

Chapitre 1

LES DERNIERES TRANSGRESSIONS MARINES.

par

C. EK et A. OZER

RESUME.- Toute l'ère secondaire est marquée d'une alternance de phases continentales et d'importantes invasions marines, progressant dans des directions très variables.

Le Tertiaire va connaître aussi une alternance de transgressions et de régressions ; mais, à la différence de ce qui s'était passé au Secondaire, les invasions marines viendront toutes du secteur nord de notre pays : c'est la préfiguration de l'actuelle Mer du Nord. C'est donc un trait fondamental du relief de la Belgique qui s'instaure au Tertiaire.

Une distinction doit cependant être faite entre les deux parties du Tertiaire : au Paléogène (Paléocène, Eocène et Oligocène), les deux transgressions les plus importantes – l'une à l'Eocène, l'autre durant l'Oligocène – ont atteint et partiellement recouvert l'Ardenne, noyant la plus grande partie du pays. Au Néogène (Miocène et Pliocène), la mer ne dépassera jamais plus, vers le sud, le sillon Sambre-Meuse. Ainsi se fixait un autre trait fondamental de la morphologie de la Belgique : le caractère de haut-pays de l'Ardenne (*sensu lato*, c'est-à-dire toute la région à substratum paléozoïque située au sud du sillon Sambre-Meuse ; voir P. MACAR, 1954-b). Ce fait est certes amorcé dès la fin de l'orogénèse hercynienne mais, jusqu'à la fin du Paléogène, la mer a parfois recouvert des parties importantes de l'Ardenne.

Au Quaternaire, les avancées marines ont été beaucoup plus restreintes et limitées à la plaine du nord du pays.

Ainsi sont instaurés en permanence, dès l'aube du Quaternaire, les traits majeurs du relief de la Belgique et de sa situation par rapport à la mer.

I. INTRODUCTION

Nous consacrerons le premier chapitre de cet ouvrage aux principales transgressions marines qui se sont succédé depuis les plissements hercyniens. Nous nous attacherons surtout aux dépôts laissés par ces mers et aux effets des invasions marines sur la géomorphologie de notre territoire. On ne s'étonnera donc pas que nous traitions très brièvement des mers permienes et secondaires, plus longuement des mers tertiaires et pléistocènes, et que nous consacrons tout le chapitre 2 aux mers holocènes et à leur influence sur la géomorphologie de l'actuelle plaine côtière.

Les plissements hercyniens furent à l'origine d'une phase d'érosion continentale d'importance pour notre pays puisque c'est la première dont on peut retrouver

des traces tangibles dans le paysage ; il en sera question au chapitre 5.

La mer envahit ultérieurement le pays à plusieurs reprises.

Une *transgression permienne* peu importante venue du nord et recouvrant, en Campine, le bord nord du massif du Brabant, n'a laissé que des vestiges décelés par sondages (X. STAINIER, 1909 et 1942 ; P. ANTUN, 1954). On retrouve, de même, le Permien au sud, près de la Belgique, au sondage de Longwy.

Au *Trias*, la mer, venant de l'est cette fois, recouvre à nouveau une partie de la Campine (W. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, 1918 ; X. STAINIER, 1942 ; P. ANTUN, 1954) et de la Gaume (A. DUMONT, 1842 ; M. LUCIUS, 1948 ; P. MAUBEUGE, 1954).

Le *Jurassique* connaît ensuite une grande transgression. C'est surtout au sud de la Belgique que la mer, envahissant le Bassin de Paris, vient mordre le massif ardennais, le long d'un rivage orienté est-ouest (A. DUMONT, 1842 ; G. DEWALQUE, 1854 ; A. JEROME, 1908, P. MAUBEUGE, 1954). Mais, au nord également, la mer jurassique pénètre en Belgique (au Lias tout au moins) recouvrant à nouveau une grande partie de la Campine (P. FOURMARIER, 1933 ; P. AUTUN, 1954).

Après une nouvelle émergence, les *mers crétacées* envahissent le pays : venant d'abord du sud, c'est-à-dire du Bassin de Paris, puis aussi de l'est, de Westphalie, elles se joignent en Flandre (A. BRIART et F.L. CORNET, 1870 ; J. CORNET, 1923-a ; R. LEGRAND, 1951 ; R. MARLIÈRE, 1954-a). L'Ardenne est à son tour recouverte, au moins partiellement, par les eaux de la plus importante transgression post-hercynienne (A. RENIER, 1902 et 1925 ; I. de MAGNEE et P. MACAR, 1936 ; P. MACAR, 1954).

