. Tijdschrift*, 34, blz. 99-110, 6 fig., Gent (1953).
- BELPAIRE, A. — De la plaine maritime depuis Boulogne jusqu'au Danemark, Anvers (1855).
- BENNEMA, J. — Het oppervlakteen in West-Nederland. *Boor en Spade III*, blz. 139-149, 5 fig., Utrecht (1949).
- BENNEMA, J. et VAN DER MEER, K. — De genese van Walcheren. *Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardrijkskundig Gen.*, LXVII, blz. 139-148, 3 fig., Leiden (1950).
- BENNEMA, J. et VAN DER MEER, K. — De Bodemkartering van Walcheren. *De Bodemkartering van Nederland*, Deel XII, 's Gravenhage (1952).
- BLANCHARD, R. — La Flandre. Paris (1906).
- BRIQUET, A. — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Paris (1930).
- DUBOIS, G. — Recherches géologiques sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. VIII, 353 p., 4 pl., Lille, 1924.
- LEVY, F. — Die Belgischen Binnendünen. *Geol. Rundsch.*, t. XI, 1921, pp. 150-155, Stuttgart (1921).
- MARÉCHAL, R. — Geologische en geomorphologische studiën van de streek Lo-Diskmuide. Thèse de licence, Gand (1948).
- MARÉCHAL, R. — Ontstaan en morphologie in de Golf van Lo. *Natuurwet. Tijdschrift*, Gent (1954) (à l'impression).
- MOORMANN, F. — Het ontstaan van het Veurne-Ambachtse Polderlandschap, Biekerf (1949).
- MOORMANN, F. — Over het ontstaan van het Veurne-Ambachtse Poldergebied. *Biekerf* 50, 2 en 3, 2 fig. Brugge (1949).
- MOORMANN, F. — De Bedomgesteldheid van het Oudland van Veurne-Ambacht. *Natuurwet. Tijdschrift*, 33, blz. 1-124, 27 fig., pl. I-III, Gent (1951).
- MOORMANN, F. et AMERYCKX, J. — De Bodemgesteldheid van de Zeepolders. *Versl. over navorsingen van het I. W. O. N. L.*, n<sup>o</sup> 4, blz. 37-60, 3 fig., 3 krt., Brussel (1950).
- PEETERS, L. — Les dunes continentales de la Belgique. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LII, pp. 51-61, Bruxelles (1943).
- STOCKMANS, F. VANDEN BERGHEN, C. et VANHOORNE, R. — Het Veenonderzoek in de streek van Lampernisse-Pervijze. *Natuurwet. Tijdschrift*, 31, blz. 154-160, 1 fig., Gent (1949).
- TAVERNIER, R. — De geologische ontwikkeling van de Vlaamse kust. *Wetenschap in Vlaanderen* 4, blz. 22-27, 4 fig. en blz. 42-48, 3 fig., Gent (1938).
- TAVERNIER, R. — L'évolution de la plaine maritime belge. *Bull. Soc. belge de Géol.*, LVI-3, pp. 332-343, 2 fig., Bruxelles (1948).
- TAVERNIER, R. — Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. belge de Géol.*, LVII-7, pp. 609-641, 2 fig., Bruxelles (1948).
- TAVERNIER, R. et MOORMANN, F. — Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène. *Geologie en Mijnbouw*, Nwe serie, 16<sup>e</sup> Jrg., Leiden (1954).

## Cartes des sols et textes explicatifs

Planchettes de :

- AMERYCKX, J. — De Haan-Blankenberge 10, E; Middelkerke 21, W; Oostende 21, E.
- MOORMANN, F. — Oostduinkerke 35, E; Lampernisse 51, W.
- MOORMANN, F. et AMERYCKX, J. — Nieuwpoort 36, W.

