

L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE L'ESCAUT

R. TAVERNIER et G. DE MOOR (*)

ABSTRACT

In the Scheldt basin, that occupies an area of nearly 20 000 km², the highest point reaches only 212 m. It has a high drainage density (fig. 1) and may be subdivided into three parts, each of which characterized by different types of drainage patterns and a different drainage net (fig. 2).

An inventory of the terrace levels of various portions of the main stream and of the most important tributaries has been made. The term "terrace level" is used in a broad sense including not only morphological valley- and interfluvial terraces but also planation surfaces with pebbles, old depositional surfaces below the present floodplain and even inverted ancient beach gravels. For each of these terrace levels the extension, the characteristics of the deposit, the absolute and the relative elevation, are given. Also the correlation and chronology of the terrace levels of the various tributaries and of the main trunk have been attempted (fig. 3 and 4). For this purpose the authors have chosen the Scheldt and Lys basin downstream of Bellegem and the Flemish Valley (Pre-holocene outlet of the basin in the north of Ghent) as the reference trunk.

The authors have also attempted to give a picture of the evolution of the basin. This evolution has started long before the Diestian transgression (Upper-Miocene) in the southern part of the basin. However, most of the terrace levels that have been recognized are of Pleistocene age and are considered as climatic terraces. It is only in the Flemish Valley and its main tributaries that terrace deposits occur related to the sea-level rises of the Holstein, Eem and Flandrian transgressions. Furthermore, new data have been obtained concerning the genesis of the "Collines de Flandres", the formation of the Lys-Scheldt outlet of Bellegem (fig. 5), the evolution of the Flemish Valley (fig. 7) and the formation of the present outlet of the basin via Antwerp. The attempt at correlation of the terrace levels of the various basins allowed to propose an explanation for some particulars of the drainage net of the Scheldt river upstream of Ghent and the valley system Haine-Scarpe, Marque-Deûle, Hem-Yser (fig. 6).

1. HYDROMORPHOLOGIE DU BASSIN

1-1. Limites et extension

Le bassin de l'Escaut, qui appartient au bassin de la mer du Nord, a une superficie d'environ 22 000 km². Ce bassin est situé à une altitude très basse, le point le plus élevé dépasse à peine les 210 m (signal de Planty).

(*) Geologisch Instituut, Universiteit, Rozier 44, 9000 Gent.

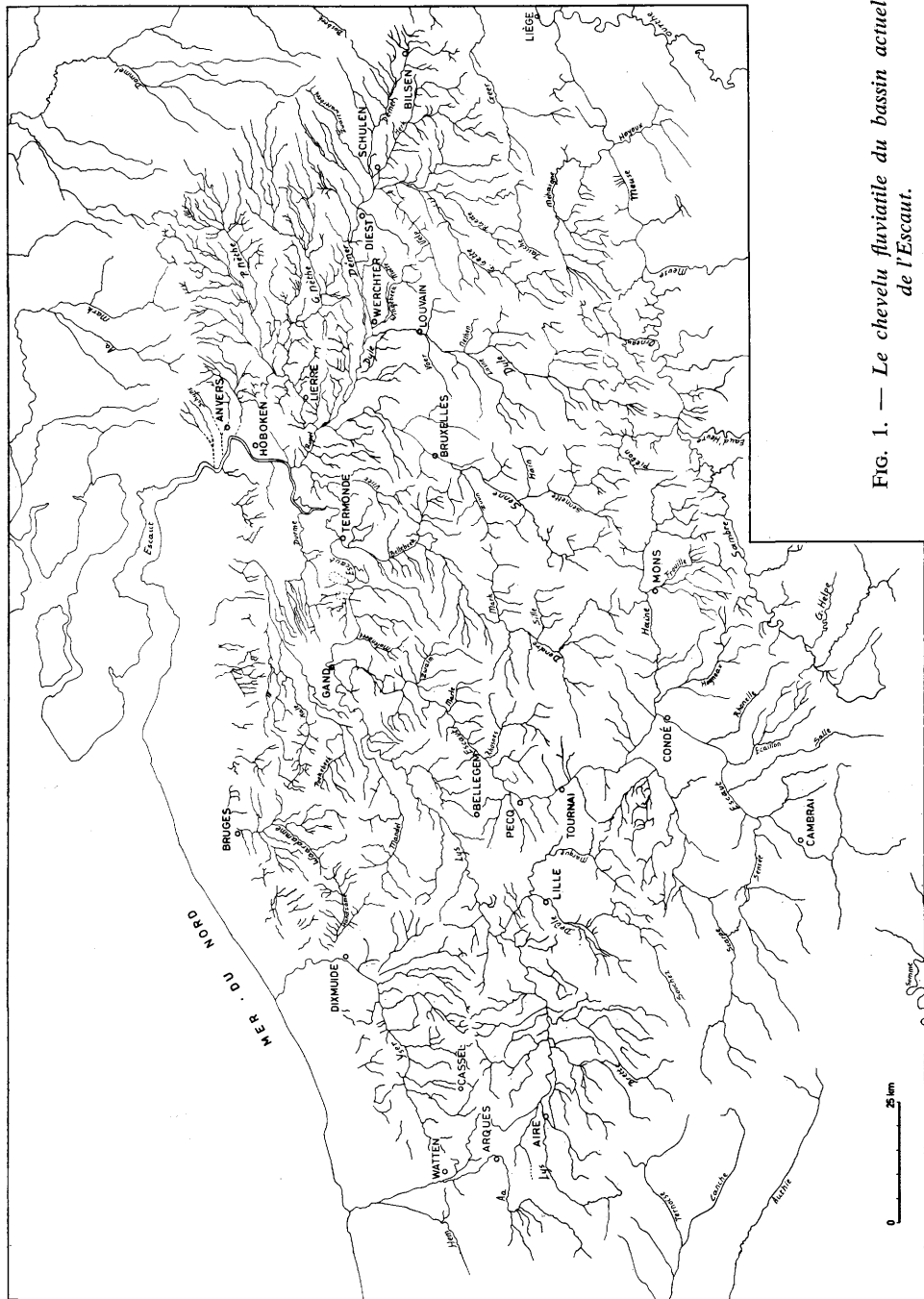


FIG. 1. — Le chevelu fluvial de l'Escaut.

L'extension des formations poldériennes le long de la mer du Nord et de l'Escaut occidental, entre Licques et Anvers, a été choisie comme limite nord-ouest du bassin. De ce fait un certain nombre de petits bassins côtiers, notamment ceux de l'Hem, de l'Aa, de l'Yser, de la Handzame, de la Waardamme et de l'Eede, ainsi que plusieurs petits ruisseaux qui se déversent actuellement dans le système des waterings des Polders, ont été incorporés dans le bassin de l'Escaut. Vraisemblablement ils en faisaient partie avant la transgression holocène. Ils auraient donc évolué non pas en fonction de la ligne côtière actuelle, mais comme des affluents du bassin de l'Escaut pléistocène actuellement submergé.

Au nord, à l'est et au sud il est entouré par le bassin de la Meuse. A l'extrémité sud le bassin est contigu, sur une faible distance, à celui de l'Oise, qui par la Seine se jette dans la Manche. Au sud-ouest il borde successivement les bassins de l'Anthée, de la Canche, de la Liane, du Wimereux et du Slack, qui tous se jettent dans le Pas de Calais.

Au *sud-ouest* la crête de partage coïncide avec la bordure nord de l'Anticlinal de l'Artois. De Licques à la région d'Arras elle se situe entre la cote 170 à 210 ⁽¹⁾, sauf à proximité des sources de la Lys aux environs de Heuchin où elle descend même en dessous de 120 m et se trouve à l'arrière de la ligne de faite. Dans le Vermandois, entre Arras et Le Cateau, elle se maintient entre 130 et 165 m, la source de l'Escaut se situant vers 162 m d'altitude.

Au *sud-est*, entre Le Cateau et Tongres, la crête de partage traverse d'abord le golfe crétacique de Bavai, longe la bordure septentrionale du socle dévonien du bassin de Dinant et, à partir du Plateau d'Anderlues, l'avant-pays tabulaire du bassin de Namur. Elle se maintient généralement entre 150 et 180 m, sauf aux environs d'Anderlues, où elle atteint la cote 212. A l'est du Plateau d'Anderlues, l'interfluve ne coïncide plus avec la ligne de faite, qui monte à une altitude de 212 à 220 m, mais se situe dans le bassin de la Meuse.

Au *nord-est* la crête de partage se trouve sur le Plateau de la Campine formé par des dépôts graveleux de la Meuse pléistocène. Cette bordure descend d'une altitude d'environ 100 m à l'est de Tongres jusqu'à 40 m au nord-est de Lommel.

Au *nord* la crête coïncide avec le bord sud du Plateau de la Campine anversoise, correspondant à la microcuesta des Argiles de la Campine, et dont l'altitude varie de 20 à 40 m.

1-2. Subdivisions du bassin

D'après l'orientation du réseau hydrographique on peut distinguer dans le bassin trois subdivisions majeures (fig. 1).

Une partie septentrionale : elle comprend la basse plaine (« Vallée Flamande », Tavernier, 1946) qui s'étend au nord de Gand ⁽²⁾ et se poursuit vers l'est le long du sillon Escaut inférieur-Rupel-Dyle-Démer, ainsi que les bassins situés au nord de ce sillon.

(1) Les altitudes sont exprimées vis-à-vis du niveau de référence ZDG (Zéro du Dépôt de la Guerre de l'Institut géographique militaire de Belgique), sauf autrement mentionné.

(2) Au sud-ouest de Gand, cette plaine pénètre sur une dizaine de kilomètres dans la partie centrale du bassin.

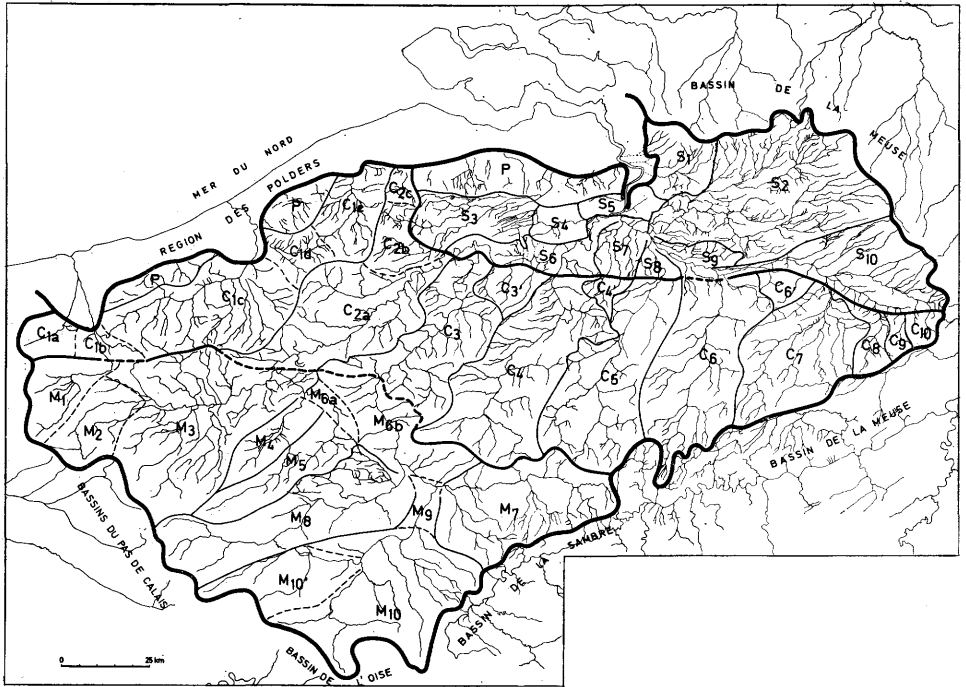


FIG. 2. — Organisation du réseau fluvial du bassin actuel de l'Escaut. *M*, partie méridionale : *M*₁, Aa en amont d'Arques ; *M*₂, Lys en amont d'Aire ; *M*₃, Lys d'Estaires ; *M*₃, dépression du canal de Neuffossé ; *M*₄, Deûle supérieure ; *M*₅, Marque supérieure ; *M*_{6a}, Deûle-Marque ; *M*_{6b}, Escaut de Tournai ; *M*₇, Haine ; *M*₈, Scarpe ; *M*₉, Escaut de Condé ; *M*₁₀, Escaut de Cambrai ; *M*₁₀, Sensée. — *C*, partie centrale : *C*_{1a}, Hem-Yser ; *C*_{1b}, Aa en aval d'Arques ; *C*_{1c}, Yser en amont de Dixmude ; *C*_{1d}, Handzame ; *C*_{1e}, Waardamme ; *C*_{2a}, Lys de Courtrai ; *C*_{2b}, Poekebeek et Caele supérieure ; *C*_{2c}, Ede ; *C*₃, Escaut d'Oudenaarde ; *C*₃, Molenbeek de Melle-Wetteren ; *C*₄, Dendre ; *C*₄, Vliet supérieur ; *C*₅, Senne ; *C*₆, Dyle ; *C*₆, Motten ; *C*₇, Les Gettes ; *C*₈, Herk ; *C*₉, Mombeek ; *C*₁₀, Haut-Démer et Winterbeek. — *S*, partie septentrionale : *S*₁, Schijns ; *S*₂, Les Nèthes ; *S*₃, Caele inférieure-Moervaart ; *S*₄, Durme ; *S*₅, bassins de Waes et de Boom ; *S*₆, Escaut de Gand ; *S*₇, Vliet inférieure ; *S*₈, Senne inférieure ; *S*₉, Rupel-Dyle ; *S*₁₀, Démer de Hasselt-Diest. — *P*, cours d'eau drainant directement vers les polders.

A l'ouest de Tamise (Temse), cette partie englobe les bassins de la Durme, du cours inférieur de la Caele (Kale) et des affluents septentrionaux de l'Escaut en aval de Gand. La direction de l'écoulement y montre une nette prédominance d'ouest en est.

A l'est de Tamise elle comprend les bassins des Nèthes et des affluents septentrionaux de la Dyle et du Démer. L'écoulement s'y fait en prédominance en direction est-ouest, sauf pour les petits affluents de la Petite-Nèthe qui descendent de la crête de partage septentrionale vers le sud et ceux qui, à l'est, s'écoulent du Plateau de la Campine vers le Démer suivant une direction nord-est - sud-ouest.

Au nord de Tamise, elle comprend les bassins des Schijns et de quelques affluents mineurs. La direction d'écoulement y est assez diversifiée.

Une partie centrale : elle s'étend du bassin de l'Yser supérieur (à l'extrémité ouest) jusqu'à celui du Démer (à l'est). La limite méridionale, entre le pays de Licques et les environs de Renaix, coïncide approximativement avec la ligne jalonnée par les collines des Flandres. Ensuite elle déborde vers le sud jusqu'à la crête de partage avec le bassin de la Haine. Plus à l'est, à partir du bassin de la Senne, la limite sud de la partie centrale coïncide avec celle du bassin.

La partie centrale comprend une série de bassins où prédomine une direction d'écoulement du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est. Ceci est notamment le cas pour l'Aa, l'Yser, la Waardamme, la Lys de Courtrai (en aval d'Armentières), l'Escaut d'Oudenaarde (en aval de Pecq), la Dendre, la Senne, la Dyle, les Gettes, le Herk (en amont d'Alken) et le Démer (en amont de Bilsen).

Les tributaires de rive droite de l'Escaut et de rive gauche de la Dyle inférieure (Dendre, Senne et Dyle supérieure) ont des bassins d'une longueur et d'une extension comparables, tandis que ceux des Gettes, du Herk et du Démer supérieur sont biseautés suivant la direction de la Meuse de Namur par les bassins de la Méhaigne et du Geer. A l'intérieur des bassins de la Senne et de la Dyle prédomine un réseau dendritique, tandis que dans les bassins plus à l'ouest, particulièrement dans celui de l'Escaut, se remarque plutôt un réseau en espaliers horizontaux.

Une partie méridionale : elle est caractérisée par une direction d'écoulement plus diversifiée. On remarque néanmoins un certain nombre de tronçons qui présentent des orientations analogues. Ceci est le cas de l'orientation est-ouest de la Haine, de la Scarpe supérieure-Sensée, de la Scarpe inférieure et de la Lys en amont d'Armentières. Ces tronçons est-ouest reçoivent une série d'affluents venant à la fois du nord et du sud; mais les tributaires méridionaux sont généralement plus longs. Dans les cours de la Grande Honnelle, de la Rhonelle, de l'Ecaillon et de la Selle, tributaires du cours supérieur de l'Escaut et dans le tronçon inférieur de la Deûle et de la Marque prédomine un écoulement sud-est - nord-ouest.

Une autre direction privilégiée, notamment celle du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est, est conforme avec celle qui prédomine dans la partie centrale. Tel est le cas pour l'Escaut supérieur (en amont de Condé), la Marque supérieure, la Deûle supérieure et le tronçon tout à fait supérieur de la Lys. La Lys et l'Escaut s'écoulent à travers les collines des Flandres par la trouée de Bellegem, qui forme l'unique exutoire de toute la partie méridionale du bassin.

1-3. Particularités du bassin

1-3-1. Les tracés et l'organisation interne du réseau hydrographique du bassin présentent un certain nombre de particularités, dont les plus importantes sont les suivantes.

— Les cours d'eau majeurs de la partie centrale présentent tous une direction sensiblement parallèle à la côte actuelle, notamment du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est.

— Cette direction est brusquement interrompue par le sillon Escaut-Démer à direction est-ouest qui, partant de Bilsen, s'élargit continuellement, sauf lors du passage du Démer à travers les collines diestiennes du Hageland (trouée de Diest). On y trouve une série d'affluents parallèles dont l'orientation peut se poursuivre de part et d'autre du sillon (Velp-Mangelbeek, Begijnebeek-Zwartwaterbeek). En amont et en aval de cette trouée les affluents (Herk et Wingebeek) se logent dans des

vallées sensiblement parallèles au Démer et situées à proximité de celui-ci. Ce sillon atteint une très grande largeur au sud de la cuesta du Pays de Waas et de Boom. A l'est de Rupelmonde l'écoulement s'y fait vers l'ouest par le Démer, la Dyle et le Rupel. A l'ouest de Rupelmonde l'écoulement se fait vers l'est, par l'Escaut inférieur et la Durme inférieure. L'Escaut inférieur, à partir de sa confluence avec la Lys à Gand, se dirige brusquement vers l'est en s'éloignant de la mer. Entre Rupelmonde et Anvers, l'Escaut traverse par la trouée de Hoboken une région à relief plus vigoureux (cuesta de l'argile rupélienne) que la plaine située au nord de Gand.

— Les tracés des cours d'eau majeurs ne sont pas rectilignes mais présentent de brusques changements de direction. Ceux-ci sont très typiques dans la partie centrale du bassin, notamment dans le cas de la Dendre à Grammont (Geraardsbergen) et à Lessines, de l'Escaut à Gavere et à Pecq, de la Petite-Gette à Ezemaal et à Léau (Zoutleeuw). On les trouve également dans d'autres parties du bassin, entre autres dans le cours de la Grande-Nèthe près de Heist-op-den-Berg, dans le cours de l'Escaut en amont de Tournai, entre autres à Condé, Denain, Bouchain et Marcoing, et dans les cours de la Marque et de la Deûle. En plus, certains tronçons montrent de très larges boucles méandriformes, particulièrement dans la vallée de la Lys et de l'Escaut inférieur. Enfin le réseau hydrographique présente quelques zones de convergence (cuvette de Halen-Schulen, plaine de la Lys d'Estuaires) et de divergence (bassin d'Orchies).

— Certains tributaires drainant les interfluves entre les vallées principales ne débouchent dans le cours d'eau majeur qu'après l'avoir suivi parallèlement sur une certaine distance. Tel est entre autres typiquement le cas pour le Mandel entre Oostrozebeke et Deinze.

— Les têtes de vallée du bassin de l'Escaut ne se trouvent qu'à quelques kilomètres de distance du sillon Sambre-et-Meuse, qui occupe une position tout à fait asymétrique dans son propre bassin. Plusieurs tributaires au sud de ce sillon présentent une orientation dont le prolongement coïncide avec celle des cours d'eau du bassin de l'Escaut, entre autres le Hoyoux (par la Méhaigne inférieure vers le bassin des Gettes), la Meuse de Dinant (vers le bassin des Gettes) et l'Eau d'Heure (par le Piéton inférieur vers la Dyle). Ceci est également le cas pour quelques tributaires au nord-ouest du Massif de Rocroi, comme la Petite-Helpe et la Grande-Helpe, dont la direction se prolonge dans celle de l'Ecaillon et la Rhonelle⁽³⁾.

— Le tracé des cours supérieurs de la Hem, de l'Aa et de la Lys, à la bordure sud-ouest du bassin, suggère une capture au profit de l'Escaut.

— Le tracé de certains tributaires de la Meuse à la bordure sud-est du bassin de l'Escaut, tels que le Piéton, l'Orneau, la Méhaigne et le Geer suggère une capture au profit de la Meuse.

1-3-2. Le réseau hydrographique s'est creusé principalement dans des terrains meubles.

Seuls certains tronçons, comme l'Escaut de Tournai, la Dendre en amont de Lessines, la Senne en amont de Halle, la Dyle en amont d'Ottignies et la Gette en

(3) Certains auteurs, dont récemment encore J. de Heinzelin (1963), ont émis l'hypothèse d'un écoulement antérieur des Helpes vers le bassin de l'Escaut.

amont de Jodoigne, ainsi que les affluents de la Haine atteignent le socle paléozoïque au niveau du cours actuel.

En plus, la plupart des rivières n'ont pas entaillé les dépôts mésozoïques, sauf le cours supérieur de la Lys en amont d'Aire, la Deûle et la Marque en amont de Lille, l'Escaut en amont de Ramignies et la Jauche, affluent de la Petite-Gette.

Dans toutes ces régions les interfluves sont couronnés de sédiments tertiaires, ce qui permet de supposer que le réseau hydrographique ancien s'est installé sur des formations tertiaires avant le creusement des vallées actuelles.

Il en résulte que les formations tertiaires, pauvres en matériaux durs, et pour quelques cours d'eau les formations crétaciques, étaient vraisemblablement la seule source possible pour la formation de terrasses à cailloutis, jusqu'au moment où le creusement de certaines vallées ait atteint le socle. Toutefois il n'est pas exclu que certains matériaux aient pu être amenés par des cours d'eau ayant appartenu antérieurement au bassin de l'Escaut, comme ceux du bassin des Helpes, actuellement affluents du bassin de la Meuse.

Le fait que la majorité des cours d'eau coulaient dans des terrains meubles eut pour conséquence que les cailloutis protégeaient les roches meubles sous-jacentes plus érodibles, tandis que l'érosion déblayait celles-ci où cette couverture protectrice était absente. Ceci a favorisé le déplacement latéral des vallées creusées ultérieurement et explique la présence de dépôts de terrasse couronnant les interfluves.

2. L'INVENTAIRE DES NIVEAUX DE TERRASSE DU BASSIN

Sous le vocable « niveau de terrasse » nous groupons toute forme d'aplanissement résultant de processus morphogénétiques parmi lesquels l'action fluviale a pris une part prépondérante. Ces processus, normalement de longue durée et de caractère cyclique, peuvent avoir donné naissance à des formes d'aplanissement de nature soit érosive, soit accumulative, telles que terrasses de vallée, terrasses d'interfluves, aplanissements à cailloutis, etc. Toutes ces formes peuvent se rencontrer soit au-dessus des plaines alluviales actuelles, soit se confondre avec celles-ci ou encore être enfouies sous des dépôts de colmatage.