II.- LES FORMATIONS MARINES TERTIAIRES.

Lorsque se sont établis, au cours du Néogène, les grands traits du relief de la Belgique, les dernières invasions marines notables n'ont jamais atteint le socle paléozoïque de l'Ardenne, déjà trop surélevé : partout, c'est sur du Paléogène que repose le Néogène marin.

Les mers paléogènes ont été les dernières à recouvrir des parties importantes de l'Ardenne.

A.- LE PALEOCENE.

Découvert en 1865 par F.L. CORNET et A. BRIART, la Paléocène, représenté par le seul étage *montien*, a été reconnu tout d'abord dans le bassin de la Haine, puis en Campine (G. DEWALQUE, 1868 ; E. VINCENT, 1927 et 1928).

Dans le bassin de la Haine, le Montien est essentiellement représenté par des calcaires, des marnes et des argiles. En Campine, il faut y ajouter des sables blancs à la base de l'étage. Dans le Hainaut, les affleurements du Montien sont rares ; en Campine, l'étage n'est connu que par les sondages et les travaux miniers : nulle part le Montien n'affleure.

La mer montienne a envahi un relief irrégulier, haché par les failles radiales qui affectaient déjà le Crétacé. Les faunes sont très semblables dans le Hainaut et

en Campine : ceci indique que ces deux régions communiquaient entre elles (R. MARLIÈRE, 1954 b).

Vers la fin du Montien, la mer se retire et quelques dépôts continentaux lui succèdent, sous forme notamment de sédiments lacustres.

B.- L'EOCENE.

L'Eocène est le système affleurant en Belgique sur la plus vaste surface. Son affleurement principal couvre, dans notre pays, une vaste aire plus ou moins triangulaire dont Tongres est le sommet oriental, Bruges le point le plus septentrional et Erquennes l'extrémité méridionale. Les mers éocènes ont mordu la bordure occidentale de l'Ardenne.

Les sédiments du système éocène sont essentiellement sableux en Moyenne Belgique et argilo-sableux en Flandres. Ils continuent en fait l'alternance de transgressions et de régressions que nous avons vue s'amorcer au Paléocène.

Sans nous attarder à l'aspect historique de la question, nous nous contenterons de décrire ici très succinctement les caractères sédimentaires principaux des cinq étages en lesquels on divise actuellement l'Eocène de la Belgique.

1.- LE LANDENIEN.

Incluant à sa base l'ancien étage "heersien", le Landénien se divise en un sous-étage inférieur, à caractère marin, et un sous-étage supérieur, essentiellement saumâtre et continental.

Le Landénien inférieur, marin, transgressif, est en grande partie constitué de sables fréquemment glauconifères. Il s'est avancé, en Belgique, jusqu'à quelques km au sud de la Sambre, de part et d'autre d'une crête dont l'axe, de Lessines à Namur, restait constamment émergé (P. FOURMARIER, 1934).

Le Landénien supérieur comporte les faciès lagunaires ou même fluviales qui caractérisent une régression : les sables, marnes et argiles sont parfois ligniteux, et le caractère fluvial d'une partie des sédiments est attesté par les cailloux roulés, localement présents à la base du Landénien supérieur.

2.- L'YPRESIEN.

Les cailloux roulés et le sable grossier de la base de cet étage indiquent une nouvelle transgression ;

mais celle-ci reste bien en deçà des limites de la transgression landénienne ; au-dessus de ces faciès transgressifs s'est déposée l'argile plastique typique de l'Yprésien, argile dont la puissance peut dépasser 125 m ; le sommet de l'étage est constitué de sable fin et en forme le faciès panisélien (le Panisélien fut jadis considéré comme un étage distinct, surmontant l'Yprésien). La mer yprésienne, s'avancant vers le S.S.E., s'est avancée jusqu'un peu au S. de la Sambre.

3.- LE BRUXELLIEN (LUTETIEN).

Le Bruxellien marque une nouvelle et importante transgression parallèle à l'avancée de la mer yprésienne, mais la débordant largement vers le S.S.E. Sur la rive droite de la Sambre en particulier la transgression lutétienne a au moins atteint, au sud, la latitude de Chimay. Les dépôts bruxelliens sont essentiellement des sables marins, parfois grossiers, souvent calcarifères, et comportant des bancs de grès à ciment calcaire.

4.- LE LEDIEN.

Très peu épais - dépassant rarement 10 m - le Lédien est une assise essentiellement constituée de sable blanc qui avec le Bartonien couronne souvent les collines de Flandres ; on associe au Lédien quelques mètres de cailloutis jadis considérés comme constituant un étage "laekien".

5.- LE BARTONIEN.

Essentiellement argileux, avec de petits niveaux sableux à la base et au sommet, le Bartonien (y compris l'ancien étage wemmélien) peut atteindre localement 70 m de puissance ; il est généralement beaucoup moins épais.

Surmontant le Lédien, sur certaines collines de Flandres, il représente la partie la plus supérieure de l'Eocène. Au Bartonien s'est produite une transgression de très faible importance, restant fort en retrait par rapport à la transgression lutétienne.

C.- L'OLIGOCENE.

L'Oligocène s'étend essentiellement dans le nord du pays, où on peut le suivre de façon continue d'ouest en est, de l'Escaut dans la région d'Anvers à la Meuse dans la région liégeoise. Au sud de cette vaste région s'observent encore de nombreux lambeaux du même terrain que l'on retrouve au Brabant, en Hesbaye, au Condroz et jusque sur le sommet des Hautes Fagnes.

L'Oligocène marque donc la transgression marine la plus récente et en même temps la plus importante des temps cénozoïques sur le Paléozoïque de l'Ardenne.

En particulier, l'invasion marine oligocène a pénétré beaucoup plus loin vers l'est que les plus grandes transgressions éocènes.

L'épaisseur du système atteint 160 m dans la région des charbonnages de Campine et augmente encore vers le nord en Hollande (M. GULINCK, 1954).

Dans l'Oligocène ont été reconnus en Belgique trois étages : de haut en bas, le Chattien, le Rupélien et le Tongrien.

1.- LE TONGRIEN.

Le Tongrien affleure surtout dans la moitié orientale de la Moyenne Belgique, et particulièrement en Hesbaye humide. Il comporte une assise inférieure essentiellement marine et une assise supérieure lagunaire et continentale. La puissance totale du cycle sédimentaire que représente l'assise est très généralement inférieure à 50 m dans les régions où elle affleure, mais elle augmente vers le nord.

Le *Tongrien inférieur* comporte essentiellement des sables fins micacés, plus ou moins argileux, parfois surmontés d'une argile sableuse.

Le *Tongrien supérieur* comporte deux faciès principaux. Le "faciès kerkommien" est deltaïque : il comporte surtout des sables plus ou moins ligniteux, avec des niveaux de gravier et des bois silicifiés. Le "complexe de Boutersem" est constitué de sables et de marnes, parfois surmontés d'argile ; l'ensemble représente essentiellement des dépôts lagunaires comportant cependant des récurrences marines.

2.- LE RUPELIEN.

Les affleurements du Rupélien forment, au nord du Tongrien, une large bande s'étendant du Pays de Waes à Maestricht.

La puissance de l'assise, de l'ordre de 80 m à Anvers et à Houthalen, est généralement moindre dans les régions où elle affleure, mais elle augmente légèrement vers le N.N.E. où elle est connue par sondages.

Le *Rupélien inférieur* est formé essentiellement de sables gris, fins, reposant sur un mince lit de gravillons de quartz et de silex roulés.

Le *Rupélien supérieur* est, par contre, essentiellement argileux ; l'argile de Boom, qui constitue généralement à elle seule les trois-quarts de la puissance

de l'assise, est une argile marine généralement très compacte mais comportant des intercalations sableuses. L'argile de Boom est caractérisée par des concrétions calcaires présentant de nombreux cloisonnements (les septarias) et pouvant atteindre 2 m de diamètre (M. GULINCK, 1954). Le sommet et la base du Rupélien moyen sont plus sableux.

D'après M. LERICHE (1910), la faune ichthyologique montre que l'argile de Boom se serait déposée dans une mer assez profonde, largement ouverte sur la haute mer (présence de très grands squales, etc ...).

3.- LE CHATTIEN.

C'est du Chattien que date la plus vaste des transgressions des temps cénozoïques sur notre pays. La mer submergea - et donc, probablement, dépassa - la crête même des Hautes Fagnes.

L'étude de cet étage si important est malheureusement handicapée par deux obstacles d'ordres différents : d'une part, l'érosion post-oligocène a fait disparaître une grande partie des sédiments chattiens ; d'autre part, l'unanimité des paléontologues n'a jamais pu se faire sur la valeur et la signification précises de certaines des faunes observées.

En Campine, le Chattien repose sans discontinuité apparente de sédimentation sur le Rupélien (F. HALET, 1936). La puissance de l'étage - 20 à 48 m dans la région des charbonnages (M. GULINCK, 1954) - augmente vers le nord. La formation, essentiellement constituée de sables glauconifères, avait été étudiée en sondages et en mines surtout, en particulier par V. VAN STRAELLEN (1923) et X. STAINIER (1927).