Notons également que les dénominations « très haut niveau », « haut niveau », etc. utilisées dans cet inventaire indiquent seulement la succession des niveaux dans un même bassin. Elles ne fournissent pas un argument corrélatif d'un bassin à l'autre. Elles n'ont même pas nécessairement une signification chronologique d'un tronçon à l'autre du même bassin. Il est en effet possible que certains niveaux enfouis en aval correspondent à des terrasses morphologiques plus en amont.

Dans le bassin de l'Escaut la reconnaissance et l'étude des niveaux de terrasse sont souvent très malaisées pour diverses raisons, notamment :

- la faible ampleur et la discontinuité des dépôts ;
- la déformation intense et le démantèlement par solifluction et par d'autres phénomènes d'érosion, tels que l'érosion régressive des sources ;
- l'interférence avec des surfaces structurales, avec des aplanissements exhumés

ou avec d'autres dépôts caillouteux soit d'origine non fluviatile, soit dont la mise en place est étrangère à l'évolution du bassin ;

— la présence généralisée d'une couverture nivéo-éolienne pouvant dépasser une dizaine de mètres de puissance ou d'un important recouvrement par autres dépôts de colmatage.

Afin de faciliter l'inventaire descriptif des niveaux et d'éviter des corrélations anticipatives, le bassin de certains cours d'eau majeurs, notamment de l'Escaut et de la Lys, a été subdivisé en tronçons morphologiquement plus ou moins uniformes. Dans la mesure du possible, la description comprend pour chaque niveau dans les divers bassins (ou tronçons de bassin) outre la position altimétrique et la répartition, également les caractères du dépôt. Pour l'interprétation chronologique nous mentionnons seulement les données de la littérature à ce sujet, sauf en ce qui concerne les bassins de l'Escaut et de la Lys en aval de la trouée de Bellegem. Ces derniers bassins, avec leur prolongement dans la Vallée Flamande, comprennent la succession la plus complète. Ils ont été pris comme tronçon de référence et une interprétation chronologique des divers niveaux y a été avancée. Par après un essai de corrélation pour l'ensemble du bassin de l'Escaut a été tenté.

2-1. Les niveaux de terrasse de la partie méridionale du bassin

Les divers bassins de la partie méridionale présentent une grande diversification en ce qui concerne leur substrat géologique et l'organisation de leur réseau. Pour cette raison il nous a paru préférable de ne pas traiter cet aspect pour l'ensemble de cette partie du bassin.

2-1-1. LES TERRASSES DU BASSIN DE L'AA EN AMONT D'ARQUES

L'Aa en amont d'Arques s'écoule en bordure de l'Anticlinal d'Artois, qui constitue une source importante de matériaux graveleux. La présence de terrasses de vallée y a été signalée depuis longue date (J. Gosselet, 1878, 1914 ; G. Pontier, 1914) ; elles ont encore été étudiées récemment par plusieurs auteurs, entre autres par J. de Heinzelin (1966), P. Dollé (1969) et J. Sommé (1974), qui tous y reconnaissent plusieurs niveaux, notamment :

— le *très haut niveau* (niveau de Wisques) : formé d'un cailloutis situé vers la cote 125 à 140 (+95 à +110 m Adr)⁽⁴⁾ ;

— le *haut niveau* (niveau d'Helfaut) : haute terrasse (Dollé), formation d'Helfaut (de Heinzelin), haute terrasse d'Helfaut (Sommé), situé vers la cote 85 à 95 (+55 à +65 m Adr). Le dépôt caillouteux a une épaisseur de 7 à 10 m ;

— le *niveau moyen* (niveau de Longuenesse) : moyenne terrasse (Dollé), formation de Petit-Brand (de Heinzelin), moyenne terrasse de Longuenesse (Sommé), situé vers la cote 60 à 70 (+30 à +40 m Adr). Le dépôt caillouteux a également une dizaine de mètres de puissance ;

— le *complex de bas niveau* (niveau d'Arques) : ce complexe comprend plusieurs surfaces à cailloutis qui se situent entre les cotes 5 à 40 et dont certaines sont enfouies sous ou se confondent avec la plaine alluviale actuelle.

(4) Adr = au-dessus de la rivière actuelle.

Le très haut niveau et le haut niveau sont signalés sur la Carte Géologique comme « Diluvium d'Helfaut » (1914) et comme « haute terrasse d'Helfaut » (1957). Dollé (1969, coupe de la vallée de l'Aa) dessine également sur le plateau de Wisques un cailloutis se situant vers la cote 127.

Le niveau moyen prend à Longuenesse l'allure d'une terrasse de flanc de vallée. Notons toutefois que sur la Carte Géologique cette formation a également été englobée dans le Diluvium (haute terrasse) d'Helfaut.

Le complexe de bas niveau a été étudié par plusieurs auteurs. La Carte Géologique mentionne un cailloutis qui se trouve vers la cote 30 à 40, dénommé « Diluvium d'Arques » (1914) et « moyenne terrasse de la Garenne » (1957) et un second cailloutis situé en aval d'Arques vers la cote 7,5 (se confondant avec la plaine alluviale) dénommé « Diluvium de Malhove » (1914) et « basse terrasse de Malhove » (1957). Pontier (1914) a reconnu dans le « Diluvium d'Arques » (ballastière de la Garenne, à Arques) un niveau supérieur situé entre 33 et 37 NGF⁽⁵⁾ (+20 à +25 m ADR) dénommé « niveau de la Garenne » (qu'il qualifie de haute terrasse) et un niveau inférieur, entre 28 et 32 NGF (+15 à +24 m ADR), dénommé « niveau de Neuffossé ». Ce dernier niveau se continue en un important épandage caillouteux dans la dépression du canal de Neuffossé⁽⁶⁾ ; celle-ci est orientée vers la « Plaine de la Lys » dans le prolongement du cours de l'Aa entre Arques et Saint-Omer. Cet épandage caillouteux a été dénommé « cailloutis d'Arques » par R. Paepé (1963). Par contre de Heinzelin (1966) appelle « formation d'Arques » l'ensemble des deux niveaux décrits par Pontier et qualifie le niveau supérieur de « sous-formation de la Garenne » et le niveau inférieur de « sous-formation de Neuffossé ». En plus, il introduit le terme « formation d'Elnes » pour des cailloutis de basse terrasse qui se trouvent en amont de Saint-Omer et qui « ne s'élèvent guère à plus de quelques mètres au-dessus de la plaine alluviale de l'Aa ». Dollé (1969) décrit à Elnes (briqueterie Coquempot, à une quinzaine de kilomètres en amont d'Arques), des dépôts quaternaires comprenant un cailloutis de 3 à 5 m d'épaisseur (qu'il qualifie de basse terrasse), recouvert d'une couche de limon éolien dont l'épaisseur atteint 12 m. Ces dépôts « se trouvent ici au voisinage immédiat du fond de la vallée actuelle de l'Aa, qui coule à la cote +45 ». Sommé⁽⁷⁾ dessine à Arques, au-dessous du niveau de la basse terrasse (La Garenne et Neuffossé) vers la cote 7,5 NGF un niveau de terrasse qui se confond avec la plaine alluviale actuelle et un second niveau enfoui de quelques mètres. Un peu plus en amont (à Long Pont), il indique également un niveau enfoui vers la cote 15 NGF et recouvert d'un dépôt tourbeux⁽⁸⁾.

Tous ces dépôts sont essentiellement constitués de galets de silex cassés avec congélifracsts, de sable grossier et d'une matrice d'argile sableuse qui est rougeâtre dans les niveaux supérieurs. Le bas niveau, au moins dans la sous-formation de Neuffossé, contient également des éléments grésolimonitiques.

D'après de Heinzelin, les dépôts de terrasse sont interglaciaires, sauf en ce qui concerne la formation d'Elnes. Il entrevoit un âge cromérien pour la formation d'Helfaut et un âge néédien pour la formation de Petit-Brand (dans laquelle

(5) NGF = nivellement général de France.

(6) Les replats à cailloutis qui s'étendent le long des deux côtés de la dépression du canal de Neuffossé entre Arques et Aire, ont été englobés dans les niveaux du bassin de la Lys d'Estaires.

(7) *Guide d'excursion pour les journées géographiques* (Lille, 1974).

(8) Communication orale.

R. Prévost mentionne la présence de bifaces roulés de facture acheuléenne). Pour le bas niveau il admet un âge éémien pour la formation d'Arques en précisant un âge éémien II pour la fin de la sous-formation de Neuffossé, qui a d'ailleurs livré une faune de mammifères (*Elephas trogontherii* à la base et *Elephas primigenius* au sommet), associée à des artefacts moustériens. Enfin il attribue un âge würmien à sa « formation d'Elnes ».

2-1-2. LES TERRASSES DES BASSINS DU COURS SUPÉRIEUR DE L'HEM-YSER ET DE LA LYS EN AMONT D'AIRE

Le bassin de l'Hem est actuellement séparé de celui de l'Yser supérieur par la trouée de Watten où s'écoule l'Aa inférieur. Toutefois ces deux bassins sont traités ensemble parce que la vallée de l'Yser se trouve dans la continuation de celle de l'Hem et que de part et d'autre de la trouée on retrouve le même niveau⁽⁹⁾.

Les sources du bassin de l'Hem-Yser et de la Lys, tout comme celles de l'Aa, se trouvent sur le bord nord de l'Anticlinal de l'Artois, dans une région à substrat marno-crayeux. Vers l'aval leurs bassins sont établis sur substrat argilo-sableux paléogène.

Pour ces deux bassins, les informations concernant la présence et la répartition de niveaux de terrasses proviennent presque exclusivement de la Carte Géologique (1914, 1957).

Dans le bassin de la Lys plusieurs niveaux à cailloutis y sont figurés soit comme « Diluvium » (1914), soit comme « terrasse » (1957). On peut y reconnaître un *très haut niveau* (Dohem) vers la cote 130 à 140 (± 90 m ADr), un *haut niveau* (Thérouanne) vers la cote 110 (± 70 m ADr), un *niveau moyen* (Clarques) vers la cote 60 à 70 (30 à 40 m ADr) et un *bas niveau* (Mametz) vers la cote 30 à 40 (5 à 15 m ADr).

Sauf pour le niveau de Mametz, qui localement forme une terrasse de flanc de vallée, tous ces niveaux prennent l'allure de terrasses d'interfluve.

Dans le bassin de l'Hem-Yser existent également plusieurs niveaux à cailloutis, notamment :

— le *très haut niveau* (niveau de Bouquehault), situé vers la cote 140 sur l'interfluve des bassins Hem-Nielles ;

— le *haut niveau* (niveau de Tournehem), situé vers la cote 110 à Tournehem. Vu la pente relativement forte de l'Hem, il se peut qu'il corresponde, malgré la différence d'altitudes absolues, au niveau de Bouquehault ;

— le *niveau moyen* (niveau de Watten), situé vers la cote 65 à 75 et reconnu en de nombreux endroits (entre autres Eperlecques, Watten et Merckeghem). Il est indiqué sur la Carte Géologique comme « Diluvium d'Helfaut » (1914) et « Haute terrasse d'Helfaut » (1957) et il correspond au cailloutis de la Forêt d'Eperlecques de J. de Heinzelin (1966) ;

— le *complexe de bas niveau* (niveau de Zouafques), situé vers la cote 40 à Zouafques.

Tous ces niveaux ont l'allure de terrasses d'interfluve. Le niveau à cailloutis, situé vers la cote 65 à 75 (niveau de Watten), a une grande extension. Il couronne les buttes de la forêt d'Eperlecques et du Mont de Watten, situé de part et d'autre

⁽⁹⁾ Notons toutefois que le bassin actuel de l'Yser se trouve presque entièrement au nord des Monts de Flandre.

du cours de l'Aa inférieur (trouée de Watten). A Merckeghem, il coïncide avec l'interfluve Yser-Plaine Maritime. On le retrouve également au pied du versant nord des Monts des Flandres (entre autres à Noordpeene). Le dépôt du niveau de Watten atteint au Mont de Watten une épaisseur de 3 à 4 m (Gosselet, 1914). Il est constitué de silex roulés, de galets de grès éocènes avec débris de grès ferrugineux diestiens et quelques fossiles tertiaires (entre autres *Cardita planicosta* silicifiée).

La seule indication concernant l'âge de ces dépôts est celle que de Heinzelin a avancée pour le cailloutis de la Forêt d'Eperlecques qu'il considère comme équivalant à la formation d'Helfaut (bassin de l'Aa), c'est-à-dire cromérien.

2-1-3. LES TERRASSES DES BASSINS DE LA LYS D'ESTAIRES, DE LA MARQUE ET DE LA DEÛLE

Le bassin de la Lys d'Estaires est presque entièrement établi sur des terrains tertiaires, essentiellement sur de l'argile yprésienne.

Une large dépression, située au-dessous de la cote 20, forme le trait le plus marquant de ce bassin. Cette dépression, dénommée « Plaine de la Lys » par J. Gosselet (1894, 1920a) présente la forme d'un triangle aigu dont la base, orientée du sud-est au nord-ouest, s'adosse contre la retombée septentrionale de l'Anticlinal de l'Artois, qui ici est fortement faillé (faulle de Ruitz, de Pernes, etc.). L'altitude s'y élève sur une distance d'environ 15 km de 20 jusqu'au-delà de 200 m par une succession de gradins rapprochés. A l'ouest la Plaine de la Lys est à peine séparée de la vallée de l'Aa par l'ensellement de la dépression du canal de Neuffossé. A l'est seul l'ensellement très surbaissé de La Bassée la sépare de la vallée de la Deûle. Vers le nord-est cette plaine se rétrécit graduellement et perce la rangée des collines des Flandres par la trouée de Bellegem. Sur ces deux flancs elle est bordée par un escarpement assez rectiligne, mais découpé par plusieurs vallons. Le flanc ouest qui domine la plaine d'une quarantaine de mètres, forme la bordure méridionale de la Flandre intérieure qui s'étend jusqu'au pied du Mont de Cassel. C'est un pays vallonné avec des replats qui s'échelonnent entre 30 et 60 m. Le long du flanc est l'escarpement ne domine la plaine que d'une vingtaine de mètres ; il forme la bordure nord-ouest du Pays de Weppes, qui correspond à l'interfluve Lys-Deûle, dont l'altitude ne dépasse qu'exceptionnellement les 40 m.

Plus à l'est coule la Deûle, qui comme l'Escaut prend ses sources sur l'Anticlinal de l'Artois. Puis elle parcourt une zone basse, encore à substrat crayeux, qui forme le prolongement vers l'ouest de la vallée de la Scarpe inférieure. Ensuite elle traverse l'extrémité occidentale du Dôme du Mélantois pour rejoindre la Lys après un brusque changement de direction vers l'ouest.

La Marque a son cours supérieur entièrement établi sur terrains argilo-sableux tertiaires du Bassin d'Orchies et n'atteint le Crétacique (marnes turonniennes) que lors de sa traversée du Dôme du Mélantois, puis, après un brusque changement de direction, rejoint la Lys par le cours inférieur de la Deûle.

Entre Lille et Wavrin (situé plus en amont) le thalweg pléistocène de la Deûle présente un surhaussement qui, à Haubourdin, où il se situe vers la cote +7, atteint 6 à 7 m (J. Sommé, 1967). Le caractère antécédent des vallées de la Deûle et de la Marque dans le Mélantois paraît donc évident.

D'autre part, certains auteurs ont avancé un ennoyage néotectonique accompagné de failles pour expliquer la morphologie sénile de la Plaine de la Lys (Paepe, 1963, 1965a), le caractère aligné de l'escarpement sur son flanc oriental (Sommé, 1967) et la traversée encaissée à travers l'alignement est-ouest des collines des

Flandres (Briquet, 1906, entre autres). Entre Estaires et Comines, où la barre lithologique du Dôme du Mélandois est absente, on n'a jusqu'à présent toutefois détecté aucune contre-pente dans le thalweg de creusement maximal, qui d'Estaires, où il se situe vers la cote -10, descend vers la cote -15 au nord de Courtrai.

Des aplanissements à cailloutis se trouvant à diverses altitudes ont déjà été mentionnés par J. Ladrière (1883), G. Dubois (1924, 1925) et par J. Gosselet (1914, 1920*b*), qui a étudié l'extension du Diluvium caillouteux. A. Ermel (1935) signale plusieurs nappes de cailloutis qu'elle croit provenir du remaniement de dépôts fluviatiles sous-jacents. Les cailloutis de galets de silex occupant les interfluves ont également été mentionnés par de Heinzelin (1966) et par Sommé (1969); ce dernier auteur insiste toutefois sur le caractère remanié de ces dépôts tout en leur accordant une allure fluviale.

Il résulte de ces travaux et des données de la Carte Géologique qu'on peut reconnaître quatre niveaux :

- le *très haut niveau* (niveau d'Ebblinghem) = très haut niveau (Ermel), surface d'Ebblinghem (de Heinzelin), situé vers la cote 65 à 70 (+45 à +50 m Adr) ;
- le *haut niveau* (niveau de Staple) = haut niveau et niveau moyen (Ermel), surface de Staple (de Heinzelin), situé vers la cote 40 à 55 (+25 à +35 m Adr) ;
- le *niveau moyen* (niveau d'Outtersteene) = bas niveau (Ermel), surface de Wardrecques (de Heinzelin), situé vers la cote 25 à 30 (+10 à +15 m Adr) ;
- le *complexe de bas niveau* (niveau d'Erquinghem), situé à quelques mètres au-dessus de la plaine alluviale ou enfoui sous des alluvions récentes.

Le *très haut niveau* porte un cailloutis dont l'extension est confinée au sommet des collines entre Ebblinghem et Bailleul. Il est composé de silex arrondis et cassés et de quelques grès rubéfiés ; la présence d'une oolithe silicifiée y a été signalée par de Heinzelin.

Le *haut niveau* comprend des cailloutis couronnant l'interfluve Lys-Deûle (vers la cote 38 NGF). Ils sont indiqués sur la Carte Géologique et ont été récemment décrits par Sommé à Sainghien en Weppes. Ils y ont une épaisseur de plus d'un mètre et sont constitués de galets de silex roulés, cassés, émoussés, d'éclats de silex et de grès éocènes roulés. Des cailloutis analogues ont été décrits au Vert Galant (Ladrière) et à Prémescque (Dubois). Ermel croit pouvoir distinguer un haut niveau, situé vers la cote 55, et un niveau moyen, situé vers la cote 40 à 50.

Le *niveau moyen* se rencontre au pied de l'escarpement qui borde la « Plaine de la Lys » vers le nord. Il porte un cailloutis dépassant, à Outtersteene, 2 m d'épaisseur et qui est constitué, d'après Gosselet, d'un gravier de silex dans un sable quartzueux et contenant également des phtanites, des grès blancs et des poulingues ferrugineux (diestien remanié).

Le *complexe de bas niveau* comprend une vaste surface d'accumulation qui correspond à la large « Plaine de la Lys » dépassant à peine de quelques mètres la plaine alluviale actuelle. Cette surface d'accumulation recouvre plusieurs niveaux enfouis dont les dépôts, essentiellement limoneux, ont été récemment étudiés par Paepe (1963, 1965*b*), qui y mentionne entre autres la présence d'une tourbe éémienne. D'après cet auteur, l'apport nivéo-éolien aurait été important. Toutefois la présence d'importantes couches sablo-graveleuses enfouies a également été signalée (entre autres par Gosselet, 1914).

D'après de Heinzelin le très haut niveau (surface d'Ebblinghem) serait d'âge cromérien. Cet auteur raccorde ce cailloutis avec la terrasse de Kruishoutem, située plus en aval et avec la formation d'Helfaut plus en amont. Il considère le haut

niveau (surface de Staple) comme d'âge néédien et le niveau moyen (surface de Wardrecques) comme d'âge éémien I. L'âge des dépôts du complexe de bas niveau, qui colmatent la vallée de creusement maximal, s'échelonne du Riss au Würm supérieur.

2-1-4. LES TERRASSES DU BASSIN DE L'ESCAUT EN AMONT DE PECQ, À L'EXCEPTION DU BASSIN DE LA HAINE

Pour cette partie du bassin la littérature ne contient que peu de données au sujet de niveaux de terrasse, à l'exception du bassin de la Haine, qui pour cette raison sera traité séparément.

L'Escaut, de ses sources jusqu'à Pecq, traverse successivement trois régions à caractères hydromorphologiques nettement distincts.

La *première région* se situant en amont de Denain appartient à l'Anticlinal de l'Artois dont le substrat, essentiellement crayeux avec des outliers de dépôts paléogènes couronnant souvent les sommets, présente des ondulations de faible amplitude et des fractures peu importantes de direction méridienne (Celet, 1969). Elle est caractérisée par une succession de gradins qui, partant de la crête de partage, s'étagent à des altitudes de moins en moins élevées vers l'aval. Ces gradins sont découpés en une série de larges replats d'interfluves assez allongés. Sur la rive droite de l'Escaut ils sont essentiellement orientés du sud-est vers le nord-ouest, tandis que sur la rive gauche la direction prédominante s'oriente du sud-sud-ouest vers le nord-nord-ouest. Ils sont recoupés transversalement soit par certains affluents majeurs (entre autres la Sensée), soit par de courts segments de la vallée principale, dont la direction générale d'écoulement (du sud au nord) est à plusieurs reprises interrompue par de brusques déviations est-ouest (par exemple entre Marcoing et Crèvecœur-sur-l'Escaut).

La *seconde région*, entre Denain et Bruyelle, fait partie d'une vaste dépression, très large et étirée d'est en ouest, occupée par la vallée de la Haine à l'est et par celle de la Scarpe inférieure à l'ouest. Cette dépression coïncide en grande partie avec l'axe du synclinal de Namur. Le caractère synclinal des vallées de cette dépression a été discuté à plusieurs reprises (Cornet, 1904, 1925-1926 ; Marlière, 1935 ; Stevens, 1938 ; Macar, 1946 ; Waterlot, 1948). A l'ouest de Douai, la vaste dépression occupée par la Scarpe inférieure se situe déjà entièrement au-dessous de la cote 20. Plus à l'ouest cette dépression, tout en se rétrécissant assez brusquement, se continue par une autre dépression, moins large mais également très basse (entièrement en dessous de la cote 25) qui rejoint d'abord la vallée de la Deûle et puis celle de la Lys d'Estaires. Les interfluves correspondent à des ensembles extrêmement surbaissés : celui de Courrières entre Scarpe et Deûle et celui de La Bassée entre Deûle et Lys.

La *troisième région*, entre Bruyelle et Pecq, correspond au Dôme du Mélantois, qui forme une zone faiblement surélevée que l'Escaut traverse par une vallée étroite et encaissée dans les calcaires carbonifères. Le surhaussement du thalweg, signalé entre autres par J. Cornet (1925), G. Waterlot (1948, 1969) et par M. Gulinck et R. Legrand (1970), atteint au maximum 5 à 6 m, indiquant que la vallée récente y est probablement antécédente. Il faut en effet remonter jusqu'à Condé pour retrouver le thalweg de creusement maximal à la même cote qu'à Antoing (+8). En aval de Tournai, au nord de Kain, la vallée actuelle perd son caractère encaissé et s'étale dans la plaine de Templeuve (où coule l'Espierre), qui à l'ouest rejoint la vallée de la Deûle inférieure et au nord-est celle de l'Escaut d'Oudenaarde.