A Bonnelles (au sud de Liège), des sables fins ont livré une faune marine à *Meretrix (Cytherea) beyrichi*, qui a été considérée comme d'âge chattien par A. RUTOT (1907), par P. DESTINEZ (1909) et plus tard par M. LERICHE (1922). Malgré les critiques de G. VELGE (1909) puis de H. SCHENCK (1934) (inédit, cité par L. CALEMBERT, 1954), l'âge chattien de la plus grande partie au moins des dépôts considérés ne fait guère de doute pour les auteurs plus récents et, en tout cas, l'âge oligocène est établi avec certitude par les fossiles. Quant à leur origine marine, établie dès 1907 par A. RUTOT, elle a été confirmée par P. FOURMARIER (1930) et P. MACAR (1934 b), entre autres et, en dernier lieu, par C. SIERAKOWSKI (1970).

Des lambeaux de même âge et de même origine sont également connus au Condroz (L. CALEMBERT, 1945 et 1954), au Pays de Herve (P. MACAR, 1947 b) et en Ardenne (G. DEWALQUE, 1898 ; A. RENIER, 1932 ; I. de MAGNEE et P. MACAR, 1935 ; P. MACAR, 1945 a ; P. BOURGUIGNON, 1954).

Dans le Condroz, le caractère marin des sables en question, déjà reconnu par A. RUTOT (1876) et E. van den BROECK (1891) a été confirmé par M. GULLINCK (1970).

Dans les lambeaux sableux de l'Ardenne réside évidemment un intérêt majeur : ils constituent de précieuses données sur l'extension maximum vers le sud-est et, par là même, l'extension maximum en altitude des mers tertiaires. D'après P. BOURGUIGNON (1954, pp. 202 et 234) l'invasion marine oligocène, qui a recouvert la crête des Hautes-Fagnes, a dû la dépasser également, et c'est l'érosion qui est responsable de la disparition des dépôts plus méridionaux. P. MACAR (1965 et 1972) estime plus prudent de conclure simplement que la transgression "a atteint la crête des Hautes-Fagnes et même la Baraque Michel".

D.- LE MIOCENE.

1.- LE MIOCENE INFERIEUR.

Le Miocène inférieur n'est pas connu en Belgique sous un faciès marin. Il semble uniquement représenté chez nous par les dépôts de sables et d'argiles, parfois ligniteux, qui garnissent les poches de dissolution des calcaires paléozoïques dans le Condroz. Ces formations, probablement d'âge aquitainien, sont continentales, comme l'indiquent à la fois les caractères sédimentologiques et la flore.

2.- LE MIOCENE MOYEN.

Une importante transgression, contemporaine du Vindobonien, marque le Miocène moyen qui comporte deux étages : le Boldérien et l'Anversien.

a) *Le Boldérien* (terme proposé par A. DUMONT, 1850) est essentiellement sableux. Les sables, qui reposent sur un gravier de base, sont le plus souvent glauconifères. Ils affleurent à la bordure sud du plateau de Campine et sont connus sous celui-ci. Ils sont recouverts par des dépôts fluviatiles, également datés du Boldérien (M. GLIBERT, 1945 et 1952) et renfermant des couches de lignite.

b) *L'Anversien* : les dépôts de l'Anversien (terme introduit par P. COGELS : voir O. VAN ERTBORN, 1882) ont été étudiés en détail à de nombreuses reprises à l'occasion des travaux de creusement effectués dans le port d'Anvers. Il s'agit de sables généralement glauconieux et noirs, affleurant dans la Campine anversoise.

3.- LE MIOCENE SUPERIEUR.

Le Miocène supérieur qui a connu la dernière transgression importante en Belgique y est représenté par un seul étage, le plus important du Néogène : le Diestien.

Longtemps rangé dans le Pliocène (voir R. TAVERNIER, 1954 a), le Diestien est aujourd'hui considéré

comme représentant le sommet du Miocène supérieur. Il est essentiellement constitué de sables glauconifères.

La transgression diestienne a largement dépassé la Campine vers le sud et on en retrouve les vestiges sur les collines du Hageland et des Flandres. C'est la dernière transgression importante du pays (voir fig. 1.1.)

Dans la région d'Anvers, le sable est généralement grisâtre et fin ; sur les collines des Flandres, il est le plus souvent grossier, limoniteux, et présente normalement un gravier de base constitué surtout de silex, fréquemment cacholonisé ; certains des silex ont une teinte

rouge.