L'analyse des cartes topographiques, des données éparpillées dans la littérature, des cartes géologiques, ainsi que les renseignements recueillis lors du levé de la Carte des sols dans le Hainaut occidental par E. de Roubaix, permettent de reconnaître plusieurs niveaux :

— le *très haut niveau supérieur* (niveau du Cateau), situé vers la cote 140 à 160, coïncide en grande partie avec la crête de partage dans le Vermandois ;

— le *très haut niveau inférieur* (niveau de Bapaume) se situe vers la cote 120 (+70 m ADR), s'étend en forme de croissant entre Le Quesnoy, Le Catelet, Bapaume et Vimy. Il se peut que le sommet du Mont en Pévèle témoigne de l'extension antérieure de ce niveau vers le nord ;

— le *haut niveau supérieur* (niveau de Cambrai), situé vers la cote 80 à 90 à l'est de l'Escaut (Solesmes) et vers 90 à 100 à l'ouest (Marcoing), c'est-à-dire en moyenne +40 m ADR. Il se trouve uniquement en amont de la confluence Semsée-Escaut ;

— le *haut niveau inférieur* (niveau de Rouvroy), se situe vers la cote 60 (+30 m ADR), et se retrouve essentiellement sur l'interfluve Sensée-Scarpe inférieure ;

— le *niveau moyen* (niveau de Kain) se situe vers la cote 30 (c'est-à-dire vers +15 m ADR) dans le Tournais (Kain). Il a été reconnu entre Kain et Obigies en aval de Tournai et à Vaulx le long du cours du Coucou. Le cailloutis qui couronne l'interfluve Scarpe inférieure-Escaut (niveau de Raismes), situé vers la cote 40 (+15 m ADR), pourrait être corrélaté avec le niveau de Kain. Il se trouve en effet vers la même altitude relative mais toutefois en amont du Dôme du Mélantois. Il se peut que les « alluvions anciennes » de flanc de vallée mentionnées sur la Carte Géologiques (1963), entre Marcoing et Masnières, vers la cote 65 à 75 (+10 à +15 m ADR), et celles situées près du fond de vallée du Rhieu de Bertincourt, appartiennent également à ce niveau. Vu la grande distance entre les divers vestiges, qui en plus sont séparés par le Dôme du Mélantois, il n'est pas exclu qu'ils forment plus d'un niveau ;

— le *complexe de bas niveau* (niveau de Laplaigne) se situe vers la cote 18 (+3 à +5 m ADR) le long du cours de l'Escaut en aval de Condé et sur la rive droite de la vallée de la Scarpe inférieure à Somain. Les alluvions anciennes, situées près du fond de vallée actuelle de la Sensée en amont de Lécluse, mais à une altitude absolue de 45 à 60 m, pourraient également appartenir au bas niveau. Signalons encore que divers auteurs ont mentionné la présence de dépôts sablo-caillouteux pouvant atteindre une puissance de 10 mètres ; ceux-ci comblent les thalwegs de creusement maximal et sont recouverts par des tourbes et alluvions holocènes.

Les informations concernant les dépôts associés à ces niveaux sont fragmentaires. L'inventaire concernant le *très haut niveau supérieur* et *inférieur* et le *haut niveau inférieur* reste à faire.

Le *haut niveau supérieur* porte un dépôt qui, d'après P. Celet (1969), sur le Plateau de Saint-Olle, est constitué de cailloux de silex et de grès tertiaires roulés.

Le *niveau moyen* porte un cailloutis qui a été étudié à Kain, à Vaulx et à Raismes. A Kain, le cailloutis atteint une épaisseur de 3 à 5 m et repose sur le sable landénien. Il est constitué de silex roulés et cassés, quelquefois verdissés, de grès tertiaires roulés, parfois ferrugineux, dans une pâte d'argile sableuse bariolée. En plus le dépôt présente des entrecouches de sable parfois grossier avec lambeaux assez volumineux d'argile et de sable tertiaire remanié, ainsi que de petits blocs

de marne blanchâtre. Le tout est affecté de cryoturbations dont certaines paraissent syngénétiques. Ce dépôt pourrait se raccorder à un replat qui a une extension notable dans la région de Celles. A Vaulx le cailloutis, d'une épaisseur d'environ 2 mètres, est formé presque entièrement d'éléments roulés de calcaire carbonifère. A Raismes, le dépôt est constitué de sables grossiers avec galets de silex et silex cassés.

Le complexe de bas niveau est constitué d'un sable plus ou moins grossier silexifère. A Laplaigne son épaisseur dépasse 2 m et le dépôt y passe latéralement sous une couverture de limon lœssique.

Il n'existe pas de données permettant de fixer avec certitude l'âge de ces niveaux, sauf pour le bas niveau de Laplaigne pour lequel on peut présumer un âge würmien. Le niveau de Kain, de par sa situation topographique au-dessus du thalweg de creusement maximal éo-émien (qui atteint la cote zéro sous la plaine de Templeuve) doit au moins être d'âge rissien. Toutefois, un âge plus ancien n'est pas exclu, vu qu'il se trouve à la même altitude que le niveau de Meulebeke, situé plus en aval, pour lequel un âge mindélien est avancé.

2-1-5. LES TERRASSES DU BASSIN DE LA HAINE

Les terrasses du bassin de la Haine ont surtout été étudiées par A. Rutot (1919), D. Hallez (1919), et J. Cornet (1925), tandis que d'autres auteurs, notamment F. Halet (1937), R. Marlière (1964, 1967) et J. de Heinzelin (1959, 1971, 1973) ont apporté des données concernant leur constitution.

Il résulte de ces travaux qu'il existe cinq niveaux de terrasses dont le dernier est enfoui sous les alluvions de la plaine actuelle.

Le *très haut niveau* (niveau d'Épinois) = haute terrasse (Rutot, Hallez), très haute terrasse (Cornet), se trouve, d'après Rutot, vers la cote 110 à 120 (+90 à +100 m ADR) pour la vallée de la Haine et +80 m ADR pour la vallée de la Trouille. Selon Hallez et Cornet, ce niveau peut même atteindre la cote 130. Il est formé de cailloux roulés de silex et de sables silexifères.

Le *haut niveau* (niveau de Vellereille-le-Sec) = deuxième terrasse (Rutot), haute terrasse (Cornet) se trouve à la cote 90 à 100 (+50 à +80 m ADR). Il est constitué surtout d'éclats de silex.

Le *niveau moyen supérieur* (niveau de Ressaix) = troisième terrasse (Rutot), moyenne terrasse (Hallez et Cornet), situé vers la cote 70 à 80 (30 à 40 m ADR). Ce niveau est particulièrement bien développé entre Binche et Trazegnies. Il a été décrit entre autres à Ressaix (Rutot) comme constitué d'un cailloutis de silex surmonté de sable grossier avec intercalations de sable argileux et parfois de limon tourbeux. Récemment nous l'avons observé au Bois Saint-Macaire (Obourg) sous forme d'un dépôt pouvant atteindre 5 m d'épaisseur et constitué surtout de sable moyen à petits cryoclasts de silex et d'entrecouches légèrement argileuses. Ce dépôt est affecté de grandes fentes de glace à remplissage primaire et de fentes de gel, vraisemblablement syngénétiques.

Le *niveau moyen inférieur* (niveau d'Havré) = basse terrasse (Rutot, Hallez et Cornet), situé entre la cote 45 à 65 (+5 à +15 m ADR) atteint 5 m d'épaisseur. D'après Marlière il s'étend sur plus de 2 km de longueur et 400 m de largeur entre Mons, Obourg et Havré. Il a été décrit par plusieurs auteurs, entre autres par Rutot (carrière Hélin à Spiennes, carrière Hardenpont à Saint-Symphorien), par Cornet (entre autres carrière Finet à Mons), par de Heinzelin et par Haesaerts (carrière Hélin). Le dépôt est constitué d'une couche graveleuse de cailloux roulés,

d'éclats et de rognons de silex, avec également des silex verdis et parfois de nombreux fragments de phanites et d'entrecouches de sable grossier et moyen. Cornet et Rutot mentionnent la présence d'un niveau limono-tourbeux. Le dépôt est affecté par des involutions et des fentes de gel. Dans la vallée de la Trouille il contient des grès rouges et des quartzites (F. Halet, 1937). Des ossements entre autres d'*Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorinus* y ont été signalés.

Le complexe de bas niveau (niveau de Maisières) se trouve vers la cote 28, à environ 5 à 6 m sous la plaine alluviale ; il est constitué, d'après de Heinzelin, de sables graveleux d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

On possède peu d'informations sur la chronologie de ces niveaux. Le très haut niveau est considéré comme Pliocène par Rutot et Hallez. Le premier auteur mentionne dans le haut niveau une industrie préchelléenne, dans le niveau moyen supérieur du chelléen et dans le niveau moyen inférieur des artefacts éolithiques (Mafflien couvert de Mesvinien) à la base, Chelléen au milieu et Moustérien au sommet. D'après Haesaerts le niveau moyen inférieur serait polychrone. Il considère la base comme d'âge rissien I (avec Mesvinien remanié) et la partie susjacente comme antérieure au lœss würmien. Enfin de Heinzelin signale à Maisières une industrie périgordienne VI au sommet du complexe de bas niveau. Cet auteur admet que le sommet du niveau enfoui fut occupé pendant le Pléniglaciaire Würm B (28 000 BP). Ajoutons encore que les données existantes concernant l'extension et la répartition des terrasses ne permettent aucune conclusion au sujet d'une déformation tectonique récente le long de l'axe du synclinal de la Haine.

2-2. Les niveaux de terrasses de la partie centrale du bassin

La partie centrale du bassin est caractérisée par une pente générale vers le nord. Toutefois, à l'est de l'interfluve Dendre-Senne l'altitude moyenne dépasse nettement celle qui prédomine à l'ouest. Les vallées des cours d'eau majeurs, généralement asymétriques, y sont en moyenne incisées de plusieurs dizaines de mètres, mais les interfluves très larges présentent un caractère de bas plateaux étagés. A l'ouest elles sont larges (surtout celle de la Lys de Courtrai) et séparées par des interfluves qui, à l'est de l'Escaut, sont très découpés et présentent une multitude de redents donnant à la région un caractère de basses collines, tandis qu'à l'ouest de la Lys l'abaissement général est plus prononcé. Seules quelques buttes témoins comme les collines des Flandres surplombent le relief environnant.

Le Cambro-silurien du Massif de Brabant forme presque partout le socle paléozoïque, sauf au sud où les vallées de la Dendre, de la Senne et de la Dyle remontent dans l'avant-pays tabulaire du Bassin de Namur et au nord-est où la partie centrale déborde légèrement sur le bassin de la Campine. Ce socle présente un bombement asymétrique dont l'axe traverse cette partie du bassin d'est en ouest. Au sud de cet axe la couverture postpaléozoïque est peu épaisse et les rivières ont pu s'inciser localement jusqu'au socle, tandis qu'au nord la puissance des couches de couverture et leur pente, d'ailleurs très faible, augmentent graduellement. Elles y sont constituées d'une alternance de couches sableuses et argileuses avec parfois des horizons lapidifiés, formant une succession de microcuestas.

A maintes reprises, le parallélisme frappant des cours d'eau majeurs, ainsi que le développement asymétrique des affluents des deux rives, a retenu l'attention. Plusieurs auteurs, entre autres G. Delvaux (1891-1892), Ch. de la Vallée-Poussin

(1896), J. Cornet (1904) et M. Lefevre (1931, 1941) considèrent ce parallélisme comme un argument en faveur de l'hypothèse d'une évolution normale d'un réseau fluvial établi sur une surface de régression marine tertiaire. D'autres auteurs font appel à l'hypothèse tectonique pour expliquer ces particularités, soit à des failles (A. Dumont, 1837 ; J. D'Omalius d'Halloy, 1842 ; J. Houzeau, 1854 ; P. Cogels et O. Van Ertborn, 1881-1882 ; E. Delvaux, 1894 ; G. Simoens, 1904 ; etc.), soit à un gauchissement et à un rejeu posthume des plissements d'orogènes antérieures. Certains auteurs, entre autres Van Overloop (1889), Ch. Stevens (1938), P. de Bethune (1939) sont d'avis que ces mouvements se sont surtout manifestés au cours de l'évolution du réseau fluvial, tandis que d'autres (A. Briquet, 1908 ; C. Van de Wiele, 1911) pensent qu'ils avaient déjà affecté la surface de régression avant l'établissement du réseau.

2-2-1. LES NIVEAUX DE TERRASSE DU BASSIN DE LA DENDRE

D'après les données éparées dans la littérature on peut reconnaître trois niveaux dans ce bassin.

Le *haut niveau* (niveau de Sint-Lievens-Esse) est situé vers la cote 90 (+ 75 m ADR) près de la crête interfluviale Escaut-Dendre. Le dépôt, d'après W. Verheyne (1961) ⁽¹⁰⁾, épais de plusieurs mètres, est constitué de silex roulés et cassés, avec grès tertiaires remaniés dans une matrice rubéfiée. Il est fortement cryoturbé avec de grandes involutions surtout à la base. M. Van Maercke (1968, 1969) mentionne à cette altitude la présence de hauts replats à épaisse couverture caillouteuse, rubéfiée.

Le *niveau moyen* (niveau de Maffle) est situé vers la cote 40 (+ 10 m ADR) et fut signalé par A. Rutot (1919) à Maffle sur la rive gauche de la Dendre Orientale, près de l'embouchure de la Hunelle, comme un dépôt de sable fluvial avec lits graveleux et graviers de roches diverses et avec artefacts maffliens ⁽¹¹⁾. Des observations récentes (G. De Moor, 1972c) ont démontré que le gravier contient de nombreux petits blocs de phanite, des cailloux de calcaire peu roulés de même que des galets de grès (de l'assise de Villerot). Vers la même altitude relative un cailloutis, constitué de sables grossiers à fragments de schiste, a été atteint par sondage entre Lessines et Isières, sur le flanc droit de la Dendre en aval de l'embouchure de la Sille. Il est possible que les replats signalés par Van Maercke (1968) vers la cote 30 et vers la cote 40 entre Grammont et Alost et qu'elle décrit comme « replats inférieurs », appartiennent également à ce niveau. Leur signification morphologique paraît incertaine car cet auteur les considère comme ayant un caractère « lithostructural, congéfluvial ou d'accumulation lèssique ». Enfin Van Maercke (1969) mentionne l'existence de « replats en faible pente » à couche graveleuse peu importante et faiblement rubéfiée, mais ne précise pas leur altitude. Il est possible que ces « replats à faible pente » correspondent aux aplanissements qui se remarquent sur la carte topographique vers la cote 60 à 70. Si tel est le cas, l'existence d'un niveau intermédiaire entre le haut niveau et le niveau moyen n'est pas à exclure.

Le complexe de *bas niveau* (niveau d'Oudegem) dont le sommet domine généralement la plaine alluviale actuelle de quelques mètres est souvent recouvert par

⁽¹⁰⁾ Thèse de licence.

⁽¹¹⁾ D'après J. de Heinzelin (1956), la signification des artefacts de Maffle est extrêmement douteuse.

une couverture qui peut atteindre une épaisseur de 15 m à Alost et même de 20 m à Ogy. Le dépôt a été reconnu par sondages entre autres à Lessines entre les cotes 10 et 21 et aux environs d'Alost entre les cotes -5 et +10 et y présente des caractères fluvio-péglaciaires. Également à Lessines, F. Halet et E. Dartevelle (1944) ont signalé le caractère sablo-graveleux de ce niveau entre les cotes 12,5 et 16. A Sint-Gillis (lez Termonde) des dépôts à *Corbicula fluminalis* ont été atteints vers la cote -1 (M. Mourlon, 1893). On peut donc accorder à ce niveau un caractère complexe et présumer la présence de niveaux enfouis. D'ailleurs Van Maercke (1968) distingue une « basse terrasse » à Erembodegem et une « très basse terrasse » à Ninove, cette dernière ne portant pas de couverture lœssique.

On possède peu de données concernant l'âge de ces niveaux. Van Maercke (1969) considère les « replats inférieurs » comme würmiens, les « replats en faible pente » comme préwürmiens et les hauts plateaux comme « au plus tard Mindel-Riss ». Toutefois il est évident que l'âge du complexe de bas niveau s'échelonne au moins de l'Eémien jusque dans le Würm.

2-2-2. LES NIVEAUX DE TERRASSE DU BASSIN DE LA SENNE

Des informations, malheureusement souvent fragmentaires, sur l'extension et sur la constitution de niveaux de terrasse dans la vallée de la Senne, ont été publiées par de nombreux auteurs⁽¹²⁾. Récemment L. Walschot (1961, 1962, 1967) a étudié l'extension des niveaux de terrasse, essentiellement du cours moyen de la rivière et R. Fourneau (1966, 1967, 1973) a cartographié des niveaux de replats dans la partie méridionale du bassin.

Il résulte de ces études qu'on peut distinguer deux très hauts niveaux, deux hauts niveaux, deux niveaux moyens et un complexe de bas niveau. Les très hauts niveaux et les hauts niveaux ont le caractère de terrasses d'interfluve et d'aplanissements à cailloutis à l'encontre des niveaux moyens et d'une partie du complexe de bas niveau qui forment des terrasses de flanc de vallée. Notons que les hauteurs relatives de ces niveaux diminuent sensiblement d'aval en amont par suite du relèvement rapide du socle paléozoïque vers le sud, qui influence fortement l'allure du profil longitudinal de la vallée actuelle. A cause de ce relèvement certaines terrasses sont encaissées dans les roches dures, et leur développement a été moins influencé par les changements mineurs de l'intensité et de la durée des facteurs déterminant l'évolution fluviale (entre autres changements du niveau marin). D'ailleurs, à Halle, où le lit mineur est établi dans le socle, le creusement holocène correspond au creusement maximal.

Le *très haut niveau supérieur* (niveau du Trou du Bois) = replat NI (Fourneau, 1966), niveau du Mont Sainte-Geneviève (R. Legrand, 1968), pénéplaine se raccordant au Plateau d'Anderlues (Walschot, 1967), est représenté par quelques petits replats structuraux (Asschien), situés vers la cote 175 (+110 m ADR). Ils portent un cailloutis de silex de petite taille et fortement altérés, mais apparemment sans grès tertiaires remaniés. On pourrait les interpréter comme des vestiges de la surface continentale bordant la ligne de rivage des mers néogènes.

(12) Entre autres par A. Rutot (1901, 1902, 1903, 1904, 1909, 1910, 1911, 1920), F. Halet et Ch. Lejeune de Schiervel (1905), M. Mourlon (1906, 1908, 1909), C. Malaise (1909), M. Leriche (1912, 1927), F. Halet (1930), J. Cornet (1927), W. Poppe (1932b), J. Van Schepdael (1934, 1962, 1974), M. Moreau (1938), E. Dartevelle (1940-1941), J. Meyer et R. Legrand (1945), Legrand et Tavernier (1948), R. Knaepen (1954), A. Hotyat-Mayne (1959), R. Legrand (1968).

Le *très haut niveau inférieur* (niveau de Bois de la Houssière) = replats NII et NIII (Fourneau, 1966), surface A ou surface de Nivelles (Walschot, 1966, 1967), pénéplaine fin tertiaire (Legrand, 1968), descend de la cote 140 à 160 (+80 à +90 m ADr) au sud-est du bassin à la cote 120 au nord du Hain sur le flanc est du bassin. Ce niveau forme, dans le bassin de la Senette, un fond de vallée très évasé, se raccordant aux crêtes interfluviales surbaissées de Bois de la Houssière (entre Senette et Senne), de Hututu (entre Senne et Dyle) et de Baudemont (entre Hain et Samme). Il est essentiellement établi dans les sables grossiers bruxelliens. Il comprend des silex roulés et cassés et des grès tertiaires remaniés, surtout bruxelliens, dans une matrice de sable argilo-graveleux et présente une rubréfaction intense qui affecte également les terrains tertiaires sous-jacents. Ceux-ci sont souvent profondément affectés par une pédogenèse plus ancienne (Ameryckx et Walschot, 1962), de nature comparable à celle qui affecte les niveaux de Cassel et du Hotond. L'épaisseur du dépôt caillouteux varie fortement, de quelques cailloux épars jusqu'à des calottes dépassant 1 mètre. D'après Walschot⁽¹³⁾ les bords du niveau montrent une concentration du cailloutis en chenaux. Tavernier (1948a) a mentionné des variations lithologiques entre la partie inférieure et le sommet du dépôt à Bois de la Houssière, qu'il attribue à une origine complexe. Meyer et Legrand (1945) y ont signalé à la base du Quaternaire la présence de galets de syénite et de quartzites violets altérés, atteignant un poids d'un kilogramme et présentant un caractère roulé indiscutable.

Le *haut niveau supérieur* (niveau de Feluy) = replats NIV et NV (Fourneau, 1966), surface d'érosion B (Walschot, 1966) se trouve vers la cote 120 (+50 m ADr) et est surtout localisé sur sable bruxellien et yprésien. Son extension est limitée à l'interfluve Samme-Senette et aux contours de l'interfluve Senne-Senette, où il est encaissé et découpé. Le dépôt présente une grande analogie lithologique avec celui de la surface précédente.

Le *haut niveau inférieur* (niveau de Salmonsart) = replats NVI, NVII et NVIII (Fourneau, 1966), surface d'érosion C (Walschot, 1966), Plateau de la Haute Senne (de Heinzelin, 1973) se situe vers la cote 80 à 100 (+20 à +40 m ADr). Il n'est nettement représenté que dans le bassin de la Senne supérieure où il est développé sur sable et argile yprésiens. Il y forme des interfluves secondaires et correspond également à la crête de partage entre les bassins de la Dendre et de la Haine. D'après Walschot ce niveau rejoint la haute terrasse vers la confluence Senne-Senette. Le replat NIX (Fourneau, 1966), qui se trouve au nord de Quenast vers la cote 80, forme probablement son prolongement plus en aval. Le dépôt est comparable à celui du niveau précédent, mais Fourneau insiste sur la prédominance de silex roulés à texture guillochée, alors que Walschot donne 50 % de cailloux lisses⁽¹⁴⁾.

Le *niveau moyen supérieur* (niveau d'Essenbeek) = terrasse de +60 m ADr (Rutot), terrasse moyenne (Mourlon), terrasse de +100 m Adf⁽¹⁵⁾ (Cornet), haute terrasse de la Senette (Poppe), terrasse d'Essenbeek (Dartevelle), haute terrasse (Walschot) se trouve en moyenne vers la cote 80 (90 à Soignies et 70, soit à +40 m ADr, à Halle). Ce niveau se présente en lambeaux éparpillés spécialement au sud

(13) Communication orale.

(14) Observations faites à Fauquez (Ferme Meurs, Ferme de la Vallée et de Pied d'Eau) par Fourneau et à Oisquercq par Walschot.

(15) Adf : au-dessus du fond de creusement maximal, s'établissant vers la cote 8 à Forest-Bruxelles.

de Halle. Des affleurements ont été étudiés en plusieurs endroits⁽¹⁶⁾. L'épaisseur du dépôt de terrasse ne dépasse guère 1 à 2 m. Il est constitué de gros cailloux et d'éclats de silex avec grès tertiaires (Bruxellien) dans une matrice de sable argileux roux-brun, à stratification fluviatile avec concrétions mangano-ferrugineuses et caractérisé par une association de minéraux paramétamorphiques. On y trouve également des fossiles tertiaires remaniés. En outre Mourlon a signalé la présence à Schaarbeek (Kattepoel) d'*Elephas antiquus*. Walschot le considère d'âge mindel et d'origine nivéo-fluviatile, avec apports latéraux de solifluction.