L'altération des sables glauconifères diestiens a donné naissance à des bancs de grès-brun rouge ou même rouge vif. La présence de kaolinite dans ces bancs rouges a fait interpréter ce phénomène comme un processus pédologique de climat chaud (voir R. TAVERNIER, 1954 a). La rubéfaction sporadique peut toutefois aussi être en relation avec les variations de niveau anciennes des nappes aquifères, comme en témoignent les profondeurs variées auxquelles s'observent les zones rubéfiées (op. cit., p. 544).

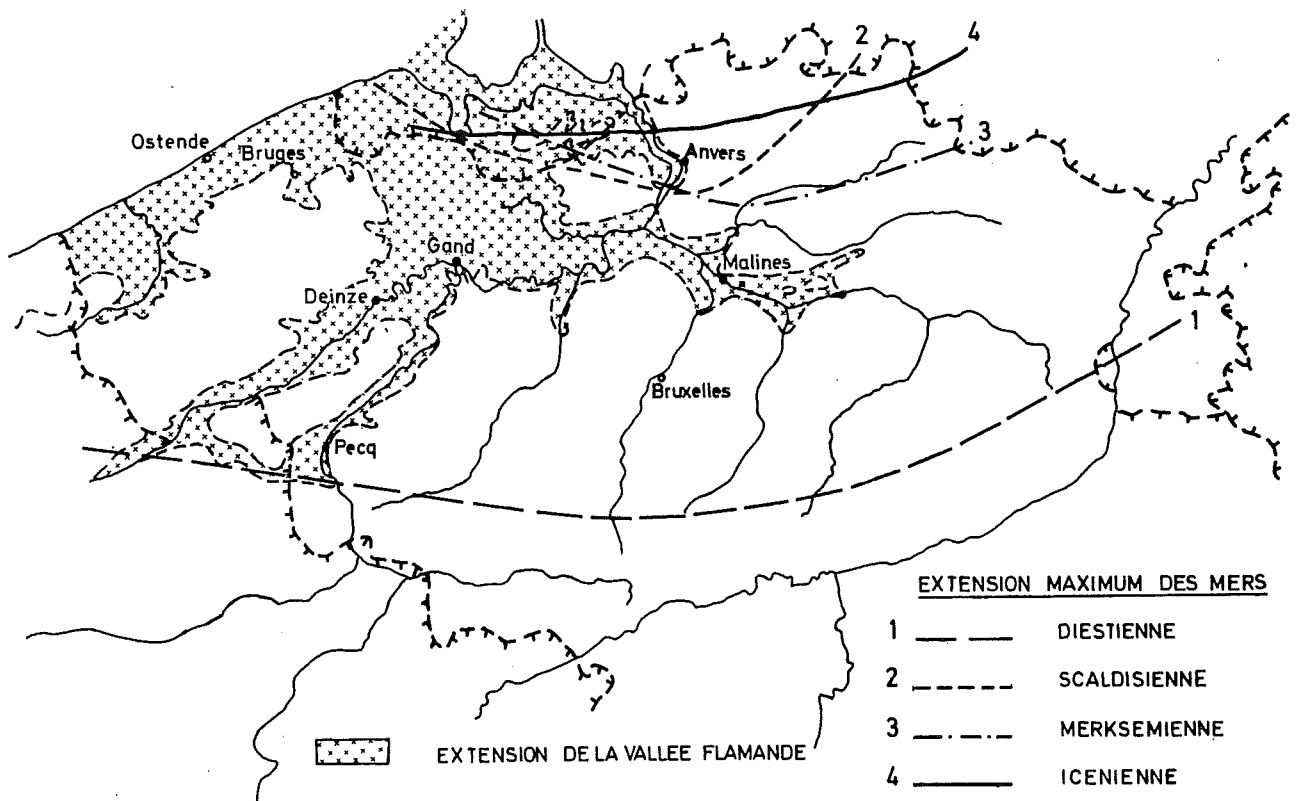


FIGURE 1.1.- Extension maximum des dernières transgressions marines en Belgique d'après DE JONG (1967), TAVERNIER et DE MOOR (1974) et MACAR (Données inédites).

E.- LE PLIOCENE.

LE SCALDISIEN.

Au Pliocène, le nord de la Belgique a connu la transgression scaldisienne constituée successivement par les formations de Kattendijk, de Luchtbal et de Kallo.

Le Scaldisien - terme choisi par A. DUMONT en 1850 - n'affleure que dans la région anversoise où sa puissance est de quelques mètres mais, plus au nord, dans la région de Breda, elle peut atteindre 30 mètres. Le Scaldisien repose sur les sables deurniens (Diestien) qui, suite aux travaux de J. de HEINZELIN (1955), ont été déplacés du Pliocène inférieur au Miocène supérieur (Résolutions du 2ème Symposium sur la Stratigraphie du Néogène nordique, 1962).

a) Les sables de Kattendijk (ex-Diestien supérieur).

Les sables de Kattendijk - ou sables à *Isocardia Cor* - affleurent au nord et à l'ouest d'Anvers ainsi qu'un peu à l'est de la métropole. Les mollusques y rencontrés sont typiquement pliocènes (R. TAVERNIER et J. de HEINZELIN, 1962 b); par contre les foraminifères ont des formes miocènes (J.H. VAN VOORTHUYSEN, 1962).

b) Le Falun de Luchtbal.

Les sables de Kattendijk sont surmontés par une formation coquillière composée d'une faune semblable à celle des sables sous-jacents. Par contre, des foraminifères d'origine boréale apparaissent alors que diminuent ceux d'affinité miocène. Cette formation, à caractère régressif, a une extension limitée.

c) Les sables de Kallo (ex-Scaldisien).

Les sables de Kallo sont localement argileux avec des passées coquillières. Il s'agit d'un dépôt de caractère littoral et à faciès régressif. Dans cette formation, les espèces boréales se développent au détriment de la faune miocène et méditerranéenne.

Les sables de Kallo sont parfois considérés comme étant quaternaires et non pliocènes. J.H. VAN VOORTHUYSEN (1962) fait même débiter le Pléistocène dans le falun de Luchtbal, sur la base de ses foraminifères à affinité atlantique. Ceci réduirait le Pliocène aux seuls sables de Kattendijk (jadis considérés comme représentant le sommet du Diestien).

III. LES TRANSGRESSIONS MARINES DU PLEISTOCENE

A.- LE PROBLEME DE LA LIMITE PLIOCENE- PLEISTOCENE.

On sait que la limite inférieure du Quaternaire fait encore l'objet de vifs débats. A la suite du Congrès Géologique International de Londres (1948) et à cause des difficultés d'emploi de critères paléontologiques, la limite inférieure du Quaternaire avait été placée lorsqu'apparaissent les signes d'un refroidissement important du climat. Mais on a retrouvé, progressivement, des traces de glaciations de plus en plus anciennes. Ceci est une des causes de l'allongement progressif du Pléistocène aux dépens du Pliocène dans les travaux postérieurs à 1948. Il est maintenant acquis que le refroidissement des climats du globe s'est amorcé dès le Miocène sinon avant, et l'on connaît des traces de glaciations vieilles de dix millions d'années et observées dans des couches indubitablement pliocènes.

La limite adoptée par le Congrès de Londres est donc actuellement difficilement applicable et une grande incertitude existe quant à la limite exacte du Pléistocène. Mais, il ne nous est pas possible de nous étendre longuement sur ces problèmes stratigraphiques et nous signalerons seulement ici les opinions divergentes émises par divers auteurs dans notre pays.

C'est ainsi que J.H. VAN VOORTHUYSEN (1962) signale des foraminifères à affinité atlantique dès le falun de Luchtbal et fait débiter le Pléistocène à ce moment. Ce qui réduirait le Pliocène aux seuls sables de Kattendijk. En 1962 également, R. VAN HOORNE, suite à des recherches palynologiques, exprimait un avis très différent en plaçant le Merksmien (voir ci-dessous) dans le Pliocène.

C'est entre ces deux extrêmes que d'autres travaux récents placent la limite, suivant ainsi I.M. VAN DER VLERCK (1948), à la suite de ses études micro-paléontologiques et R. LAGAAY (1952), qui par ses recherches sur les bryozoaires place le Poederlien-Merksmien dans le Pléistocène.

J. de HEINZELIN, en 1955, pensait aussi que le Merksmien inaugurerait le Pléistocène et, confirmant cette opinion, signalait en 1962 que la formation de

Luchtbal aurait un âge de 7 ± 1.10^6 ans, datation absolue obtenue par la méthode K/Ar.

R. TAVERNIER et G. DE MOOR (1974), J.I.S. ZONNEVELD (1974) admettent également que le Merksemien fait partie du début du Pléistocène.

B.- LES TRANSGRESSIONS DU PLEISTOCENE INFERIEUR.

1.- LE MERKSEMIEN-POEDERLIEN.

Après la phase régressive du Scaldisien supérieur, une nouvelle transgression marine s'est avancée sur le nord de notre pays (fig. 1.1). Elle est responsable des sables de Merksem qui parfois sont précédés d'un faciès graveleux (E. DELHEID, 1895 ; G. VINCENT, 1889 ; R. TAVERNIER, 1943 a ; J. de HEINZELIN, 1955).