Le niveau moyen inférieur (niveau de Lembeek) = terrasse de +30 m Adr (Rutot), terrasse de 40 m Adf⁽¹⁵⁾ (Cornet), basse terrasse (Leriche), terrasse tertiaire de +40 m (Halet), basse terrasse de la Senette (Poppe), moyenne terrasse (Walschot), se situe vers la cote 40 à 50 (+20 m Adr à Halle et +5 à +10 m Adr au sud de Ronquières). Cette terrasse est assez continue au sud de Halle où elle s'étend sur les deux flancs de la vallée. Au nord de cette ville elle est très démantelée et confinée à la rive droite. L'épaisseur du dépôt peut localement atteindre 5 m. Il présente une grande variété lithologique : silex arrondis et aplatis cassés et émoussés, phtanites, plaquettes et fragments de grès tertiaires, de nombreux éléments dérivés du socle paléozoïque, surtout phyllades et quartzites verts, schistes et arkoses ; un caillou de tuf volcanique y a même été signalé par Leriche (1927). Ces éléments graveleux sont empâtés dans un sable argileux avec les mêmes caractères que le niveau moyen supérieur (terrasse d'Essenbeek). Les cailloux sont souvent disposés en une stratification subhorizontale légèrement relevée en contre-pente, ce qui d'après Walschot indique un dépôt fluviatile. Cet auteur attribue à cette terrasse un âge rissien.

Le complexe de bas niveau (niveau de Halle) = troisième terrasse (Rutot), terrasse moyenne (Halet), basse terrasse (Walschot) se trouve vers la cote 30 à 37 entre Halle et Lembeek (+2 m Adr). En amont de Halle elle s'étend sur les deux rives, tandis qu'en aval, jusqu'à Forest, on la trouve uniquement sur la rive gauche. Plus au nord elle passe graduellement au cône enfoui de Buizingen, décrit comme cône de déjection (Moreau, 1938), pour se rattacher au large épandage de sables graveleux de Hofstade-Zemst. Son épaisseur varie au sud de Halle, de 1 à 7 m et dans le cône de Buizingen elle atteint 10 m. La composition lithologique est semblable à celle du niveau moyen inférieur (terrasse de Lembeek), quoique l'importance des éléments paléozoïques diminue sensiblement au-delà de Forest. Ce niveau a fourni de nombreux ossements de mammifères (*Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas primigenius*, entre autres), des coquilles dulcicoles et les lentilles d'éléments végétaux (Hofstade, Laeken). A Soignies, Rutot a signalé la présence d'artefacts, entre autres moustériens (levallois), associés à une faune froide (*Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas primigenius*, *Rangifer*, entre autres). D'après Walschot l'âge de cette terrasse, en amont de Halle, serait Würm I.

2-2-3. LES NIVEAUX DE TERRASSE DU BASSIN DE LA DYLE

Le bassin de la Dyle en amont de Werchter tout en présentant une grande analogie hydromorphologique et géologique avec celui de la Senne en diffère cependant sous plusieurs aspects. Tout d'abord le socle paléozoïque au niveau de la vallée

(16) A Schaarbeek (Kattepoel) (Mourlon, 1908), Essenbeek (Darteville, 1940), Musschenberg, Lembeek, Clabecq, Tubize, Oisquerq et Quenast (Walschot, 1966).

actuelle y est atteint plus en amont (Ottignies). Ensuite, contrairement au bassin de la Senne où le flanc occidental est nettement surbaissé, le bassin de la Dyle présente une hypsographie symétrique mais une hydromorphographie asymétrique (de Béthune, 1939). Enfin la région des sources de la Dyle s'étale en un large éventail.

En amont de Limelette Fourneau (1973) a cartographié huit niveaux de replats qu'on peut grouper en un *très haut niveau* et en un *haut niveau*. En aval de Nethen, des niveaux de terrasses ont été décrits par M. Lefèvre (1925) et P. De Smedt (1973) dans lesquels on peut distinguer deux *niveaux moyens* et un *complexe de bas niveau*.

Le *très haut niveau* (niveau de Villers-la-Ville) qui comprend les niveaux de replats N1 à N5 de Fourneau, occupe une grande partie des interfluves méridionaux, où il se situe vers la cote 160 à 175, et plus au nord des interfluves secondaires, où il descend jusqu'à la cote 140.

Le *haut niveau* (niveau de Limelette) groupe les niveaux N6 à N8 de Fourneau, qui tantôt sont encaissés et confinés aux flancs des vallées, tantôt forment des replats d'interfluves secondaires. Leur altitude s'échelonne entre les cotes 100 et 130.

Le *niveau moyen supérieur* (niveau d'Egenhoven) ⁽¹⁷⁾ = cailloutis de plateau (De Smedt, 1973) se situe vers les cotes 70 à 60 (+45 m ADR). Le cailloutis, décrit par De Smedt, est à dominance de silex, de grès ferrugineux et de petits cailloux de quartz fort bien roulés. Une terrasse d'interfluve (terrasse de Haasrode), présentant la même composition et pouvant se poursuivre sur plusieurs kilomètres, a été observée entre Haasdonck et Pellenberg, vers la cote 75.

Le *niveau moyen inférieur* (niveau de Rotspoel) = replat à la cote 50 (Lefèvre, 1925), terrasse de Rotspoel (De Smedt, 1973) se situe vers la cote 50 (+25 à +30 m ADR). Ce niveau forme une terrasse de vallée sur la rive gauche entre Neerijse et Wilsle ; plus au nord il est fort démantelé. Lefèvre y raccorde également un replat situé vers la cote 40 sur la rive droite aux environs de Heverlee ⁽¹⁸⁾ que De Smedt interprète comme un « pédiment périglaciaire structural » sur sable bruxellien.

Le dépôt du niveau de Rotspoel peut atteindre 1,50 m d'épaisseur. Il est composé, d'après De Smedt, d'un cailloutis avec entrecouches limoneuses et sableuses à stratification entrecroisée. Il comprend surtout des éléments gréseux remaniés du Bruxellien et du Diestien, mais aussi des silex et des petits éléments empruntés au socle paléozoïque (schistes, quartzites et quartz roses) (spectre de la Dyle). L'étude minéralogique des sables indique également un apport à partir du socle primaire. Le dépôt est affecté d'une altération profonde et de cryoturbations. L'analyse pollinique des entrecouches limoneuses montre un spectre ⁽¹⁹⁾ interprété comme représentant une phase froide. D'après De Smedt, le dépôt de la terrasse de Rotspoel daterait du Quaternaire ancien et serait formé par une rivière divaguante périglaciaire.

Aux environs de Herent, De Smedt décrit encore un replat avec couverture de sable et de cailloutis à structure fluviale, qu'il appelle « terrasse de Herent » et qu'il considère comme prériessien.

⁽¹⁷⁾ M. Lefèvre a déjà mentionné ce niveau en 1925 comme « un second niveau » (de terrasse), se maintenant entre les cotes 60-70, et dont « l'extension paraît plus générale que celle du niveau 50 ».

⁽¹⁸⁾ M. Lefèvre attribue la différence de niveau à une formation en deux étapes conditionnée par le percement de la cuesta des grès ferrugineux du Diestien au nord de Louvain.

⁽¹⁹⁾ 70 % NAP, *Pinus*, *Betula*, mais également *Corylus*, *Salix*, *Alnus* et *Ulmus*.

Le *complexe de bas niveau* (niveau de Tildonk) correspond aux niveaux décrits par De Smedt (1973) en aval de Herent (terrasse de Doren, terrasse de Tildonk, terrasse de Rotselaar, terrasse de Wespelaar, terrasse de Hever et glaciaire de Boortmeerbeek), ainsi qu'aux sables et graviers de fond de vallée plus en amont, enfouis sous des dépôts tourbeux holocènes.

Le sommet de la terrasse de Doren et celui de la terrasse de Tildonk se trouvent respectivement vers les cotes 20 et 18, c'est-à-dire +10 et +8 ADR ; leur base vers la cote 18 et 14 à 12. Le dépôt, qui atteint une épaisseur de 2 m, est composé d'un sable graveleux contenant des éléments empruntés au socle paléozoïque, dont certains (quartzites et grès) atteignent 15 cm. Le sommet de la terrasse de Tildonk est affecté de cryoturbations.

Ces deux terrasses sont incisées par des chenaux profonds dont la base atteint la cote 12. Ces chenaux sont colmatés par des dépôts fluviatiles sableux à cailloutis (avec spectre de la Dyle) remanié des terrasses susmentionnées. Ce colmatage est affecté de cryoturbations syngénétiques. A hauteur de la terrasse de Doren, ces chenaux délimitent des cuvettes alluvionnaires alignées. Celles-ci sont mises en rapport soit avec un ancien cours de la Dyle (de Wijgmaal vers Vilvoorde), soit avec des cours d'eau descendant des collines diestiennes situées au sud. De Smedt (1973) attribue un caractère froid et un âge pré-rissien à la terrasse de Doren et un âge rissien à la terrasse de Tildonk. L'incision des chenaux daterait essentiellement du Würm, mais aurait déjà débuté par endroits au pré-Würm et se serait localement continuée jusqu'à l'Holocène.

La terrasse de Rotselaar dont le sommet se situe, comme celui de la terrasse de Tildonk, à la cote 14, est considérée comme une terrasse de sédimentation de la Dyle würmienne, couverte d'une couche de sable de couverture.

La terrasse de Wespelaar, dont le sommet se situe vers la cote 11 à 12 (de 0 à +2 m ADR), est constituée de sables graveleux avec spectre de la Dyle qui sont conservés dans de faibles dépressions du substratum tertiaire. La genèse de cette terrasse, d'après De Smedt, n'est pas claire (pédiment partiel ou terrasse d'érosion latérale), mais son âge serait également würmien.

La terrasse de Hever, dont le sommet se situe vers la cote 11, est constituée de sable graveleux et peut atteindre 10 m d'épaisseur. Elle correspond à la continuation, plus en aval, de la surface formée par la terrasse de Rotselaar et peut être considérée comme la surface de colmatage de la rivière würmienne dans la Vallée Flamande.

Le glaciaire de Boortmeerbeek, qui s'étend au sud de la terrasse de Hever, est morcelé par un réseau dendritique et s'appuie contre les terrasses de Tildonk et de Doren (à Berg). De Smedt le considère comme une surface de pédimentation périglaciaire de nature complexe.

2-2-4. LES NIVEAUX DE TERRASSE DES BASSINS DES GETTES, DU HERK ET DU HAUT DÉMER-WINTERBEEK

Outre les données recueillies lors du levé de la Carte Géologique (Rutot et Van Den Broeck, 1883, 1884) et de la Carte Pédologique (L. Baeyens, 1957, 1958, 1959 ; G. Scheys, 1957), il n'existe que quelques études (Cornet, 1904 ; Stevens, 1931-1932 ; de Bethune, 1939 ; Wauters, 1969) concernant les témoins de l'évolution de ces bassins. La reconnaissance de dépôts de terrasse y est rendue difficile à cause de la présence d'une couverture lössique souvent épaisse et de l'existence

de dépôts souvent caillouteux d'âge tertiaire (Tongrien fluvio-marin). Une prospection rapide de ces bassins a permis de reconnaître qu'une partie de ces dépôts caillouteux décrits comme sédiments d'âge tertiaire, sont en réalité des formations quaternaires.

Dans le *bassin des deux Gettes*, plus particulièrement à l'est de la Grande-Gette on peut reconnaître plusieurs niveaux de terrasse. A l'ouest de la Grande-Gette ces niveaux sont moins aisément discernables. Les cours d'eau y présentent une orientation ouest sud-ouest à est nord-est, qui correspond à celle de l'orientation des collines du Hageland. Stevens (1931) mentionne l'existence de trois « paliers » dominant le cours du Velp, respectivement vers la cote 101 à Pellenberg (dans le Diestien), vers la cote 97 à Attenrode (dans le sable boldérien) et vers +30 à +35 m au-dessus de la rivière (dans l'argile rupélienne). D'après cet auteur ces paliers pourraient coïncider avec des terrasses.

Le *très haut niveau* (niveau d'Huppaye) se situe vers la cote 140 à 150 (+50 à +60 m ADr)⁽²⁰⁾ et est formé d'une série de replats qui se soudent à la crête de partage avec le bassin de la Méhaigne. Ces replats recourent diverses couches géologiques et sont jonchés d'une couche à cailloux épars couverte de limons.

Le *haut niveau* (niveau de Gingelom) se situe vers la cote 110 à 120 (+30 à +40 m ADr) au sud et descend vers la cote 85 à 100 au nord, mais ne dépasse pas la ligne Borgloon, Landen, Hoegaarden. Il est formé d'une série de replats d'interfluve très allongés qui s'adosent par une rupture de pente parfois nette au très haut niveau. Ce niveau porte un cailloutis de 1 à 2 m d'épaisseur à éléments souvent volumineux (silex arrondis à peine altérés, parfois cassés avec rares cryoclasts).

Le *niveau moyen* (niveau de Brustem) se situe à Brustem vers la cote 50 à 70 (+10 m ADr au-dessus du Melsterbeek). Il est constitué de replats localisés dans le prolongement des interfluves allongés du haut niveau dont il est séparé par une rupture de pente. Il ne pénètre en amont que sur une courte distance, y formant d'étroits replats de flanc de vallée. Il porte un cailloutis qui, en certains endroits, atteint une épaisseur de 0,5 m. Aux alentours de Léau on trouve un important cailloutis de silex (2 à 3 m d'épaisseur), couronnant le sommet des replats découpés qui se trouvent dans le prolongement de niveau de Brustem. Ces replats sont situés à une altitude absolue plus basse, notamment 40 à 50 m, mais vers la même altitude relative (+5 à +10 m au-dessus de la Petite-Gette). Pour cette raison on pourrait les corréler avec le niveau de Brustem, à moins qu'il ne s'agisse d'un niveau moyen inférieur.

Le *complexe de bas niveau* (niveau d'Opheylissem) est mal connu. A l'embouchure des rivières dans le tronç du Démer, il est enfoui sous des dépôts plus récents, soit des alluvions, soit du limon ou des sables de couverture. Il peut y atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et est constitué de sables caillouteux. En amont il n'a été signalé que localement (aux environs de Tirlemont dans la vallée de la Grande-Gette, à Opheylissem dans la vallée de la Petite-Gette). Les alluvions récentes y reposent soit directement sur le substrat tertiaire, soit sur des limons quaternaires.

Dans le *bassin du haut Démer-Winterbeek*, qui n'a qu'une faible extension et dont l'altitude ne dépasse pas les 140 mètres, on peut également reconnaître quatre

(20) Les valeurs données pour l'altitude relative (Adr) ne sont que des valeurs moyennes. Elles peuvent diminuer sensiblement d'aval en amont à cause de la forte pente des rivières actuelles dans ce bassin (pouvant atteindre 5 m au km) et qui dépasse le plus souvent la pente générale des niveaux de terrasse.

niveaux. Notons que même le niveau le plus élevé ne dépasse qu'à peine l'altitude des dépôts les plus rapprochés de la haute terrasse de la Meuse.

Le *très haut niveau* (niveau de Hoeselt), situé vers la cote 100 à 120 (+40 à +45 m ADr) porte un cailloutis de silex roulés et cassés, mais contient également des rognons de silex et des éléments tertiaires remaniés ; sa partie supérieure devient sableuse et peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Entre Werm (Keiberg) et Hoeselt il coïncide avec l'interfluve haut Démer-Winterbeek et y recoupe plusieurs étages tertiaires.

Le *haut niveau* (niveau de Rijkhoven) est situé vers la cote 90 (+20 m ADr). Il s'étend surtout à l'est du Démer, entre autres à Rijkhoven et Waltwilder (Leten). Il y couronne des interfluves secondaires ; sa composition est analogue à celle du niveau de Hoeselt.

Le *niveau moyen* (niveau de Beverst) est situé vers la cote 60 (+10 m ADr) et forme une terrasse de flanc de vallée en dessous du niveau de Hoeselt. D'après Van Den Broeck et Rutot (1883) son épaisseur peut atteindre plusieurs mètres ; sa composition est analogue à celle des niveaux supérieurs.

Le *complexe de bas niveau* (niveau de Bilsen) a été reconnu, enfoui sous les alluvions actuelles entre Bilsen et Rijkhoven. Il est formé de sables stratifiés grossiers caillouteux.

On ne possède pas de données directes concernant l'âge de ces niveaux. On peut cependant présumer que le complexe de bas niveau est d'âge würmien. Quant aux autres niveaux, leur position altimétrique, inférieure à celle de la haute terrasse de la Meuse, située à courte distance, et l'absence de rubéfaction, même sur le très haut niveau, permet de supposer qu'ils sont post-Mindel.

2-2-5. LES TERRASSES DES BASSINS DE LA LYS DE COURTRAI, DE L'ESCAUT D'OUDENAARDE ET DE L'YSER EN AMONT DE DIXMUDE (21)

Déjà au XIX^e siècle Rutot avait signalé à plusieurs reprises la présence de nappes à cailloutis. En 1919 il reconnaissait dans le bassin de la Lys trois niveaux, notamment une haute terrasse coïncidant avec le sommet des collines des Flandres (± 150 m), une moyenne terrasse, subdivisée en deux niveaux respectivement vers la cote 75 et 40, et finalement une terrasse enfouie. Ermel (1935) distingue, tant dans la vallée de l'Escaut que dans celle de la Lys, la présence de quatre nappes de cailloutis : un très haut niveau vers la cote 60 à 70, un haut niveau vers 40 à 50, un niveau moyen vers 30 à 40 et un niveau inférieur vers 20 à 30. D'après cet auteur l'altitude du très haut niveau se situe en moyenne vers +40 à +50 m ADr dans le bassin de l'Escaut, vers +50 à +60 m ADr dans celui de la Lys.

Des études plus récentes de divers auteurs et plus particulièrement de De Moor, encore en grande partie inédites, ont permis de reconnaître six niveaux de nappes à cailloutis, tous situés au-dessus de la surface d'un complexe de bas niveau dont certains membres sont enfouis.

Parmi ces niveaux, les deux niveaux les plus élevés (très hauts niveaux) présentent les caractéristiques de surfaces d'aplanissement à cailloutis. Ensuite viennent deux niveaux (hauts niveaux) formant typiquement des terrasses d'interfluve, tandis

(21) Le bassin actuel de l'Yser entre dans la zone poldérienne en amont de Dixmude. On peut toutefois le prolonger par la Handzame en direction de la Waardamme. D'après certains auteurs (Stevens, Poppe), la Waardamme serait un ancien cours inférieur de l'Yser datant d'avant sa capture par l'Yser de Nieuport.

que les niveaux moyens gardent encore dans une certaine mesure l'aspect de terrasses de vallée. Ceci est également le cas pour le complexe de bas niveau dont le sommet dépasse à peine de quelques mètres la plaine alluviale actuelle.

Le *très haut niveau supérieur* (niveau de Cassel) = haute terrasse (Rutot), surface de Cassel (de Heinzelin), se situe dans la région des collines des Flandres à une altitude maximale allant de 175 m (+ 160 m ADR) à l'ouest (Mont de Cassel) à 157 m (+ 140 m ADR) à l'est (Pottelberg) ⁽²²⁾. Le dépôt, son âge et sa genèse y ont été décrits et interprétés maintes fois ⁽²³⁾. Il est constitué de sables fins à grossiers avec intercalations argileuses et de couches plus ou moins caillouteuses à galets et rognons de silex, avec quelques oolithes silicifiées. Tous ces dépôts portent l'empreinte d'une altération très intense et très profonde : cacholisation des silex, rubéfaction des argiles, transformation des minéraux altérables avec kaolinisation et cimentation des sables et cailloutis en grès et poudingues ferrugineux (limonite et hématite rouge). On remarque toutefois que les bancs épais de grès ferrugineux sont confinés aux sommets des collines les plus élevées, tandis qu'en contrebas (entre autres sur la surface inférieure du Mont du Hotond établie vers la cote 120 à 130, c'est-à-dire vers + 110 à + 120 m ADR), les altérations paraissent de même intensité mais sans la présence des bancs susmentionnés. Ceci suggère un déblaiement fluviatile avant qu'un changement notable du climat ne soit intervenu. L'altération profonde de cette surface de déblaiement fluviatile (niveau du Hotond) indique sinon une grande stabilité au moins une longue période de pédogenèse. Ceci permet d'accorder un caractère complexe à ce niveau, qui en premier lieu coïncidait avec une surface de régression sur laquelle se sont déposés des éléments grossiers, essentiellement des silex, vraisemblablement amenés par voie fluviatile à partir d'affleurements crétaciques et éventuellement jurassiques (oolithes silicifiées). Un apport côtier longitudinal à partir du Boulonnais n'est toutefois pas à exclure.

Vers le nord-est, à plusieurs dizaines de kilomètres des collines des Flandres, on retrouve des dépôts diestiens qui présentent également à leur sommet une surface à petits éléments graveleux. Elle est située vers la cote 100 à Pellenberg. L'altération y est en général moins poussée, mais les silex présentent des traces de cacholisation et on y trouve également des concrétions ferrugineuses.

Le niveau de Cassel a l'âge de la régression diestienne. Toutefois certains auteurs, entre autres Rutot (1879) et Ortlieb (1879) estiment un âge quaternaire comme possible, tandis que Waterlot (1961) le considère comme un faciès particulier du limon rouge à silex.

Le *très haut niveau inférieur* (niveau de Saint-Sauveur) se situe vers la cote 100 à 120 (+ 90 à + 110 m ADR). Il se rencontre tant au nord qu'au sud de la barrière des collines des Flandres, mais est surtout développé au sud-est de Renaix. Ce niveau, essentiellement établi dans les formations éocènes, est fortement démantelé, mais subsiste encore comme quelques plages à cailloux de silex, quartz et plus rarement plaquettes de grès tertiaires. La différence d'altitude de l'ordre de 50 m vis-à-vis du niveau de Cassel indique que sa formation a été précédée et

(22) Notons que ce niveau ne correspond pas à la définition de niveau de terrasse fluviatile au sens strict du terme, vu qu'il ne s'agit vraisemblablement pas d'un niveau d'érosion fluviatile ni d'accumulation exclusivement fluviatile.

(23) Entre autres par Chelloneix (1876), Ortlieb (1879, 1882), Gosselet (1876, 1883, 1904, 1910), Rutot (1878, 1879, 1882, 1919), Briquet (1906b, 1909), Leriche (1921), Gulinck (1960), Waterlot (1961, 1969), de Heinzelin (1962, 1963, 1966), de Heinzelin et Maréchal (1963), Bonte (1968).

accompagnée d'un dénivellement très important et d'un aplanissement général qui se sont vraisemblablement effectués durant la majeure partie du Pliocène et au début du Pléistocène.

Le *haut niveau supérieur* (niveau de Rozebeke) est situé au pied nord des collines de Renaix où il couronne l'interfluve Escaut-Dendre vers la cote 90 à 110 (+ 80 à + 90 m ADR). Il y présente, malgré un démantèlement important, un cortège de vestiges allongés et étroits plus ou moins bien conservés, s'étendant parfois sur plusieurs kilomètres (Rozebeke). A ce niveau on peut assimiler le cailloutis situé à l'ouest de l'Escaut à Anzegem (vers la cote 85) formant l'interfluve avec la Lys. Le dépôt, d'une épaisseur de 1 à 2 m, est constitué surtout de silex aplatis roulés et de silex arrondis criblés et superficiellement décachalonisés, avec quelques rares rognons de silex et plaquettes de grès ferrugineux. Malgré que le nombre d'éclats de silex soit faible, de nombreux cailloux se fendent à la moindre pression (cryoclastés en place). Ce cailloutis est parfois sans matrice (*open work structure*), parfois empâté dans une argile plus ou moins sableuse, souvent rubéfiée. A noter également que sur substrat argileux la base du cailloutis présente des involutions (injections par cryoturbation). La rareté de cryoclasts d'apport suggère un âge antérieur ou tout au plus contemporain à la première phase de froid intense⁽²⁴⁾. La dénivellation d'à peine 15 m avec le niveau de Saint-Sauveur pourrait indiquer que déjà à ce moment une fluctuation glacio-eustatique s'était manifestée.

Le *haut niveau inférieur* (niveau de Kruishoutem) est particulièrement bien développé entre Kruishoutem et Wortegem (terrasse de Kruishoutem-Wortegem, De Moor, 1963) où il se situe vers la cote 60 (+ 50 m ADR) et atteint une épaisseur de 4 m. Il y prend nettement l'allure d'une terrasse d'interfluve allongée entre la Lys et l'Escaut. Au sud on peut poursuivre cette terrasse jusqu'aux environs de Mouscron. Au nord on peut y raccorder le cailloutis d'Oosterzele (De Moor et Germis, 1971) qui forme son prolongement vers le nord-est sur la rive droite de l'Escaut en aval de Gavere⁽²⁵⁾. En amont de Gavere la terrasse de Kruishoutem est séparée de la vallée de l'Escaut par des vestiges du niveau plus élevé (Rozebeke). La terrasse de Geluveld (De Moor, 1964), s'étendant de Ploegsteert jusqu'aux environs de Houthulst, et formant vers la même cote l'interfluve Lys-Yser, se raccorde également à ce niveau.

Le dépôt présente une stratification nettement fluviale et est constitué de couches à prédominance sableuse alternant avec des couches à prédominance caillouteuse. Les parties sableuses, composées de sable moyen à grossier, souvent argileux, contiennent de petits éléments caillouteux et quelques minces entre-couches argileuses, parfois légèrement humifères. Les parties caillouteuses, atteignant jusqu'à 50 cm d'épaisseur, sont constituées essentiellement de silex avec gros grains de quartz (grain de riz), de petits fragments de bois silicifié et de

(24) Cette première apparition du régime périglaciaire pourrait correspondre à l'Eburonien. En effet, on a reconnu à Gierle et à Kapellen-Hoevenen des dépôts qui, tout en étant sous-jacents aux argiles de la Campine, sont affectés de cryoturbations (observations inédites de G. De Moor).

(25) La position du cailloutis d'Oosterzele peut s'expliquer par une capture du cours de l'Escaut d'Oudenaarde qui s'était incisé le long de la bordure orientale de la terrasse de Kruishoutem. Un tributaire oriental de la Lys, qui elle s'était incisée à l'ouest de la terrasse de Kruishoutem, s'est creusé à travers cet interfluve et a capté l'Escaut d'Oudenaarde à hauteur de Gavere (capture de Gavere), formant ainsi le coude de Gavere et renvoyant le cailloutis d'Oosterzele à l'est de la vallée de l'Escaut.

fragments de grès généralement siliceux, quelquefois ferrugineux et rarement calcaires. On y trouve également des coquilles silicifiées et exceptionnellement des calcaires et des oolithes silicifiées. Les silex, parfois sous forme de gros rognons à patine blanchâtre, sont généralement arrondis ou aplatis, non cassés ou cassés émoussés, quelquefois à enduit rougeâtre. Les éclats de silex, assez nombreux, sont en majorité émoussés. Les silex aplatis se présentent parfois en stratification squammeuse. Dans les parties caillouteuses la fraction de 12 à 40 mm représente 50 % du dépôt. Les fragments de silex, qui forment jusqu'à 90 % de la fraction de 4 à 12 mm, atteignent à peine 3 % de la fraction 1 à 2 mm, celle-ci est essentiellement constituée de grains de quartz.

En 1963, G. De Moor a conféré un âge Mindel ou pré-Mindel à cette terrasse ; en 1967, J. de Heinzelin l'a raccordée avec des dépôts qu'il considère comme cromériens (formation d'Helfaut). De par sa grande extension et la différence notable d'altitude (± 30 m) vis-à-vis du niveau sus-jacent (Rozebeke) et sous-jacent (Meulebeke), il s'individualise comme un niveau prominent qui correspond à une longue période de formation. Sa composition complexe pourrait indiquer que tous les lambeaux reconnus ne sont pas parfaitement isochrones. L'âge doit être postérieur à une période suffisamment froide pour avoir permis la formation et l'apport de nombreux cryoclats. Nous sommes enclin à le considérer comme datant d'une période froide du Cromérien. En effet, d'après des recherches récentes (W. Zagwijn *et al.*, 1971) le Cromérien correspondrait à une longue période, caractérisée par au moins deux glaciations dont une aurait atteint la région d'Emmen aux Pays-Bas (W. Ter Wee, communication orale).

Le *niveau moyen supérieur* (niveau de Meulebeke) se situe vers la cote 30 à 40 (+20 à +30 m Adr). Il est surtout bien développé sur la rive gauche de la Lys entre Comines et Meulebeke (G. De Moor, 1964). Dans la trouée de Bellegem sa position topographique au-dessous du niveau de Kruishoutem (60 m) (terrasse de Geluveld) lui confère le caractère de terrasse de vallée. Plus au nord elle s'éloigne de la terrasse de Geluveld et prend graduellement l'allure d'une terrasse d'interfluve entre le bassin du Mandel et la vallée de la Lys. Encore plus au nord des cailloutis couronnant les collines allongées d'Adegem, d'Ursel et d'Oedelem appartiennent également à ce niveau, de même que des lambeaux de cailloutis situés à Merelbeke-Posselaar, sur la rive droite du cours actuel de l'Escaut, ainsi qu'au sommet du Mont Blandin à Gand (Tavernier, 1937) ⁽²⁶⁾. Le dépôt qui a été reconnu en de nombreux endroits peut atteindre une épaisseur de 3 m. Il est constitué de sable quartzeux grossier, avec des lits d'éléments caillouteux, parfois entrecoupé de lentilles argileuses. Les éléments caillouteux sont, outre de gros rognons de silex, surtout des silex arrondis, criblés, décacholonnés et cassés émoussés, des éclats de silex émoussés et quelques silex noirs aplatis et arrondis. En certains endroits (Oedelem) il contient de nombreuses dragées de quartz blancs et des silex verdis. Ailleurs (Meulebeke) on y trouve de nombreuses plaquettes de grès paniséliens, peu roulés mais émoussés et quelques fossiles tertiaires remaniés. Enfin à Geluwe le dépôt contient des fragments de grès ferrugineux. Ce niveau, dont la dénivellation atteint 30 m, ne domine le niveau suivant (Melle-Izenberge) que de

⁽²⁶⁾ Il est probable que le cailloutis décrit à Lotenhulle (Tavernier, 1936), où fut trouvé un galet de roche éruptive, appartient également à ce niveau. L'altitude, indiquée sur l'ancienne carte topographique, est erronée. Il est probable qu'avant le désablement du sommet de la colline, l'altitude y dépassait la cote 25.

15 m. De par sa position topographique relative un âge mindélien peut être avancé.

Le *niveau moyen inférieur* (niveau de Melle-Izenberge) se situe vers la cote 10 à 15 (+5 à +10 m ADR). Il n'a été reconnu qu'à Melle et sur les contours du Plateau d'Izenberge, chaque fois sur une étendue très restreinte.

A Melle le dépôt est constitué de couches tourbeuses et limono-tourbeuses à *Azolla filiculoides* (Van Hoorne, 1961 ; J. Beeusaert⁽²⁷⁾, 1966 ; V. De Groote⁽²⁷⁾, 1967) et d'entrecouches d'un cailloutis de silex, surtout cassés émoussés, à matrice argilo-sableuse assez rubéfiée. Il peut atteindre une épaisseur de 5 m et présente des cryoturbations. Van Hoorne considère ce dépôt comme d'âge néédien.

Au plateau d'Izenberge le dépôt a déjà été décrit antérieurement comme sable à *Cardium edule* par A. Rutot (1887). Il correspond aux couches à *Cardium* (R. Tavernier et J. de Heinzelin, 1962) ou formation de Vinkem (de Heinzelin, 1967). Il est constitué d'un sable parfois argileux, parfois à petits éléments caillouteux avec entrecouches de coquillages marins quaternaires, à prédominance de *Cardium edule*, souvent brisés et toujours très friables. Il recouvre localement (notamment à Lo) une couche tourbeuse riche en fragments de bois. Van Hoorne (1962) a préconisé un âge néédien mais estime un âge cromérien comme possible. Tavernier et de Heinzelin (1961), se basant sur la présence de *Bela plicifera*, préconisant un âge holsteinien⁽²⁸⁾.

Ce niveau contraste avec les niveaux précédents par son caractère nettement moins graveleux, sa dénivellation moins importante (15 m) et son extension plus limitée. En outre la profondeur de l'incision des thalwegs de certaines vallées de la partie occidentale permettait leur submersion suite à la transgression marine du Holsteinien. La présence d'*Azolla filiculoides* (Melle) et de *Bela plicifera* (Izenberge) dans ce niveau permet en effet de lui accorder, au moins en partie, un âge holsteinien.

Le *complexe de bas niveau* qui connaît son développement le plus important dans la Vallée Flamande et ses principaux embranchements sera traité avec les niveaux de terrasse de la partie septentrionale du bassin.

2-3. Les niveaux de terrasse de la partie septentrionale du bassin

Cette partie, qui comprend la basse plaine au nord de Gand, le sillon Escaut-Démer et toute la région située au nord de ce sillon, se caractérise par une situation hypsographique très basse. À l'ouest l'altitude est presque toujours inférieure à la cote 20, tandis qu'à l'est elle monte légèrement, mais ne dépasse guère la cote 40, sauf à la limite orientale du bassin longeant le rebord du Plateau de la Campine. Outre la situation basse, le relief est peu marqué ; les versants sont généralement en pente très douce et les dénivellations restent presque partout peu importantes. Les vallées, généralement très larges, contrastent souvent avec les cours d'eau insignifiants qui y coulent.

Le caractère de basse plaine est le résultat d'un important colmatage par des dépôts fluviatiles, fluvio-pérglaciaires, nivéo-fluviaux et marins, de larges dépres-

(27) Thèse de licence.

(28) Récemment, de Heinzelin (1967) a suggéré un âge éémien pour ce dépôt (formation de Vinkem).

sions qui correspondent aux thalwegs les plus profonds des vallées. Par suite de ce remblaiement (correspondant au complexe de bas niveau) s'est créé un *relief de colmatage* d'où percent des îlots du *relief d'érosion*. Ceux-ci prennent de plus en plus d'importance au fur et à mesure que l'on s'approche des limites nord-est du bassin, où ils correspondent d'ailleurs avec des interfluves généralement surbaissés. Vers le nord-ouest ce relief polygénique s'ennoie graduellement sous les dépôts des Polders. Des formes d'aggradation éolienne surmontent localement aussi bien la plaine de colmatage que les interfluves surbaissés, tandis que la plaine de colmatage domine généralement la plaine alluviale actuelle de plusieurs mètres.

Le réseau est établi sur un substrat dont l'âge s'échelonne de l'Eocène jusqu'au Quaternaire. Ce substrat, jusqu'au Diestien, se continue dans la partie centrale. Les formations de ce substrat ont un pendage *grosso modo* vers le nord, qui est cependant plus prononcé que la pente générale de la surface topographique. Elles peuvent présenter de grandes variations d'épaisseur et de faciès (entre autres de sable à argile), tant verticales que latérales. Notons que les formations postdiestiennes ne dépassent actuellement pas la ligne Saint-Nicolas (Waes)-Herentals-Mol. Aux confins des temps plio-pléistocènes le caractère continental de ces dépôts devient de plus en plus prédominant.

2-3-1. ZONE À PRÉDOMINANCE DE RELIEF DE COLMATAGE

L'extension de la plaine de colmatage coïncide approximativement avec la zone où le creusement maximal a dépassé la cote zéro. Cette zone correspond à la notion « Vallée Flamande » et ses embranchements⁽²⁹⁾. Le complexe de bas niveau y prend son extension la plus marquante.

Le creusement maximal atteint la cote - 17 aux environs de Gand, il remonte lentement vers l'est, atteignant la cote zéro près de Ninove dans la Vallée de la Dendre, près de Vilvorde dans la vallée de la Senne, au nord de Louvain dans celle de la Dyle, à Aarschot le long du Démer et à Westerlo le long de la Grande-Néthe par la vallée fossile de Bonheiden-Booischoot (De Richter, 1972). On constate qu'à l'est de Gand le creusement maximal jusqu'à la cote zéro ne pénètre que très peu dans la partie méridionale du bassin. A l'ouest de Gand la situation est différente : le creusement maximal jusqu'à la cote zéro traverse toute la partie centrale du bassin le long des vallées de l'Escaut et de la Lys pour même pénétrer vers le sud dans la partie méridionale. Dans la vallée de l'Escaut, la zone de creusement maximal au-dessous de la cote zéro atteint Kain où elle butte contre le Dôme du Mélantois. Dans la vallée de la Lys elle s'avance jusqu'à Merville, en amont d'Estaires. Au nord de Gand le creusement maximal descend jusqu'à la cote - 25 à Waarschoot. Plus au nord-ouest même des cotes de - 30 ont été signalées.

L'exutoire actuel du bassin par l'Escaut d'Anvers ne coïncide donc pas avec le thalweg de creusement maximal pléistocène qui est situé au nord de Gand. Cet exutoire emprunte l'embranchement oriental jusqu'à Termonde et traverse ensuite la cuesta du Rupélien (Waas et Boom) par la trouée d'Hoboken. Dans cette trouée le thalweg de creusement maximal forme un ensellement qui monte de la cote - 14

(29) Pour l'étude de l'extension, en Belgique, de la Vallée Flamande et de ses embranchements, plusieurs milliers de sondages géoélectriques et des centaines de forages ont été effectués.

(30) A Schelle, juste en aval de la confluence Rupel-Escaut, la vallée d'Hoboken reçoit le Struisbeek qui, à partir de Mortsel, s'écoule vers le sud-ouest par une vallée parallèle à celle de la Petite-Néthe de Lierre.

à Tamise vers -2 près d'Hemiksem⁽³⁰⁾ pour redescendre à la cote -12 à Anvers au tunnel Imalso (Halet, 1936, 1937), et débouche dans un embranchement secondaire de la Vallée Flamande, situé au nord de cette cuesta. Cet embranchement, déjà signalé par plusieurs auteurs, a été dénommé récemment « Vallée de Waes » par M. Mijs (1973).

Le creusement jusqu'à grande profondeur et l'important colmatage subséquent d'une part, la dénudation intense des interfluves et des flancs des vallées d'autre part expliquent l'absence de terrasses de vallée, à moins qu'on ne qualifie comme telle la surface d'accumulation de la fin du Würm essentiellement d'origine non fluviatile. Cette surface rejoint d'ailleurs la basse terrasse de vallée des rivières qui coulent en dehors de la Vallée Flamande.

Le creusement et le colmatage de la Vallée Flamande et de ses embranchements ne se sont pas effectués d'un seul trait. Au contraire, des phases d'accumulation ont alterné avec des phases d'érosion, ces dernières ayant souvent intensément déblayé les dépôts antérieurs, localement même sur toute leur épaisseur.

Quatre niveaux de basses terrasses ont été reconnus dans la Vallée Flamande : le niveau de la basse terrasse supérieure, le niveau de la basse terrasse moyenne, le niveau de la basse terrasse inférieure et celui de la basse terrasse récente. Dans la Vallée Flamande les trois premiers niveaux sont enfouis mais peuvent se raccorder en amont de l'entrecroisement des terrasses à des niveaux morphologiques.

2-3-1-1. Le niveau de la *basse terrasse supérieure* (niveau de Zoetendale) a son sommet érodé vers la cote -3 (-8 m ADr) et sa base vers la cote -8 . Il a été rencontré à Zoetendale (commune d'Oostwinkel) sur le flanc nord-ouest de la Vallée Flamande. Son extension vers le sud n'est pas connue avec certitude, mais il est possible que certains replats de flanc de vallée enfouis, notamment vers la cote $+8$ (0 m ADr) dans la vallée de l'Escaut moyen aux environs d'Oudenaarde, s'y raccordent.

Le dépôt (formation de Zoetendale, De Moor et Heyse, 1974) est constitué de gros silix ronds, peu cassés, de quartz ovoïdes et de sable très grossier avec des éléments gréseux et des fossiles tertiaires remaniés ; il contient quelques minces couches argileuses.

Il est couvert de sédiments cryoturbés, parfois sous-jacents à des couches marines considérées comme émiennes. Pour cette raison un âge Riss I a été attribué au dépôt qui colmate des thalwegs, creusés au cours de l'Eo-Riss I ; sa mise en terrasse par incision daterait d'un interstade rissien.

2-3-1-2. Le niveau de la *basse terrasse moyenne* (niveau d'Adegem) a son sommet raviné vers la cote maximale de 0 à Adegem (-5 m ADr). Sa base peut descendre jusqu'à la cote -10 à -15 . A Gand (Sifferdok) son sommet a été reconnu jusque vers la cote -10 . A Adegem (De Moor et Heyse, 1974) son sommet est localement tronqué jusqu'à la cote -8 .

Le lithofaciès dominant de ce dépôt (formation d'Adegem, De Moor et Heyse, 1974) est constitué de couches de sable gris verdâtre, de diamètre variable glauconifère, parfois riche en micas, avec de minces lentilles argileuses et d'entrecouches cailouteuses (silix, parfois riches en éclats, dragées de quartz et blocs d'argile roulés). Il présente une stratification subhorizontale planaire et contient des fossiles tertiaires remaniés et quelques coquilles dulcicoles quaternaires (*Pisidium*). A Gand (Langerbrugge) lors du creusement du Sifferdok, on y a pu observer des cryoturbations syngénétiques. Le dépôt est probablement corrélatif avec des sables d'aspect tertiaire décrits par plusieurs auteurs (Halet, Tavernier, Paeppe).

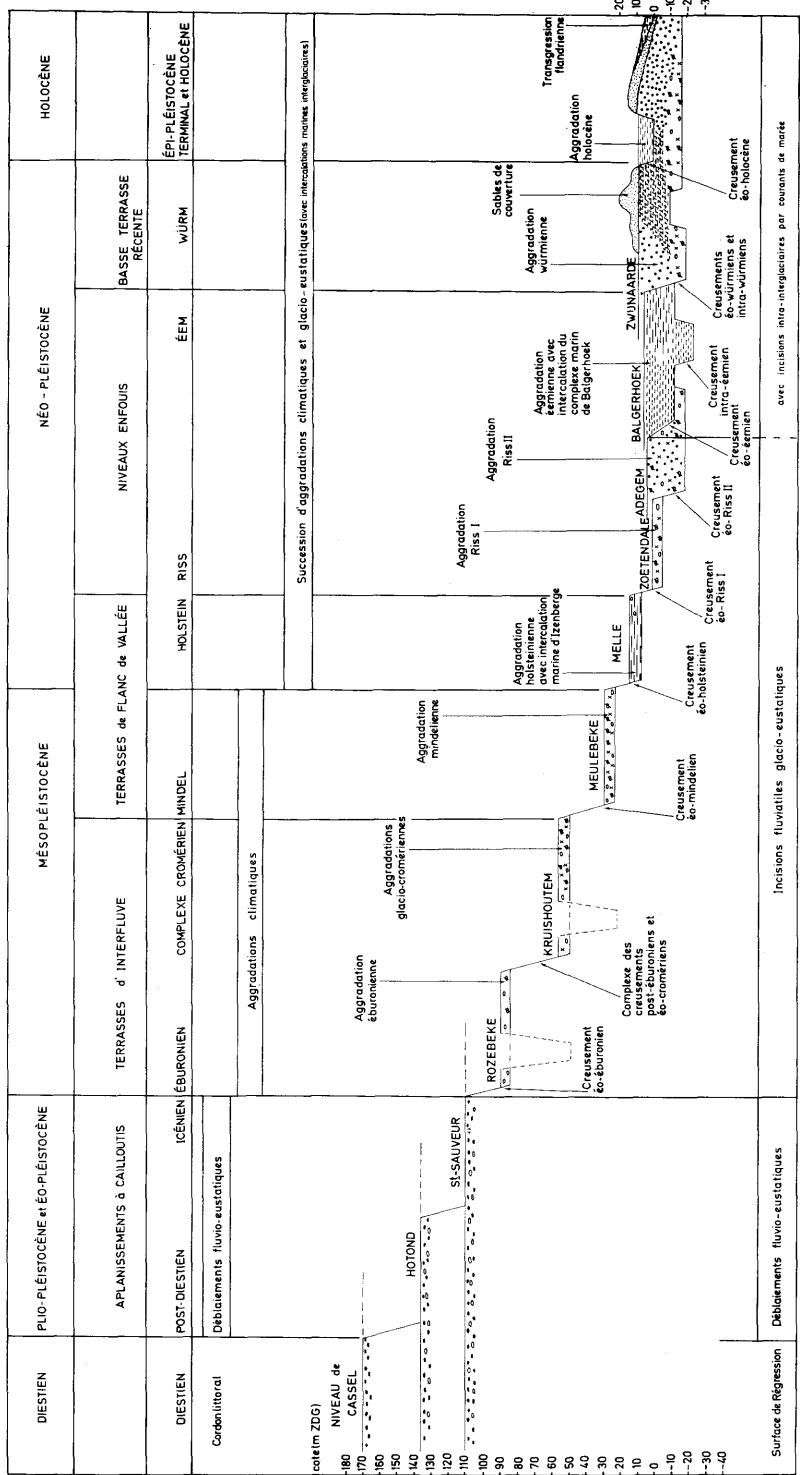


FIG. 3. — Niveaux et dépôts de terrasse dans le tronçon de référence (Escaut d'Oudenaarde, Lys de Courtrai, Vallée Flamande). 1, silex d'apport, altérés sur place ; 2, silex altérés d'apport ; 3, silex d'apport, cryoclastés en place ; 4, cryoclastés d'apport ; 5, sables fluvio-péglaciaires ; 6, sables éoliens et nivéo-éoliens ; 7, dépôts fluvio-péglaciaires, essentiellement limono-tourbeux ; 8, dépôts fluvio-péglaciaires, limono-tourbeux et limono-sableux ; 9, dépôts marins et estuariens.

Ce niveau est localement recouvert par des dépôts marins attribués à l'Eemien ; on peut en déduire qu'il est d'âge rissien et que sa mise en terrasse serait éo-éemienne. Les cryoturbations syngénétiques qui l'affectent indiquent que le colmatage correspond à un épisode froid auquel on peut attribuer un âge rissien II, tandis que l'incision préalable serait d'âge Eo-Riss II.

2-3-1-3. Le niveau de la *basse terrasse inférieure* (niveau de Balgerhoek) a son sommet au nord de Gand légèrement supérieur à celui des deux niveaux précédents, notamment vers la cote +2 à +5 (-2 à -1 m ADR). Ce niveau a également été reconnu à plusieurs endroits en amont, entre autres aux environs de Wervik dans la vallée de la Lys, à Templeuve (F. Halet, 1938 et 1939) et à Froyennes (R. Legrand, 1967) dans celle de l'Escaut, où son sommet se trouve vers la cote +10 (c'est-à-dire également vers -2 m ADR). Au nord de Gand la base du dépôt se situe vers la cote -10 à -15, mais peut atteindre la cote -25 à partir de Waarschoot. A Templeuve sa base descend au moins jusqu'à la cote 0 à -2 et à Wervik même jusqu'à -10 à -15. Il est probable que le niveau de Balgerhoek se raccorde avec des replats érosifs signalés vers +2 m ADR à Nederzwalm (Van Maercke, 1964 et 1967), Schriek (Van Den Berge, 1973), Oevel (Van Hoorne, 1961 ; Mullenders *et al.*, 1965 et 1966 ; Munaut et Paulissen, 1973) et Kooigem (De Moor, 1966).

Les dépôts de ce niveau sont d'origine complexe, étant d'une part des dépôts d'origine marine (dépôts littoraux, dépôts de wadden) ou estuarienne et d'autre part des dépôts d'origine fluviale.