Les fossiles contenus dans ce sable et les caractères lithologiques font considérer le Poederlien, qui affleure en Campine septentrionale, comme l'équivalent du Merksemien (J. de HEINZELIN, 1955).

L'ensemble de la transgression merksemienne aurait atteint au sud, le ligne Terneuzen-Herenthals (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974). Cette mer correspondrait à l'Amstelien aux Pays-Bas.

La faune retrouvée dans ces sables indique un réchauffement de la température (J.H. VAN VOORT-HUYSEN et A.J. PANNEKOEK, 1950 ; J. de HEINZELIN, 1955). Cette formation a été rubéfiée, ce qui est attribué par J. de HEINZELIN (1955) à un climat plus chaud que l'actuel, probablement au Villafranchien.

2.- LA TRANSGRESSION ICENIENNE.

La transgression icénienne, importante aux Pays-Bas, n'a fait qu'affleurer le territoire belge (fig. 1.1). Elle ne dépasserait pas la ligne Ekeren-Merxplas (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974). J.I.S. ZONNEVELD (1974) la signale près de Wuustwezel et Kalmt-hout.

En Flandre zélandaise, dans la région d'Axel, cette formation a été retrouvée à 15 m de profondeur.

L'Icénien serait contemporain des sables de Mol, d'origine fluvio-estuarienne (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974) et a longtemps été considéré comme le début du Pléistocène.

C.- LES TRANSGRESSIONS DU PLEISTOCENE MOYEN ET SUPERIEUR.

1.- LE HOLSTEINIEN.

Au début de l'interglaciaire Holstein, la mer s'est avancée en Flandre dans des vallées profondes qui avaient été creusées lors de la glaciation Elster. Ces vallées ont été comblées par des alluvions fluviales et par des dépôts marins. Des traces de cette transgression semblent bien avoir été retrouvées localement dans le bassin de l'Yser où elles forment le niveau d'Izenberge, constitué par des sables argileux riches en *Cardium edule* (A. RUTOT, 1897 b ; R. TAVERNIER et J. de HEINZELIN, 1962 a ; R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974).

2.- L'EEMIEN.

Des creusements importants, semblables à ceux qui se sont produits à l'Elster, se sont poursuivis au Saale par d'intenses phases érosives dans les vallées de Flandre ; ainsi s'est constituée une profonde dépression dénommée d'abord "Golfe de Gand" par A. RUTOT (1897 b), et ensuite "Vallée flamande" par R. TAVERNIER en 1943, appellation qui est la seule utilisée aujourd'hui. Cette dépression constituait l'embouchure de l'Escaut qui se dirigeait vers le nord et le nord-ouest de Gand (fig. 1.1) (G. DE MOOR, 1963 ; R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974 ; ...).

Pendant l'interglaciaire eemien, la mer envahit (en atteignant une cote fort semblable à la mer actuelle), d'une part la Vallée flamande et d'autre part la plaine maritime.

a) LA VALLEE FLAMANDE.

Cette transgression eemienne a amené le dépôt de sédiments marins et estuariens dans la Vallée flamande. Ces dépôts s'observent dans la vallée de l'Escaut jusque Pecq (Hainaut) et dans le cours inférieur de certains de ses affluents : jusque Deinze sur la Lys, jusque Malines sur la Dyle ... En amont de ces localités, le colmatage a un faciès fluvial.

Au nord de Gand, la Vallée flamande a été transformée en un large golfe où des courants de marée importants ont creusé verticalement jusqu'au Tertiaire. La dernière mise au point de l'évolution de cette vallée est celle de R. TAVERNIER et G. DE MOOR (1974), qui signalent trois faciès de dépôts d'origine marine.

1) Formation de Kaprijke.

Cette formation a une puissance maximum de 10 mètres et son sommet peut atteindre - 5 m. Elle se retrouve surtout à l'ouest du canal de Terneuzen ainsi que dans quelques localités : Asper, Eke, Tronchiennes, Vosselaere, ... Il s'agit d'un dépôt de sables moyens à grossiers, graveleux et parfois coquilliers (G. DE MOOR et I. HEYSE, 1974, in R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974) et constitue un faciès de fond de chenaux littoraux.

2) Formation de Moerkerke.

Elle repose généralement sur la formation précédente et est constituée de sables moyens, homogènes et micacés. Elle est riche en coquillages typiques de l'estran. Le sommet de cette formation varie entre - 2 et + 2 m, ce qui laisse supposer que les cotes les plus élevées correspondaient à un cordon littoral (G. DE MOOR et I. HEYSE, 1974, cité par R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974).