Les dépôts *d'origine marine* présentent trois faciès : un faciès de fond de chenaux littoraux (formation de Kaprijke), un faciès d'estran et de cordon littoral (formation de Moerkerke) et un faciès de wadden (formation de Meetkerke). De nombreux auteurs (entre autres Rutot, Halet, Tavernier, Paepe, De Coninck, Meyer, etc.) ont fourni des informations concernant la faune de ces dépôts sans toutefois préciser la position lithostratigraphique des échantillons recueillis.

La *formation de Kaprijke* (De Moor et Heyse, 1974), qui peut atteindre une épaisseur de dix mètres, mais dont le sommet ne dépasse pas la cote -5, s'étend essentiellement à l'ouest du canal de Terneuzen, mais a également été observée à Gand (Sifferdok), à Tronchiennes (Baarle), à Vosselare, à Eke et à Asper (G. De Moor, 1963). Le dépôt est constitué de sables moyens à grossiers, souvent caillouteux et plus ou moins coquilliers avec un bio-faciès marin⁽³¹⁾. Parmi les éléments grossiers on note des silex ronds et cassés, des grès et fossiles tertiaires, des débris de bois flottés, quelques cailloux d'argile et de rares rognons de pyrite. Ces éléments graveleux semblent en grande partie provenir du remaniement de la formation d'Adegem.

La *formation de Moerkerke* (De Moor et Heyse, 1974) qui, sauf aux endroits où l'érosion ultérieure l'a fait disparaître, recouvre la sous-formation de Kaprijke, et peut même la déborder, a une base faiblement ravinante et légèrement graveleuse. Son sommet par contre présente des dénivellations non érosives de l'ordre de

(31) Parmi les fossiles récoltés entre autres à Kaprijke par De Moor, on trouve *Cardium edule*, *Venerupis aureus*, *Venerupis senescens*, *Spisula subtruncata*, *Donax vittatus*, *Hinia reticulosa*, *Murex*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Nassa reticulata*, *Buccinum undatum*, *Ensis*, *Bittium*, *Hydrobia ulvae*, *Scrobicularia*, etc., ainsi que de rares *Corbicula fluminalis*.

4 m ; les points les plus élevés atteignent la cote +2 et coïncident avec l'emplacement d'un cordon littoral. Le dépôt est constitué de sables moyens homogènes, assez micacés, avec quelques passages humifères. Il est riche en coquillages marins quaternaires ⁽³²⁾.

La formation de *Meetkerke* (De Moor et De Breuck, 1973), dont l'épaisseur peut atteindre 10 mètres, a son sommet vers la cote +2. Elle repose soit sur la formation de *Moerkerke*, soit sur des dépôts antérieurs à la formation de la basse terrasse. La faune malacologique, dans le faciès argileux, est dominée par *Scrobicularia* et *Hydrobia* (Nolf, 1973). L'étude palynologique des entrecoches tourbeuses indique un climat tempéré (De Groote et Holvoet, inédit). Elle est constituée de faciès typiques de sédiments de wadden (dépôts sableux des chenaux de marées, dépôts à altérations lamellaires argilo-sableuses, dépôts argileux de *slikkes* hautes et de *schorres* à niveaux humifères, et au sommet des tourbes). La constitution et les variations des faciès ont été décrites en détail à *Meetkerke* par De Moor et De Breuck (1973). Il est probable que l'argile de *Steenbrugge* (Vandenberghé *et al.*, 1974) appartient à cette formation.

Les dépôts d'origine estuarienne (formation de *Templeuve*) se rencontrent dans les embranchements de la Vallée Flamande (entre les cotes 0 à 15 à *Templeuve*) où ils se substituent aux dépôts d'origine marine. Cette substitution se caractérise par la disparition graduelle des coquilles franchement marines et par l'apparition de nombreux *Corbicula fluminalis* et *Theodoxus fluviatilis*. Des éléments de cette faune estuarienne se rencontrent dans la vallée de l'Escaut moyen jusqu'à *Froyennes* et dans le tronç Escaut-Rupel jusqu'aux environs de *Malines*. Ils ont aussi été signalés dans la vallée de la *Dendre* à *Saint-Gilles-lez-Termonde* (Mourlon, 1893) et dans celle de la *Lys* jusqu'aux environs de *Deinze*.

Les dépôts d'origine fluviatile se présentent sous deux faciès : un faciès sablo-limoneux (formation d'*Oostwinkel*) et un faciès limono-tourbeux (formation de *Wervik*).

La formation d'*Oostwinkel* (De Moor et Heyse, 1974) se rencontre au nord-ouest de *Gand*, où elle monte jusqu'à la cote +2 à +5. Le dépôt, dont l'épaisseur peut dépasser dix mètres, est formé de sédiments sablo-limoneux lourds, à stratification laminaire avec minces entrecoches limono-tourbeuses et sableuses. On y trouve des coquilles dulcicoles, parfois des dépôts lenticulaires de tourbe atteignant jusqu'à 2 m d'épaisseur et quelques passées à concrétions calcaires. Le sommet est formé d'une couche d'argile brunâtre humifère à débris de plantes. Au nord-ouest de *Gand*, cette formation présente, principalement vers la zone sommitale, des interdigitations avec la formation de *Meetkerke*, ce qui souligne son caractère périmarin. Un dépôt composé de couches d'argile et de limon humifère avec parfois des entrecoches sableuses et recouvert d'une couche tourbeuse ravinée au sommet ⁽³³⁾, rencontré à *Gand* (*Sifferdok*), entre les cotes -8 et -11,5, a été

⁽³²⁾ La composition de cette faune malacologique est analogue à celle de la formation de *Kaprijke* ; toutefois, les espèces typiquement d'éstran, notamment *Maetra*, *Macoma baltica*, *Spisula subtruncata*, *Spisula solida*, *Donax vittatus*, *Abra*, *Ensis*, etc., sont nettement plus nombreuses de même que les individus juvéniles.

⁽³³⁾ Cette couche tourbeuse a été analysée par *Van Hoorne* (1967), qui y signale outre la présence de *Brasenia schreberi* et *Najas flexilis* un spectre à thermophyles avec prédominance de *Pinus* à la base et de *Quercetum mixtum* et *Myrica* au sommet. Se basant sur l'échelle établie par *Zagwijn* (1961, 1963), il attribue un âge éémien II à la partie inférieure et un âge éémien III à la partie supérieure.

assimilé à la formation d'Oostwinkel. L'ensemble de ces sédiments et leur répartition spatiale suggèrent un dépôt de plaine alluviale à méandres.

La formation de *Wervik* présente une grande analogie avec la formation d'Oostwinkel mais le faciès tourbo-limoneux y est plus prononcé. Son sommet n'a pas été observé au-dessus de la cote +10 (0 m Adr à Wervik) et son épaisseur peut atteindre jusqu'à 20 mètres. Contrairement à la formation d'Oostwinkel, qui surmonte souvent des dépôts marins (formations de Moerkerke et de Kaprijke), la formation de Wervik repose le plus souvent sur le substrat tertiaire.

De par leur position géométrique et leur contenu fossilifère les dépôts du niveau de Balgerhoek peuvent être considérés comme éémien. Ils sont le plus souvent recouverts par des dépôts cryoturbés, ce qui exclut un âge holocène. L'âge éémien est corroboré par la macrofaune (*Venerupis senescens*, *Corbicula fluminalis*), la microfaune [Van Voorthuysen⁽³⁴⁾], et par la flore [Anderson⁽³⁵⁾, Van Hoorne⁽³⁶⁾, De Grootte⁽³⁷⁾]. On peut donc admettre que le creusement antérieur est, au moins en grande partie, éo-éémien. Néanmoins lors de l'invasion marine de l'Eemien les courants de marée ont également pu creuser de profonds chenaux. Le colmatage subséquent a non seulement remblayé les thalwegs, mais en outre il a débordé et enfoui le sommet des basses terrasses moyenne et supérieure.

2-3-1-4. Le niveau de la *basse terrasse récente* (niveau de Zwijnaarde) correspond à un colmatage, à prédominance d'origine fluvio-périglacière et nivéo-fluviale de la Vallée Flamande et de ses embranchements. Le sommet de cette surface est généralement masqué par un recouvrement d'origine nivéo-éolienne et éolienne, souvent de faible épaisseur, parfois absent, mais pouvant atteindre par endroits une puissance de plusieurs mètres.

Ce sommet (de la basse terrasse récente), y compris son recouvrement, se relève graduellement au-dessus de la cote 10 au sud de la ligne Gavere-Deinze, ainsi qu'à l'est de Malines. Au nord de Gand, en direction des Polders, cette surface descend lentement vers la cote 5 et plonge sous les dépôts poldériens. Le long des cours d'eau actuels cette surface a été incisée par le creusement épipléistocène et éo-holocène qui a atteint, dans la région de Gand, une profondeur d'une dizaine de mètres. La base présente de très grandes variations, tantôt l'épaisseur des dépôts n'atteint que quelques mètres, tantôt leur puissance dépasse 25 m et la base descend jusqu'à la cote -17 (entre autres à Destelbergen). Ces variations sont en rapport avec la profondeur du creusement qui a incisé la basse terrasse inférieure à la fin de l'Eemien et au début du Würm.

Le dépôt est constitué d'un ensemble lithostratigraphique de lithosomes qui se déposaient soit plus ou moins simultanément et de ce fait peuvent se trouver en juxtaposition avec interdigitation, voire en superposition, soit en des stades successifs mais localement entrecoupés par des phénomènes d'érosion souvent mineurs et liés au mécanisme de l'aggradation fluvio-périglacière. Celle-ci se caractérise par l'établissement d'un équilibre convexe, par l'évolution aggraditive du permafrost et par un écoulement divaguant avec ses conséquences.

Les lithosomes, caractérisés par leur lithotype, ne sont normalement pas à considérer comme des unités chronostratigraphiques. Les lithotypes suivants ont été reconnus :

(34) Dans Paepe et Van Hoorne (1972).

(35) Communication personnelle.

(36) Dans Paepe, Van Hoorne et Deraymaeker (1972).

(37) Dans De Moor et De Breuck (1973).

- le lithotype de la formation ⁽³⁸⁾ de Dendermonde (Termonde) (De Moor, 1974) ;
- le lithotype de la formation de Damme (De Moor et Heyse, 1974) ;
- le lithotype de la formation d'Oostakker (Tavernier et De Moor, 1969) ;
- le lithotype de la formation d'Eke (De Moor, 1974) ;
- le lithotype de la formation de Wevelgem (De Moor et Lootens, 1974, sous presse) ;
- le lithotype de la formation d'Eeklo (De Moor et Heyse, 1974) ;
- le lithotype de la formation de Sijsele (De Moor et Heyse, 1974).

Le lithotype de la formation de Dendermonde présente essentiellement un faciès de sable grossier avec graviers et sables caillouteux. L'élément graveleux est composé surtout de silex, de quartz et de grès éocènes parfois volumineux (25 kg). On y rencontre également des ossements ⁽³⁹⁾, des bois flottés, des blocs de tourbe et des amas de tourbe détritique fine.

A l'embouchure des vallées du Démer, de la Dyle, de la Senne et de la Dendre dans l'embranchement oriental de la Vallée Flamande, le cailloutis comprend également des éléments du socle paléozoïque. Tel est aussi le cas pour l'Escaut à sa sortie du Dôme du Mélançois. Le long des bords de l'embranchement de la Lys inférieure et de l'Escaut et sur la bordure de la Vallée Flamande au pied de la cuesta rupélieuse le cailloutis comprend de nombreux cailloux et pastilles plus ou moins roulés d'argile tertiaire. En de nombreux endroits (Uitbergen, Berlare, etc.) ce dépôt contient, parfois en quantité importante, des fossiles remaniés de l'Eemien (basse terrasse inférieure). On y trouve également des coquilles d'eau douce (*Valvata piscinalis*, *Planorbis planorbis*, *Sphaerium solidum* et *Pisidium sp.*, etc.) et terrestres (*Columella*, *Pupilla*, *Succinea*, etc.).

Cette formation présente une stratification de chenaux généralement peu profonds, colmatés, superposés (*cutt and fill*) à lamination tangente. En plusieurs endroits la présence d'un remplissage par des dépôts tourbeux et par du détritisme organique a été signalée, entre autres par Paepe et Van Hoorne (1967) à Gand (Sifferdok) vers -10 à -11,5, à Zelzate vers -11, à Zemst vers la cote zéro et à Anvers (tunnel E 3) vers les cotes -2,5 à -3,3, -3,4 à -4, et -6 à -7 ; par Mourlon (1909) et par Rutot (1909) à Hofstade vers la cote 0 à +2, et par De Moor (1974) à Termonde vers la cote -4 à -7 et à Uitbergen vers -2 à -5.

L'analyse paléontologique indique un caractère manifestement hétérogène. A Gand (Sifferdok) Van Hoorne mentionne la présence d'une flore essentiellement aquatique (*Potamogeton* avec coquilles dulcicoles) à côté d'éléments remaniés contemporains ou plus anciens (pollen d'arbres thermophiles, entre autres *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Corylus* ainsi que *Venerupis senescens* et autres coquilles marines). A Zelzate le caractère hétérogène est mis en évidence par la présence simultanée d'éléments (macroscopiques et microscopiques) provenant de plantes terrestres

⁽³⁸⁾ Le terme « formation » est utilisé pour la description des dépôts de la basse terrasse récente comme un terme informel, sans aucune signification lithostratigraphique hiérarchisée.

⁽³⁹⁾ Ces ossements, parfois très nombreux, furent signalés par plusieurs auteurs (entre autres C. Morren, 1834 ; A. Rutot ; M. Mourlon ; J. de Heinzelin ; G. De Moor ; R. Paepe et R. Van Hoorne). On y a mentionné la présence d'*Elephas tarandus*, *Bos priscus*, *Cervus sp.*, etc. L'interprétation de cette faune a donné lieu à de nombreuses controverses. Certains la considèrent comme en place et d'autres estiment qu'elle est surtout remaniée. F. Braet (1973), suite à une révision récente de la faune d'Hofstade, est d'avis qu'elle a un caractère relativement froid. A. Gautier (1973, 1974) a découvert sur des crânes de *Bison priscus*, trouvés à Dendermonde, Hofstade et Zemst, des infections par *Protomorphia terraenovae*, ce qui indique un dépôt accéléré d'individus morts sous des conditions froides.

froides (*Selaginella selaginoides*) et tempérées à chaudes (*Azolla filiculoides*, *Brasenia Schreberi*, *Carex*, *Sambucus*, *Viola*, *Empetrum*, etc.), ainsi que de plantes aquatiques, tant saumâtres que d'eau douce (*Najas*, *Ruppia*, *Potamogeton*, etc.). A Zemst la flore d'après Van Hoorne, indique une forêt autochtone de caractère tempéré avec dominance de *Pinus*, mais Gautier (1973) insiste sur le caractère remanié des éléments paléontologiques. A Anvers la zone inférieure est caractérisée par la prédominance d'une flore hydrophile (*Potamogeton*, *Chara*) avec cependant des plantes terrestres (*Empetrum* et arbres thermophiles qui, d'après Van Hoorne, sont remaniés de l'Eemien). La flore de la zone moyenne témoigne d'une végétation dominée par des graminées et cypéracées avec une forêt clairsemée de caractère froid. La zone supérieure contient essentiellement des plantes aquatiques communes, mais également *Selaginella selaginoides*. D'après B. Bastin (1971), les diagrammes polliniques de la zone inférieure (avec 71 % A.P.) peuvent être rattachés à l'Eemien E 6 et ceux de la zone moyenne (avec 24 % A.P.) à l'interstadaire éowurmien d'Amersfoort. A Hofstade la flore présente, d'après Ch. Bommer (dans Rutot, 1909) un mélange d'une flore aquatique et d'une flore forestière, qui, selon A. Pastiels (1942) indiquerait un climat tempéré. Enfin, à Uitbergen, un bloc tourbeux, analysé par C. Verbruggen⁽⁴⁰⁾, a fourni un spectre assez froid (*Pinus*, *Betula*). Cette même zone y contenait des *Corbicula fluminalis*⁽⁴¹⁾.

La formation de Dendermonde se rencontre dans la Vallée Flamande, essentiellement au-dessus de la cote - 15 jusqu'à - 5. Elle se relève vers la bordure et dans les embranchements jusqu'à la cote 0 à + 2, tandis que des récurrences qui rejoignent les dépôts graveleux du complexe de basse terrasse des vallées tributaires ont été signalées jusqu'à la cote + 10 entre autres à Haren (Halet, 1930) et à Eke (De Moor, 1974). Elle peut, de par sa localisation en bordure de la Vallée Flamande, surtout à l'embouchure de tributaires, son extension discontinue et son amincissement récurrent vers le centre de la vallée, sa nature sablo-graveleuse et la composition lithologique du cailloutis, être considérée comme un dépôt de cônes de déjection (formé sous des conditions humides et relativement froides à franchement froides). Le caractère récurrent des digitations vers le centre de la vallée indique une répétition de ces conditions. La partie inférieure, en fait la plus importante, a été considérée par De Moor (1974) comme Eo-Würm récent. Les récurrences sont postérieures et certaines pourraient même dater de l'Epi-Pléistocène.

Le lithotype de la formation de Damme (De Moor et Heyse, 1974) est constitué de sables moyennement fins avec débris de coquilles et coquilles remaniées des formations marines et estuariennes émiennes (formation de Kaprijke, de Moerkerke et de Meetkerke). On y trouve également des blocs de sédiments de wadden, des pastilles d'argile, des cailloux de limon tourbeux, quelques niveaux à éléments grossiers (fragments de silex) et des coquilles d'eau douce. Elle est en plus affectée par de fortes cryoturbations syngénétiques.

La formation ne dépasse jamais la cote + 1,5, et son épaisseur peut atteindre 5 à 10 mètres. Dans la Vallée Flamande, au nord-ouest de Gand, elle se rencontre essentiellement à partir de Waarschoot où elle confine à la formation de Dendermonde, dont elle peut être considérée comme un faciès synchrone.

Le lithotype de la formation d'Oostakker est constitué d'un ensemble de couches à stratification lamino-tabulaire ou lamino-planaire, subhorizontales et qui peuvent se poursuivre sur de grandes distances. Il présente une alternance soit de couches

⁽⁴⁰⁾ Communication orale.

⁽⁴¹⁾ Observations inédites par G. De Moor.

limoneuses et limono-tourbeuses (Oostakker I), soit de couches sableuses et limoneuses (Oostakker II).

Dans le premier type (qui correspond aux *peaty loams*, Paepe 1967), les couches limoneuses sont souvent straticulées de passages riches en débris de végétaux et contiennent des coquilles, souvent triturées, d'eau douce et terrestres (entre autres *Pupilla muscorum*, *Columella columella*), des linéoles d'argile et quelquefois des plaquettes de grès tertiaires et des cailloux de silex en petits amas isolés. Elles présentent soit une fine lamination horizontale, soit une lamination micro-ondulante en rides montantes (*climbing ripple lamination*). Les couches limono-tourbeuses sont plus foncées, à granulométrie plus fine et plus homogène. L'épaisseur des couches limoneuses et limono-tourbeuses varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres ; les couches les plus épaisses se rencontrent particulièrement vers le sommet de l'ensemble où d'ailleurs les straticules riches en débris de végétaux⁽⁴²⁾ deviennent plus nombreuses et plus épaisses.

Dans le second type (analogue aux *loam and sands* de Paepe) les couches limoneuses présentent une grande analogie à celles du premier type, mais les débris de végétaux y sont plus rares. Les couches sableuses, formées de sable fin à moyen, calcarifère, ont une stratification lamellaire subhorizontale ou diagonale et contiennent des débris de coquilles dulcicoles. Elles sont généralement plus épaisses que les couches limoneuses et contiennent souvent des entrefilets limoneux qui peuvent passer latéralement à des couches limoneuses.

La formation d'Oostakker est affectée de multiples niveaux de cryoturbation, de déformations par congélifluxion et de fentes de gel et de glace. Ces phénomènes sont surtout développés dans le premier type. Toutes ces structures indiquent un dépôt dont la mise en place s'est effectuée sous des conditions périglaciaires dans un milieu aquatique⁽⁴³⁾ peu profond ayant connu de multiples phases d'émersion, éventuellement locales, mais suffisamment longues pour permettre la colonisation par une végétation de toundra et la manifestation des actions du gel et du vent.

La formation d'Oostakker, qui se situe généralement entre les cotes 0 et -10, a une grande extension au centre de la Vallée Flamande au nord-ouest de Gand (entre Oostakker, Zelzate, Waarschoot et Lovendegem).

Le *lithotype de la formation d'Eke* est représenté surtout par des sables quartzeux fins à moyens, en stratification oblique, en forme d'auge et en gouttière dans des chenaux colmatés (*cutt and fill*), généralement à microstratification tangente (associée à des sables moyennement fins), diagonale (associée à des sables plus grossiers) ou en lamination en rides montantes (associée à des sables fins limoneux). Les sables contiennent de nombreuses lamines à éléments graveleux fins (silex, quartz, pastilles et noisettes d'argile et de limon tourbeux), ainsi que des coquilles d'eau douce et terrestres⁽⁴⁴⁾, avec fossiles tertiaires remaniés et des amas de tourbe détritique fine. Des couches limoneuses, multilamellaires à minces entrefilets

(42) Parmi ces débris de végétaux, on peut reconnaître des débris de sphaignes.

(43) Au Sifferdok (Gand), De Moor a reconnu la présence de blocs (2 à 5 kg) de grès paniséliens non arrondis, probablement d'apport glacial.

(44) La faune malacologique provenant de Zelzate (entre les cotes -2 et -2,8) a été étudiée en détail par A. Janssen (1965) qui y a reconnu 9 espèces terrestres (entre autres *Columella columella*, *Succinea oblonga*, *Pupilla*, etc.) et 26 dulcicoles (*Anisus*, *Pisidium*, *Valvata*, *Limnaea*, etc.). La présence de *Vertigo parcedentata*, de *Pisidium lilljeborghi*, *P. hibernicum*, *P. Vincentianum*, *P. obusale lapponicum* permet de conclure à des conditions relativement froides.

tourbeux tapissent souvent le fond des chenaux. Parfois les chenaux sont colmatés par un sédiment limono-tourbeux. Le dépôt contient également des passages brecchoïdes constitués de blocs limono-tourbeux provenant du morcellement des couches de fonds de chenaux ou de blocs de sable (vraisemblablement transportés à l'état gelé). Exceptionnellement le fond des chenaux s'est effondré et un amas disparate remplit la cavité. On observe également des déformations microdiapiriques et des digitations verticales. Tous ces phénomènes, y compris les solifluxions, involutions (*druipstaarten*), fentes de gel et de glace, souvent tronqués par des chenaux, indiquent une sédimentation en multiples chenaux divaguant sous des conditions de climat périglaciaire.

La formation d'Eke forme une partie importante du remplissage de la Vallée Flamande ; sa base se situe vers la cote zéro à -3 et le sommet peut monter jusqu'à 10 . Elle domine le colmatage de l'embranchement Escaut-Rupel jusque dans la région de Malines et pénètre profondément dans les vallées de la Lys et de l'Escaut en amont de Gand. Au nord de cette ville ce lithotype a une ampleur plus grande dans la partie orientale de la Vallée Flamande (à l'est du canal de Terneuzen). Souvent il peut interpénétrer les autres lithotypes par de profondes interdigitations, et il prend une extension majeure vers la partie supérieure du niveau de la terrasse récente en se superposant alors souvent aux autres lithotypes.

Dans la formation d'Eke, ainsi que dans celle d'Oostakker, Van Hoorne a mentionné la présence de plantes arctiques, entre autres *Salix herbacea*, *Salix retusa*, *Selaginella selaginoides* et *Selaginella helvetica* entre les cotes $+2$ et $+4$ à Gand (Sifferdok, 1949) et *Selaginella selaginoides* vers la cote $+6,5$ à Zemst (1971).

Le lithotype de la formation de Wevelgem se distingue des précédents par son caractère beaucoup plus limoneux, sa stratification moins orientée et le faible développement des intercalations tourbeuses. Le dépôt présente un ensemble de faisceaux composés de couches subparallèles, parfois à contact faiblement biseauté, d'une épaisseur de $0,5$ à 2 m et avec une allure de larges fonds d'auge (100 à 500 m) très évasés. A la base de chaque faisceau on trouve un système de petits chenaux colmatés de sable, parfois grossier avec noisettes d'argile et de limon, présentant une stratification diagonale ou tangente. Latéralement, par suite de l'augmentation du nombre et de l'ampleur des chenaux aux dépens des faisceaux limoneux, on constate un passage graduel vers le lithotype d'Eke. Les couches limoneuses sont formées de feuillets présentant une gradation granulométrique, les feuillets inférieurs étant les plus grossiers. De nombreux niveaux de fentes de gel et d'importantes fentes de glace affectent ce dépôt.

Ce lithotype a une grande extension dans l'embranchement occidental de la Vallée Flamande en amont de Deinze ; sa base se situe entre les cotes 0 et $+8$ et son sommet entre $+10$ et $+18$.

Le lithotype de la formation d'Eeklo constitue un faciès de bordure du lithotype de la formation d'Eke. Il présente également une allure de chenaux colmatés ; les intercalations tourbeuses, argilo-tourbeuses et limono-tourbeuses y sont plus nombreuses. En outre on y observe de nombreux passages de sable grossier à graveleux (quartz et silex). Le dépôt est affecté de nombreuses poches et festons de cryoturbation, les fentes de gel et de glace étant moins fréquentes.

Ce lithotype a été reconnu entre les cotes 0 et $+5$, surtout le long de la bordure nord-ouest de la Vallée Flamande, mais se rencontre également à l'est.

Le lithotype de la formation de Sijsele présente une alternance de couches tourbeuses et de couches sableuses à stratification horizontale, souvent à entre-

couches limoneuses. Les couches tourbeuses, généralement minces (3 à 5 cm), peuvent atteindre une épaisseur de 50 cm. Les couches sableuses, parfois d'un mètre d'épaisseur, présentent souvent une gradation granulométrique. Le dépôt dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres est très intensément cryoturbé avec de grandes involutions affectant surtout les couches tourbeuses et avec plusieurs niveaux de petites fentes de gel, affectant surtout les entrecouches limoneuses.

Ce lithotype a été reconnu surtout dans les tributaires mineurs entre autres de la partie septentrionale de la Vallée Flamande. Un même faciès a été décrit en 1971 par Gullentops et Paulissen dans la vallée du Démer à Hasselt.

On peut attribuer un âge Würmien à l'ensemble des dépôts qui forment la basse terrasse récente. En effet, les dépôts de cette terrasse colmatent souvent des thalwegs profondément incisés dans les formations émiennes. En plus ils sont affectés par de nombreux niveaux de cryoturbation, particulièrement importants au sommet. On y a trouvé en plusieurs endroits et à diverses profondeurs des témoins de faune froide et de flore froide. Enfin on a signalé dans la couche de couverture nivéo-éolienne, qui souvent surmonte la basse terrasse récente (ainsi que dans les dépôts de colmatage des vallées actuelles qui se sont incisées dans cette terrasse) la présence de niveaux tourbeux à spectre palynologique de Bölling et Alleröd (C. Verbruggen, 1970). Pour ces tourbes on a obtenu des âges absolus de 12 656 Y.BP (Gr N 6 062) et de 10 025 Y.BP (Gr N 6 034). Ajoutons encore que les datations au ^{14}C corroborent l'âge würmien ; des âges absolus (en Y.BP) de 45 600 (Gr N 4 856), 32 490 (Gr N 4 781), 30 005 (IRPA-89), 29 995 (IRPA-68), 28 200 (Gr N 4 783), 25 680 (Gr N 6 116), 23 766 (IRPA-148), 21 113 (IRPA-150) ont été signalés.

2-3-2. ZONE À PRÉDOMINANCE DE RELIEF D'ÉROSION

Il existe en dehors des données concernant les dépôts de colmatage de la Vallée Flamande très peu d'indications au sujet de l'évolution du réseau fluvial dans la partie septentrionale du bassin.

Ce réseau s'est établi sur un substratum géologique d'âge variable, mais certainement postérieur à la régression diestienne. Les affluents orientaux du Démer (en amont d'Aarschot), ainsi que les deux Nèthes, prennent leurs sources sur le Plateau de la Campine dont les sédiments dateraient du Mindel. Les petits cours d'eau qui drainent le bord sud de la cuesta formée par les argiles de la Campine, débouchent soit dans les Schijns, qui rejoignent directement l'Escaut au nord d'Anvers, soit dans la Petite-Nèthe. Cette dernière présente jusqu'à Lierre une direction d'écoulement est-ouest, qui est d'ailleurs celle de tout le bassin de la Grande-Nèthe. Le substratum des bassins des Schijns et des Nèthes est formé au sud par du Mio-Pliocène et au nord par du Plio-Pléistocène. La Nèthe, en aval de Lierre, après la confluence des deux Nèthes, tourne brusquement vers le sud-ouest, perce la cuesta de Boom par une vallée obséquente et ne rejoint l'Escaut que par le sillon du Rupel.

Contrairement à la zone à prédominance de relief de colmatage, l'incision maximale de la majorité des cours d'eau actuels est essentiellement un phénomène épipliocène à éoholocène. Cette incision a d'ailleurs été peu profonde. D'autres témoins d'une évolution plus ancienne sont rares ou n'ont pas été reconnus comme tels.

Les affluents orientaux du Démer en amont de Hasselt (Zutendaalbeek, Kaatsbeek, etc.) forment une série de petits bassins étroits et parallèles dont les vallées

sont incisées dans une surface à pente régulière qui descend de la cote 55 au pied du Plateau de la Campine vers la cote 35. Ces affluents forment de larges vallées à fond plat, séparées par des interfluves surbaissés, qui portent souvent des dépôts sableux à cailloutis grossier, montrant une grande affinité avec les dépôts du Plateau de la Campine. Cette surface entre Diepenbeek et Genk a été interprétée par Gullentops (1971) comme une surface de pédimentation périglaciaire (« pédiment de Diepenbeek ») d'âge rissien. Certaines des vallées incisant la surface sont colmatées par des dépôts sableux cryoturbés, pouvant atteindre 8 m d'épaisseur. Aux environs de Genk on peut reconnaître deux phases de creusement. Durant la première phase, un creusement assez profond (pouvant atteindre 10 m) s'est effectué suivi, d'un colmatage par des sédiments sablo-limoneux parfois finement graveleux, fortement cryoturbés. L'incision durant la seconde phase a été moins profonde, et les sédiments de colmatage, essentiellement argilo-tourbeux, sont souvent emboîtés dans les dépôts de colmatage de la première incision.

Plus à l'ouest, entre Hasselt et Aarschot, les vallées des affluents de rive droite (Zwartwaterbeek, Mangelbeek, etc.) présentent des caractères morphologiques analogues. Toutefois les interfluves sont plus en relief et formés essentiellement dans des dépôts diestiens (prolongement des collines du Hageland). Lors du levé de la carte des sols on a reconnu la présence de dépôts à charge caillouteuse dans les vallées et sur les interfluves (où elle est généralement limonitique). Les données concernant le creusement maximal des vallées et leur colmatage ultérieur sont extrêmement fragmentaires. On sait toutefois que les dépôts tourbeux y occupent de grandes plages.

Le bassin des deux Nèthes présente les mêmes caractéristiques mais les interfluves sont essentiellement établis dans des formations tertiaires plus récentes (Poederlien, etc.). Le creusement maximal des vallées n'y a atteint que quelques mètres (5 m). F. Halet (1934) dans sa description de la coupe du canal Albert à Grobbendonk a interprété comme « basse terrasse de la vallée de la Petite-Nèthe » un gravier de base contenant des débris d'ossements de *Rhinoceros tichorhinus*, d'*Elephas primigenius* et de bison, et comme son « recouvrement fluviatile » des sables à stratification entrecroisée. Cet ensemble, considéré comme d'âge pléistocène et qui se situe entre les cotes 3 à 6 (-2 m ADR), est raviné par des dépôts sableux holocènes. A Herentals le remplissage de la vallée de creusement maximal est, d'après Munaut et Paulissen (1973), essentiellement constitué de sable grossier avec quelques niveaux caillouteux à la base et généralement recouvert par une couche tourbeuse d'âge allant de l'Épipléistocène au Subatlantique. Ces auteurs mentionnent l'existence de deux replats, situés respectivement vers la cote 10 à 12 (-2 m ADR) (niveau de Lichtaart, qui constitue un replat de flanc de vallée) et vers la cote 20 (+6 à +8 m ADR) (niveau d'Oevel, qui est un replat d'interfluve mineur). Ce dernier replat (plateau d'Oevel de Van Hoorne) porte une couche tourbeuse présentant un spectre fin-émien à début Würm (Van Hoorne, 1963 ; Mullenders *et al.*, 1966). Au-dessus du niveau d'Oevel on trouve une série de collines souvent allongées (Heist-op-den-Berg, Herselt, Herentals, Lichtaart, Averbode) qui culminent vers la cote +40 (+25 à +30 m ADR) (niveau d'Herentals). Ce dernier niveau porte l'empreinte d'actions périglaciaires (Hacquaert et Tavernier, 1947), qui affectent le substratum limonitique.

Les bassins des Schijns présentent également un système de petits tributaires parallèles, faiblement incisés dans une surface en pente très douce dirigée vers la Vallée de Waes et qui longe le pied de la micro-cuesta des argiles de la Campine.

Mijs (1973) a interprété cette surface comme un pédiment d'âge rissien (*pédiment de Brasschaat*).

2-3-3. VESTIGES DU SYSTÈME DE LA PARTIE CENTRALE AU NORD DU SILLON ESCAUT-RUPEL-DYLE-DÉMER

L'existence, au nord du sillon, de dépôts fluviatiles pouvant se raccorder par leur lithologie et leur position altimétrique aux terrasses de la partie centrale, peut fournir des indications concernant l'époque où le sillon s'est établi.

Une indication à ce sujet est la présence au sommet de la cuesta rupélienne du Pays de Waes d'un replat couvert d'un dépôt graveleux (*replat de Tielrode*). Ce replat se situe vers la cote 25 (+20 m ADR) et recoupe l'argile rupélienne et les sables néogènes. Le dépôt graveleux (banc coquillier de Tielrode, Vandervee, 1953) d'une épaisseur de 0,5 à 1,5 m, est principalement constitué d'un amoncellement plus ou moins stratifié de fragments roulés et émoussés de coquilles marines⁽⁴⁵⁾ dans une matrice sablo-argileuse. Entremêlé aux coquilles s'observe un nombre important de cailloux (surtout de la fraction de 4 à 16 mm, avec peu d'éléments de dimension dépassant les 32 mm), de silex décacholonnés (50 %), de silex noirs aplatis, ou de quartz et plus rarement des grès glauconifères ou calcareux (souvent friables et bien arrondis et quelquefois plus durs), entre autres un grès fistuleux limonitisé assez volumineux. Moyersoen et De Ploey (1969) y mentionnent également la présence de cailloux de quartzite. On y trouve aussi des dents de requins, des fragments d'ossements roulés et de bois silicifiés, ainsi que quelques débris de septaria et de rognon de pyrite. Ce dépôt est affecté de cryoturbations et est recouvert de limon sableux lité avec niveaux de fentes de gel syngénétiques. La composition lithologique complexe, où à côté d'éléments remaniés du Néogène s'observent également des éléments plus anciens (grès fistuleux, etc.), exclut une origine locale. Elle ne peut être que le résultat soit d'un ancien cordon littoral scaldisien ou merxemien, soit d'un remaniement fluviatile avec apport d'éléments du sud, ce qui paraît plus vraisemblable. La présence de cailloux de quartzite pourrait indiquer un apport à partir d'affleurements du socle paléozoïque dans la partie centrale du bassin. Par son altitude le dépôt pourrait se raccorder au niveau moyen de la Senne (terrasse de Lembeek ou d'Essenbeek), mais sa localisation dans le prolongement du cours de la Dendre inférieure laisse plutôt présumer une affinité avec ce dernier tributaire. Moyersoen et De Ploey estiment que le dépôt est d'âge pré-rissien.

Une autre indication à ce sujet est la présence de dépôts à *Elephas antiquus* situés vers la cote 20 à Hoboken signalés entre autres par Briquet (1906) et Van Ertborn (1907). Le premier auteur les décrit comme la « terrasse du Fort d'Hoboken » qu'il rapporte à un ancien cours de la Dendre. Il mentionne également l'existence de restes de terrasses aux environs de Niel et de Boom.

Plus au nord, aux environs de Breda, c'est-à-dire en dehors de l'actuel bassin de l'Escaut, on trouve, vers la cote 10, des graviers (Bavel-Flint, J. Zandstra, 1969) d'âge postcromérien et composés de silex et de quartz avec des coquilles scaldiennes et merxemiennes et quelques rares éléments cristallins. Leur origine méridionale est probable.

⁽⁴⁵⁾ Un inventaire de cette faune malacologique a été fait par Vandervee (1953); on y trouve essentiellement des éléments remaniés des crags scaldisiens (entre autres *Voluta lam-berti*, *Fusus contrarius*, etc.).

dionale est indiscutable et on peut les considérer comme un dépôt en relation avec le bassin de l'Escaut. Il n'est pas exclu que la Senne qui déjà lors du Mindel (niveau d'Essenbeek) attaquait le socle paléozoïque puisse avoir fourni ces éléments cristallins. Encore plus au nord, notamment à Dordrecht, W. Zagwijn *et al.* (1972) ont signalé dans la partie supérieure de la formation de Sterksel (Cromérien), la présence d'une zone à cortège de minéraux lourds à prédominance d'ubiquistes qu'ils considèrent comme preuve d'un apport du bassin de l'Escaut.

3. ESSAI DE CORRÉLATION

La corrélation des niveaux de terrasse des divers bassins avec ceux du tronçon de référence reste souvent incertaine. Seulement pour le complexe de bas niveaux on possède, outre des datations d'âge absolu, de nombreuses données paléontologiques. Pour les autres niveaux les arguments paléontologiques sont rares ou absents, et la continuité morphologique fait généralement défaut. Pour ces niveaux la corrélation est essentiellement basée sur des arguments indirects, tels que l'altitude absolue et relative, la position dans la séquence morphostratigraphique, l'analogie sédimentologique, l'intensité de l'altération, etc. Toutefois ces arguments ne fournissent qu'une corrélation probable. En plus leur valeur corrélatrice peut être affaiblie pour plusieurs causes, notamment des hiatus dans la séquence, des déformations d'origine tectonique, des variations dans la pente des niveaux successifs, l'interférence avec des niveaux sans relation directe avec l'évolution du bassin (replats litho-structuraux, replats exhumés, etc.), une inégale durée d'évolution des différentes parties du bassin, le déplacement des zones à activité fluviomorphologique différente, etc.

La *basse terrasse récente*, dont l'âge würmien des dépôts dans le tronçon de référence (niveau de Zwijnaarde) paraît évident, peut être reconnue dans toutes les vallées majeures du bassin.

On peut corréler les dépôts du niveau de Zwijnaarde avec ceux des niveaux de Laplaigne (Escaut en amont de Pecq), de Maisières (Haine), d'Erquinghem p.p. (Lys d'Estaires), de Mametz (Lys en amont d'Aire), d'Arques p.p., notamment Malhove et éventuellement Long Pont (Aa en amont d'Arques), de Zouafques (Hem-Yser), d'Oudegem p.p. (Dendre), de Halle, y compris le cône de déjection de Buizingen (Senne), de Tildonk p.p., notamment la terrasse de Hever, de Wespelaar, de Rotselaar et le glaciaire de Boortmeerbeek (Dyle), d'Opheylissem (Gettes), de Bilsen (Haut Démer) et de Lichtaart (Nèthes). Tous ces niveaux se situent entre 0 et +5 m ADr, sauf le niveau de Maisières, le niveau de Bilsen et celui de Lichtaart, qui sont enfouis de 2 à 5 m sous la plaine alluviale actuelle. Pour le niveau de Maisières on pourrait invoquer un mouvement négatif du sol. Pour les deux autres niveaux, leur enfouissement peut être attribué d'une part au fait que l'érosion régressive éo-holocène n'ait pas atteint ces bassins orientaux et d'autre part à la formation d'épais dépôts de tourbe, recouvrant la basse terrasse récente.

La *basse terrasse inférieure*, dont les dépôts sont manifestement émiens et la mise en terrasse éowürmienne, n'a qu'une extension limitée en dehors du tronçon de référence (niveau de Balgerhoek). Les dépôts de ce niveau sont corrélatifs avec une

partie des dépôts (entre autres des tourbes) du niveau d'Erquinghem (Lys d'Estaires) et avec la formation d'Arques, notamment le sommet de la sous-formation de Neuffossé (Aa en amont d'Arques). Dans l'embranchement oriental de la Vallée Flamande la basse terrasse inférieure a connu une extension allant au moins jusqu'à l'embouchure de la Senne et de la Dendre (Oudegem p.p.) comme le prouve la présence de vestiges de dépôts estuariens, le plus souvent à l'état remanié. Ailleurs la basse terrasse inférieure est parfois représentée par des surfaces érosives formant des replats soit de flanc de vallée (Schriek), soit d'interfluve (Oevel dans le bassin des Nèthes), ou encore par des fonds de vallée non incisée par l'érosion éowürmienne (par exemple la Wingebeek dans le bassin de la Dyle).

Les *basses terrasses moyenne et supérieure* du tronçon de référence (niveaux d'Adegem et de Zoetendale) ont été attribuées au Rissien. On pourrait y raccorder le niveau d'Outtersteene (Lys d'Estaires), de Lembeek (Senne), de Tildonk p.p., notamment les terrasses de Doren et de Tildonk (Dyle), de Brustem (Gettes), d'Arques p.p., notamment la partie inférieure de la sous-formation de Neuffossé et la sous-formation de la Garenne (Aa en amont d'Arques), de Kain p.p., notamment niveau de Raismes (Escaut en amont de Pecq), d'Havré (Haine), de Maffle (Dendre), les niveaux de Rijkhoven et de Beverst (Haut-Démer) et enfin le pédiment de Diepenbeek (Démer) et celui de Brasschaat (Schijns).

Le *niveau moyen inférieur* est représenté dans le tronçon de référence par le niveau de Melle-Izenberge dont les dépôts sont d'âge holsteinien. On ne possède aucun argument en faveur d'une corrélation de ce niveau avec des terrasses situées plus en amont. En effet, les premiers niveaux qui y surmontent le complexe de la basse terrasse présentent plutôt les caractères d'une sédimentation sous des conditions froides.

Le *niveau moyen supérieur* qui, dans le tronçon de référence (niveau de Meulebeke), présente localement l'allure d'une terrasse de vallée, a été considéré comme d'âge mindelien. On peut le corréler avec les niveaux suivants : Rouvroy et Kain p.p. (Escaut en amont de Pecq), Ressaix (Haine), Staple (Lys d'Estaires), Clarques (Lys d'Aire), Longuenesse (Aa en amont d'Arques), Essenbeek (Senne), Rotspoel (Dyle), Gingelom (Gettes), Hoeselt (Haut-Démer). Les aplanissements à cailloutis, situés vers la cote 40 (vers +25 m ADr) couronnant les interfluves Lys-Deûle et Deûle-Marque, pourraient également dater de cette période.

En comparant l'altitude de ces niveaux avec celle du niveau de Meulebeke (cote 30 à 40, c'est-à-dire +20 à +30 m ADr), on constate que pour certains les altitudes absolues sont assez élevées, par exemple Ressaix (+80), Essenbeek (+80), Gingelom (+110) et Hoeselt (+110). Leur altitude relative reste, malgré une position souvent loin en amont, sensiblement égale (+30 à +40 m ADr), mais légèrement supérieure à celle du niveau de Meulebeke. Cette augmentation de l'altitude relative peut s'expliquer par l'important remblaiement holocène dans le tronçon de référence. Par ailleurs, pour certains niveaux (Essenbeek), la présence d'un substrat rocheux (socle paléozoïque) peut avoir influencé la position altimétrique.

Le *haut niveau inférieur* (niveau de Kruishoutem dans le tronçon de référence) dont le dépôt est considéré comme datant d'une phase glaciaire du Cromérien, forme surtout des terrasses d'interfluve. On peut le corréler avec les niveaux suivants : Cambrai (Escaut en amont de Pecq), Vellereille-le-Sec (Haine), Ebblinghem (Lys d'Estaires), Théroüanne (Lys d'Aire), Helfaut (Aa en amont d'Arques), Watten (Hem-Yser), Salmonsart (Senne), Egenhove (Dyle) et éventuellement Huppaye p.p. (Gettes). Tous ces niveaux, sauf celui d'Ebblinghem, se situent à une altitude

ÉOCÈNE SUP.	OLIGO-MIOCÈNE	Très Haut Niveau Supérieur (A)		Très Haut Niveau Supérieur (B)		Très Haut Niveau Inférieur		Haut Niveau Supérieur		Haut Niveau Inférieur						
		A	R	A	R	A	R	A	R	A	R					
		DIESTIEN		PLIO-PLÉISTOCÈNE		ÉO-PLÉISTOCÈNE		ÉBURONIEN-MÉNAPIEN		COMPLEXE-CROMÉRIEN						
		+170	CASSEL	+145	+130	HOTOND	+125	+110	St-SAUVEUR	+95	+90	ROZEBEKE	+80	+60	KRUISSHOUTEM	+50
									+150	Le Cateau	+120	Bapaume	+70	+90	Cambrai	+40
									+110	Epinois	+90	+90	Vellereille-le-Sec	+50		
											+70	Ebblinghem	+50			
									+130	Dohem	+90	+110	Thérouanne	+70		
									+130	Wisques	+90	+90	Heffaut	+60		
									+130	Bouquehault Tournehem	+85	+70	Watten	+60		
									+90	St-Lievens-Esse	+75					
															Dordrecht	
		+170	Trou du Bois	+110			+150	Bois de la Houssière	+90	+120	Feluy	+50	+90	Salmonsart	+30	
															Dordrecht	
	Tongrien Fluvio-marin			+140		Villers-la-Ville(p.p.)								+75	Egenhoven	+50
									+140	Huppaye(p.p.)	+50	+75	Haasrode	+50		
	Tongrien Fluvio-marin															

A = Altitude absolue (en m ZDG)

R = Altitude relative (en m ADR)

FIG. 4. — Corrélation des niveaux de

Niveau Moyen Supérieur	Niveau Moyen Inférieur	Complexe de Bas Niveau						NIVEAU								
		Niveaux des basses terrasses moyenne et sup.		Niveau de la basse terrasse inférieure		Niveau de la basse terrasse récente										
MINDEL	HOLSTEIN	COMPLEXE RISSIEN		ÉÉM		WÛRM		ÂGE DU DÉPÔT								
A	R	A	R	A	R	A	R	BASSIN								
+30	MEULEBEKE	+20	+15	MELLE-IZENBERGE	+10	0	ZOETENDALE ADEGEM	-5	+5	BALGERHOEK	0	+10	ZWJNAARDE	+4	TRONÇON DE RÉFÉRENCE*	
+30	Kain pp. (Celles)	+15				+30	Kain pp. (Vaulx)	+15				+15	Laplaigne	+4	Escaut de Tournai	
						+40	Raismes	+15				+20	Laplaigne	+4	Escaut de Condé	
+60	Rouvroy	+30													Escaut de Cambrai	
+70	Ressaix	+30				+50	Havrè-Raismes	+10				+25	Maisières	-5	Haine-Scarpe	
+45	Staple	+30				+30	Oulsterleene	+10				+20	Erquinghem	+5	Lys d'Estaires	
+70	Ciarques	+40										+35	Mametz	+10	Lys d'Aire	
+70	Longuenesse	+40				+40	Arques p.p. Neuffossé-Garenne	+25	+30	Arques p.p. Sommet Neuffossé	+15	+25	Arques p.p. Malhove Longpont	0	Aa-Canal de Neuffossé (p.p.)	
												+40	Zouafques	+10	Hem-Yser	
+40	Sainghien-en-Weppes	+25													Deûle-Marque	
						+40	Maffle	+10		Oudegem (p.p.)	+15	Oudegem (p.p.)	+5	Dendre-Sud S**		
+25 (+10)	Haboken-Tielrode-Bavel	+20 (+10)													Dendre-Nord S	
+70	Essenbeek	+40				+45	Lembeek	+20				+30	Halle-Cône de Buizingen	+2	Senne-Sud S	
+25	Haboken-Tielrode-Bavel	+20													Senne-Nord S	
+50	Rolspoel	+25				+20	Tildonk-Doren	+10				+10	Hever-Wespelaar-Rolselaar	0	Dyle-Sud S	
+120	Gingelom	+40				+60	Brustem	+30				+40	Ophylissem	0	Gettes-Velp	
+110	Hoesselt	+40				+90	Rijkhaven-Beverl	+30	+10			+50	Bilzen	0	Haut-Demer Winterbeek	
						+40	Diepenbeek	0				+40	Genk (Sluis)	0	Demer de Diest/Herk	
						+40	Herenhals	+25		+20	Oevel	+5	+10	Lichtaart	-2	Nèthes
						+10	Brasschaat (p.p.)	+10							Schijs	

* Tronçon de référence (Escaut d'Oudenaarde, Lys de Courtrai, Vallée Flamande)

** S = Sillon Escaut-Rupel-Dyle-Démer

terrace dans le bassin de l'Escaut.

absolue de 20 à 50 m au-dessus du niveau de Kruishoutem (+60). Leur altitude relative varie beaucoup moins (entre +50 et +70 m ADr), à l'exception de celle du niveau de Salmonsart qui domine d'une vingtaine de mètres la rivière actuelle (qui coule dans le socle paléozoïque).