3) Formation de Meetkerke.

La formation de Meetkerke se retrouve souvent au-dessus de celle de Moerkerke ; elle peut atteindre 10 mètres de puissance et ne dépasse pas l'altitude de + 2 m. Elle possède un faciès de "Wadden" car elle est constituée de sable dans les chenaux de marée et d'argile sur les slikkes et schorres (G. DE MOOR et W. DE BREUCK, 1973).

Graduellement, ces formations marines passent vers l'amont à des dépôts d'origine estuarienne (formation de Templeuve) ce qui se marque par un changement progressif de la faune avec l'apparition notamment de nombreux *Corbicula fluminalis*, fossile typique de l'Eemien (R. TAVERNIER, 1946).

Les formations marines ou estuariennes sont surmontées de dépôts d'origine fluviale (formation d'Oostwinkel et formation de Wervik).

b) LA PLAINE MARITIME.

La mer eemienne fut la première à préfigurer l'allure de notre littoral. En effet, lors de la glaciation du Saale, l'isthme anglo-européen fut érodé par un fleuve pro-glaciaire qui se jetait dans la Manche et qui drainait l'ensemble des fleuves du sud du bassin de la Mer du Nord, déviés par la calotte glaciaire. Par la suite, la transgression eemienne envahit cette vallée et l'élargit, créant ainsi le Pas de Calais. (1)

Sur nos côtes, la mer eemienne déposa directement sur le substrat tertiaire, des sédiments marins dénommés

Assise d'Ostende. Cette formation est constituée essentiellement de sable avec, à la base, un niveau graveleux (silex, grès tertiaire, quartz ...) et caractérisée par la présence de *Tapes senescens* (R. PAEPE, 1965 b).

Signalée dès 1884 par G. DOLLFUS, cette formation est connue essentiellement grâce aux sondages : ainsi, à Ostende, on la retrouve à des profondeurs comprises entre - 26 et - 33 m, à Flessingue entre - 14 et - 22 m, à Coquelles - proximité de Calais - entre - 18 et - 24 m. Divers auteurs signalent que l'Assise d'Ostende ne dépasse pas la cote de - 18 m (R. TAVERNIER et J. AMERYCKX, 1970 ; F. LENTACKER, 1972). Cependant, grâce à une série de sondages réalisés à l'ouest de Bruges, dans la région de Meetkerke, l'Assise d'Ostende fut retrouvée reposant sur le Tertiaire entre - 17 et - 22 m, alors que le sommet de cette formation se situait entre - 9 et - 15 m (W. DE BREUCK et al., 1969).

Si l'Assise d'Ostende fut datée de l'interglaciaire eemien par R. TAVERNIER en 1954, âge qui est aujourd'hui communément admis, il n'en fut cependant pas toujours de même : la plupart des auteurs anciens y faisaient débiter la transgression flandrienne (2).

Des recherches récentes ont permis d'apporter des éléments neufs sur la connaissance de cette transgression. En effet, R. PAEPE et R. VAN HOORNE (1972), décrivant la coupe d'une sablière de Meetkerke, accordent aux sédiments marins eemiens y retrouvés une importance nettement plus grande que les auteurs précédents : pour eux, ces dépôts se retrouvent jusqu'à la cote de + 1 m.

G. DE MOOR et W. DE BREUCK (1973) étudiant la même sablière apportent de nouvelles précisions en définissant deux formations superposées. Ils retrouvent, reposant sur un replat taillé dans les formations tertiaires et situé à - 8 m, un dépôt marin qui témoigne d'une évolution transgressive discontinue entrecoupée par des phases d'assèchement : il s'agit de la formation de Meetkerke déjà repérée en 1969 par les mêmes auteurs et ensuite attribuée vraisemblablement à l'Eemien. Cette formation se retrouve dans la Vallée flamande (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974). Au-dessus, s'observe la formation de Stalhille, présumée d'âge eemien et constituée de sable riche en fossiles. Elle présente des allures de cordon littoral. G. DE MOOR et W. DE BREUCK pensent que la mer eemienne aurait atteint le niveau de + 1 m, hypothèse confirmée par les nombreux sondages étudiés par R. PAEPE (1971) dans les régions de Jabbeke, Oudenburg, Ettelgem et Gistel.

(1) Certains chercheurs pensent que le Pas de Calais aurait été créé dès la transgression du Holstein.

(2) R. TAVERNIER (1946 et 1954 b) a fait la synthèse des diverses théories émises à ce sujet.