Le *haut niveau supérieur* (niveau de Rozebeke dans le tronçon de référence) paraît être antérieur ou tout au plus contemporain à une première période de froid intense. On peut le corréler avec les niveaux de Bapaume (Escaut en amont de Pecq), d'Epinois (Haine), de Dohem (Lys d'Aire), de Wisques (Aa en amont d'Arques), de Boucquehault et de Tournehem (Hem-Yser), de Sint-Lievens-Esse (Dendre), de Feluy (Senne), de Limelette (Dyle) et éventuellement de Huppaye p.p. (Gettes).

Tous ces niveaux, dominant le niveau sous-jacent d'une trentaine de mètres, se situent à une altitude absolue qui est généralement de 10 à 30 m plus élevée que celle du niveau de Rozebeke (situé vers la cote 90 à 110). Cette différence pourrait être attribuée, soit à une situation beaucoup plus en amont dans des bassins à débit faible comparé à celui du tronçon de référence (Haine et Aa), soit à une appartenance à des bassins qui à cette époque (c'est-à-dire avant la formation du sillon Escaut-Démer) connaissaient une évolution indépendante (Dyle et Gettes). L'altitude relative se maintient vers +90 m ADr, sauf pour le niveau de Bapaume où elle n'atteint que +70 m et pour celui de Feluy où elle atteint à peine +50 m ADr. Pour ce dernier niveau il faut remarquer que le cours actuel de la Senette s'écoule dans le socle paléozoïque, ce qui y a retardé son incision.

Le *très haut niveau inférieur* (niveau de Saint-Sauveur dans le tronçon de référence) occupe une grande étendue sur le bord sud des collines de Renaix, où il se trouve vers une altitude absolue de +120 m. On pourrait le corréler avec le niveau du Cateau (Escaut en amont de Pecq), de Bois de la Houssière (Senne) et éventuellement avec celui de Villers-la-Ville (Dyle). Tous ces niveaux se situent toutefois à une altitude absolue d'une vingtaine de mètres au-dessus du niveau de Saint-Sauveur.

Le *très haut niveau supérieur* (niveau de Cassel dans le tronçon de référence) paraît être dédoublé (sous-niveau du Hotond). Une altération très profonde affecte les dépôts de ce niveau complexe et les formations sous-jacentes. Une corrélation avec le niveau de Trou du Bois (Sennette) est possible.

4. ESQUISSE D'ÉVOLUTION

4-1. Evolution préquaternaire

A plusieurs reprises au cours de l'Eocène le bassin de l'Escaut a été complètement submergé par la mer. A partir de l'Eocène supérieur les transgressions n'ont vraisemblablement plus englobé l'entièreté du bassin. En témoigne entre autres la présence, au Mont du Hotond, d'un sol fossile très rubéfié, raviné par la base du Diestien. Ainsi les mers oligocènes n'ont probablement couvert que les parties orientales et septentrionales. Au Néogène, la transgression la plus importante, celle du Diestien, n'aurait qu'à peine dépassé la limite des affleurements actuels de cet étage,

notamment suivant une ligne passant par Hasselt, Halle et les collines des Flandres jusqu'au Pays de Licques. Enfin, durant le Pliocène, les transgressions de la mer du Nord furent vraisemblablement confinées au nord de l'actuel sillon Escaut-Démer. Il s'ensuit que l'établissement du réseau fluvial primaire sur la surface des régressions marines n'est pas partout du même âge.

On ne connaît que quelques témoins isolés de l'activité fluviale datant d'avant la transgression diestienne comme le Tongrien fluvio-marin dans l'est de la partie centrale, et éventuellement le niveau de Trou de Bois dans l'interfluve entre les cours supérieurs de la Dyle et de la Senne. Leur signification pour l'évolution du bassin de l'Escaut reste obscure.

Par contre à la fin du Miocène certains traits du bassin étaient déjà esquissés. En effet, le Diestien nous a laissé des témoins indirects sous forme d'importants cordons littoraux, dont les éléments caillouteux sont presque exclusivement constitués de silex. Leur apport, certainement en partie d'origine fluviale, prouve qu'à ce moment l'Anticlinal de l'Artois était, au moins partiellement, exhumé et que vraisemblablement sa surélévation avait déjà débuté. On peut donc admettre qu'à ce moment la partie méridionale et même le sud-est de la partie centrale constituaient déjà des bassins fluviaux, débouchant sur cette côte. Cet ancien cordon littoral se manifeste encore actuellement, au moins dans la partie occidentale du bassin, sous forme de la rangée des collines des Flandres (niveau de Cassel). Les variations dans l'importance des apports fluviaux et leur distribution sélective le long de la côte peuvent expliquer les changements latéraux dans la dimension et la puissance des éléments graveleux et de ce fait également l'emplacement et la discontinuité de ces témoins.

Le retrait des mers néogènes a été suivi par l'établissement d'un réseau fluvial primaire. Le relief et la constitution lithologique de la surface de régression de même que la direction de retrait des mers et l'emplacement des embouchures ont influencé les tracés de ce réseau. D'après certains auteurs (Cornet, Briquet), il présentait une organisation essentiellement conséquente (vers le nord-nord-est) et connut une évolution normale. Il se peut que des déformations par mouvements tectoniques sont intervenues soit avant (Briquet), soit après (Stevens, de Bethune) l'établissement du réseau primaire. Toutefois, sauf pour quelques cas (d'ailleurs encore controversés) comme la surélévation du Dôme du Mélantois et la vallée synclinale de la Haine-Scarpe, on ne connaît pas de témoins directs de mouvements tectoniques ayant affecté l'évolution du réseau fluvial. Néanmoins il n'est certainement pas exclu que dans la partie septentrionale du bassin, de faibles flexures et failles, associées à la subsidence générale, aient encore joué, même au cours du Quaternaire. Notons toutefois que la partie centrale du bassin, tout au moins dans son ensemble, semble avoir connu une grande stabilité.

On peut présumer que les abaissements du niveau marin associés aux régressions tertiaires furent suffisamment lentes et graduelles pour permettre à l'érosion fluviale de maintenir un caractère relativement surbaissé au pays émergé. En plus on peut admettre qu'à cette époque les conditions relativement chaudes et humides favorisaient une altération chimique intense. Ceci peut expliquer que les témoins des actions fluviales datant du Tertiaire sont peu manifestes, et que les cailloutis fluviaux sont essentiellement composés de roches très résistantes à l'érosion chimique.

L'existence du sous-niveau profondément altéré du Hotond prouve que vers la fin de cette période la mise en relief de l'ancien cordon littoral avait débuté et qu'un

écoulement à travers la rangée des collines des Flandres existait déjà. L'actuelle trouée de Bellegem n'était peut-être pas la seule à livrer passage aux cours d'eau de la partie méridionale vers le nord. D'autres rivières comme la Dendre et la Senne avaient probablement leur cours supérieur établi au sud des collines des Flandres.

4-2. Evolution éopléistocène (Anté-Eburonien)

Durant l'Eopléistocène la partie septentrionale du bassin a encore été partiellement submergée lors des transgressions merxemienne et icénienne. Le Merxemien s'est étendu vers le sud au moins jusqu'à la ligne Terneuzen-Hérentals, tandis que la transgression de l'Icénien a certainement atteint la ligne Ekeren-Merxplas. Des vestiges de dépôts icéniens sont connus, à moins de 15 m de profondeur, jusqu'à Axel en Flandre Zéelandaise (Van Rummelen, 1965).

Vers le sud-est les sédiments marins de l'Icénien passent au complexe des sables de Mol et de Neeroeteren, d'origine fluvio-lagunaire, dans lesquels l'apport fluvial est prouvé par la présence de couches de lignite, d'oolithes silicifiées et de cailloux d'origine ardennaise. Il est probable que des cours d'eau drainant la partie centrale de l'actuel bassin de l'Escaut débouchaient sur le rivage éopléistocène et y formaient des dépôts deltaïques (Halet, 1920, 1933). Toutefois ces cours d'eau n'ont pu amener directement les cailloux d'origine ardennaise puisque, d'après Macar (1945), les graviers à oolithes silicifiées de la Traînée mosane existaient déjà. Si la partie inférieure du complexe des argiles de la Campine est d'âge tiglien comme le supposent certains auteurs (Dricot, 1963 ; Paepe et Van Hoorne, 1973) on peut admettre qu'à cette époque des conditions périmarines commençaient à y prévaloir.

On ne possède pas de témoins directs concernant l'organisation du réseau dans la partie centrale et méridionale du bassin jusqu'à la fin de l'Icénien. La répartition du niveau altéré de Saint-Sauveur, tant sur le bord sud que nord des collines de Renaix, et sa dénivellation importante vis-à-vis du niveau de Cassel indiquent qu'à ce moment la mise en relief des buttes témoins du Diestien était déjà fort avancée. La grande extension de ce niveau sur le bord sud laisse présumer que dans la partie méridionale le réseau hydrographique était déjà fort évolué et qu'un écoulement subséquent s'organisait au sud de l'ancien cordon littoral diestien. Au nord de ce cordon les rivières s'écoulaient probablement dans des bassins allongés et parallèles vers les rivages plio-pléistocènes sur la surface de régression.

L'évolution du bassin de l'Escaut jusqu'à l'Eburonien semble donc surtout avoir été accompagnée par la formation de larges aplanissements d'origine fluviale avec formation d'épandages caillouteux. L'altération profonde qui affecte le niveau de Saint-Sauveur indique des conditions climatiques encore favorables. Les mouvements du niveau de la mer gardaient un caractère essentiellement eustatique et très graduel.

4-3. Evolution mésopléistocène (de l'Eburonien au Holsteinien)

Au cours de cette période le bassin n'a plus été submergé sauf à sa limite septentrionale où quelques invasions mineures se sont produites. L'évolution des bassins orientaux, sans doute influencée par la proximité de la Meuse mindelienne,

semble avoir été très ralentie et caractérisée par la prédominance d'un abaissement général. L'érosion et le creusement ont surtout été intenses dans le tronçon de référence et dans les bassins situés plus à l'ouest. L'incision des thalwegs y a atteint une cote tellement basse que leur inondation lors des remontées marines interglaciaires s'annonçait.

Les fluctuations glacio-eustatiques se succédant à un rythme rapide ont donné lieu d'une part au creusement de vallées et d'autre part à la formation de niveaux d'accumulation. Les changements rapides du climat avec une récurrence de conditions froides favorisant l'altération physique et les mouvements de masse ont amené des variations importantes du régime et du débit liquide et solide des cours d'eau.

L'alternance de phases d'incision et de colmatage de thalwegs a conduit à la formation de terrasses typiquement fluviales. Initialement l'importance des dépôts de terrasse favorisait le déplacement latéral des thalwegs lors de l'incision ultérieure, donnant lieu à la formation de terrasses d'interfluve (Rozebeke, Kruishoutem). Ce déplacement a surtout affecté les troncs les plus importants comme la Lys et l'Escaut. A partir du Mindel (Meulebeke) l'apparition de terrasses de flanc de vallée indique que l'incision des thalwegs n'était plus accompagnée de déplacements latéraux importants.

Plusieurs causes peuvent être invoquées pour expliquer ce changement dans le mode de formation des terrasses. Une adaptation lithostructurale plus poussée (captures, développement de cours d'eau subséquents et de cuestas) permettait l'extension du bassin des cours d'eau majeurs et l'intensification de leur pouvoir érosif. La résistance à l'érosion des terrasses plus récentes diminuait par suite de l'usure d'un même matériau continuellement remanié et cryoclasté. D'autre part les thalwegs de certaines rivières (par exemple la Senne à partir du Mindel) furent figés dans un substrat rocheux ou s'incisaient dans un substrat plus homogène (par exemple argile d'Ypres). Il se peut également que les fluctuations climatiques se succédaient à un rythme plus rapide et qu'ils favorisaient de ce fait l'érosion verticale à l'intérieur des anciens fonds de vallée. En plus le surcreusement des cours inférieurs des troncs majeurs amenait un glissement du niveau de base vers l'amont et rendait le cœur du bassin plus vulnérable aux fluctuations glacio-eustatiques.

Au cours de la période s'étendant de l'Eburonien au Ménapien, le nord de la partie septentrionale du bassin connut une importante sédimentation. Les dépôts présentent alternativement des caractères fluvio-péglaciaires (Sable de Hoevenen-Kapellen et Sable de Beerse), et périmarins (Argile de Rijkevorsel et Argile de Turnhout) ⁽⁴⁶⁾. Ailleurs dans le bassin seul l'Eburonien semble représenté, notamment par le niveau de Rozebeke et ses niveaux corrélatifs, tous pauvres en éléments cryoclastés d'apport. L'absence de niveaux datant du Waalien et du Ménapien pourrait être attribuée au caractère essentiellement érosif de ces périodes, mais surtout à l'importance de l'érosion éocromérienne. Le grand nombre de niveaux corrélatifs indique qu'à ce moment l'écoulement était déjà concentré dans des bassins majeurs. Le caractère dominant de terrasse d'interfluve montre que l'emplacement des cours d'eau ne coïncidait pas encore avec celui des rivières actuelles.

⁽⁴⁶⁾ D'après Dricot (1963), il est possible que l'Argile de Rijkevorsel date encore du Tiglien et que l'Argile de Turnhout monte jusqu'au Cromérien.

Le *Cromérien* semble avoir connu de grandes fluctuations du climat et du niveau de la mer.

Dans le nord du bassin la mer était tantôt assez proche pour permettre la formation de dépôts périmarins (Argile de Turnhout), tantôt elle s'était retirée au moins jusqu'au nord de Dordrecht. En effet on y trouve des dépôts fluviaux à éléments provenant du bassin de l'Escaut dont la mise en place s'était d'ailleurs effectuée sous des conditions froides (*Cromérien Glac. I* d'après Zagwijn). Ceci laisse présumer l'existence d'un écoulement vers le nord au-delà de l'actuelle micro-cuesta des argiles de la Campine.

Dans les parties centrale et méridionale s'est développé, vraisemblablement au cours du *Cromérien*, un important niveau riche en cryoclasts d'apport. Ce niveau est prominent dans le tronçon de référence (niveau de Kruishoutem) et dans le bassin de la Lys d'Estaires (niveau d'Ebbilinghem). On le trouve également dans les autres bassins à l'exception de ceux des Gettes et du Haut-Démer, qui probablement à ce moment n'étaient qu'à peine esquissés.

En aval de la trouée de Bellegem existaient au cours du *Cromérien* deux fonds de vallée importants correspondant respectivement à la terrasse de Geluveld (actuel interfluve Lys-Yser) et à la terrasse de Kruishoutem (actuel interfluve Lys-Escaut). L'extension de ces deux terrasses et les caractéristiques du dépôt montrent qu'ils correspondaient à un large système de thalwegs, peu profonds et occupés par des cours d'eau divaguants qui drainaient toute la partie méridionale du bassin. Il n'est pas clair si ces deux exutoires ont fonctionné simultanément ou successivement. A ce moment l'Escaut d'Oudenaarde n'existait pas ; sa vallée actuelle est d'ailleurs séparée de la terrasse de Kruishoutem par des vestiges du niveau sus-jacent de Rozebeke. Les actuels tributaires de rive droite de l'Escaut d'Oudenaarde rejoignaient le fleuve qui formait la terrasse de Kruishoutem. En plus l'écoulement de l'Escaut en amont de Tournai et du bassin Deûle-Marque supérieure vers le nord-est, avancé par certains auteurs (Blanchard, 1904 ; Cornet, 1905 ; Briquet, 1908), ne fonctionnait certainement plus. Le drainage du bassin Deûle-Marque supérieur se faisait vraisemblablement en direction nord-ouest par une vallée où coule maintenant la Deûle inférieure. Le bassin de l'Escaut, en amont de Condé, était probablement drainé vers l'ouest par un sillon occupant l'actuelle dépression de la Scarpe inférieure et les ensellements de Courrières et de La Bassée et dans lequel débouchait également le bassin de la Haine.

On ne connaît pas de témoins (datant du *Mindel*) de l'existence de conditions périmarines dans le nord de la partie septentrionale. Les profonds thalwegs de l'actuelle Vallée Flamande n'existaient pas encore, comme le prouve la présence à Oedelem et à Adegem (situé à moins de 10 km de la limite des polders) de vestiges (vers la cote 30) d'une terrasse attribuée au *Mindel*. En plus il y a des indications (terrasses d'Hoboken et de Tielrode) que l'écoulement des rivières de la partie centrale se poursuivait vers le nord même en dehors du bassin actuel (Bavel-flint, aux environs de Bréda). Ceci prouve qu'à ce moment le sillon Escaut-Démer n'était pas encore creusé et que la micro-cuesta des argiles de la Campine n'était pas encore mise en relief.

Dans le tronçon de référence la période mindelienne a connu la formation du niveau de Meulebeke qui, de par son allure de terrasse de flanc de vallée de la Lys et de l'Escaut, prouve qu'à cette époque ces deux rivières occupaient déjà la vallée actuelle. Il est donc probable que c'est lors du creusement précédant le dépôt de cette terrasse qu'a eu lieu la capture de Gavere. Ce niveau se retrouve dans tous

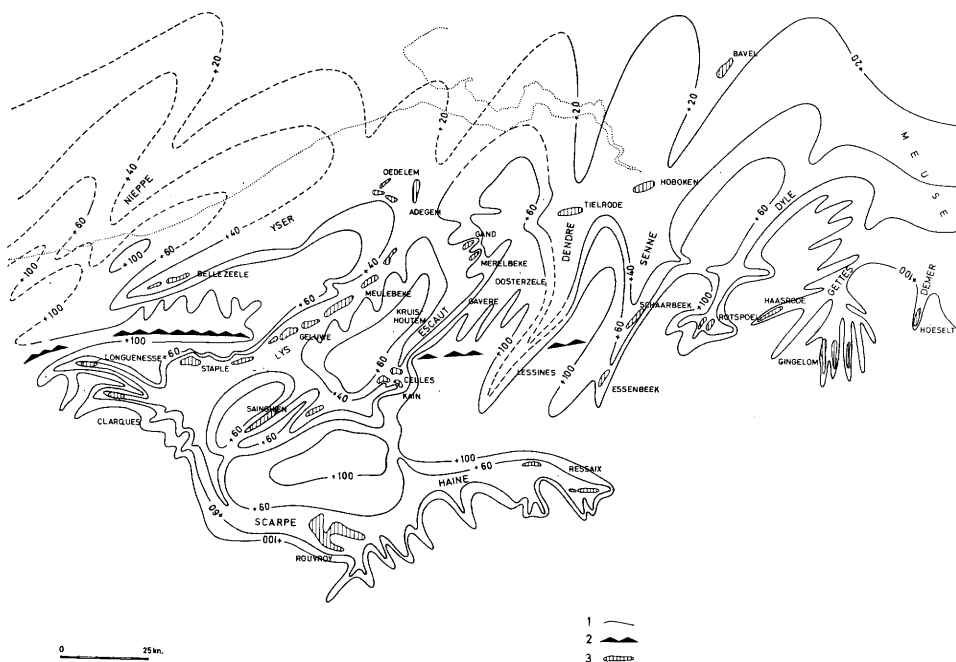


FIG. 5. — Hydromorphologie généralisée au-dessous de la cote 100 dans la zone appartenant au bassin actuel de l'Escaut à la fin du Mésopléistocène (Mindel). 1, isohypse ; 2, rangée des collines des Flandres ; 3, vestige des dépôts de colmatage.

les autres bassins de la partie centrale et méridionale sous forme de terrasses de flanc de vallée sauf dans la partie septentrionale et dans les bassins Deûle-Marque, des Gettes et du Haut-Démer. Dans ces deux derniers bassins il se trouve à une altitude beaucoup plus élevée (100 à 110 m) que dans le tronçon de référence où il atteint à peine la cote 30.

Durant le Mésopléistocène les niveaux de terrasse portent nettement l'empreinte d'une aggradation fluviopéglaciaire. On peut donc les considérer comme des terrasses d'origine climatique dont les dépôts ont été mis en place dans des vallées qui se sont creusées lors de l'abaissement glacio-eustatique d'une phase froide mais avant qu'un permafrost généralisé se soit installé.

4-4. Evolution néo-pléistocène (de l'Holsteinien à l'Epipléistocène)

Au début de l'*Holsteinien* le creusement des vallées, au moins dans la partie ouest du bassin actuel, avait atteint un niveau suffisamment bas pour permettre, suite au relèvement interglaciaire du niveau de la mer, soit l'invasion marine de leurs cours inférieurs, soit leur alluvionnement fluvial. On trouve dès lors une succession de terrasses climatiques d'aggradation fluviopéglaciaire et de ter-

rasses eustatiques dont les dépôts comblent des vallées creusées au début de la remontée de la mer après la disparition du permafrost.

Lors de la transgression holsteinienne une partie du bassin actuel de l'Yser a été inondée par la mer (niveau d'Izenberge), tandis que dans le tronçon de référence s'est effectué un alluvionnement fluvial (niveau de Melle). Ailleurs des dépôts corrélatifs n'ont pas été reconnus. Comme l'alluvionnement résulte du relèvement du niveau de la mer, il est normal qu'il se soit confiné dans les fonds de vallée comme dépôts de texture fine, voire des tourbes, que l'érosion éorissienne a facilement pu déblayer. L'extension limitée du faciès fluvial montre que la Vallée Flamande, de même que le sillon Escaut-Démer, n'étaient qu'à peine ébauchés. Dans la partie septentrionale les phénomènes érosifs paraissent prévaloir (niveau d'Hérentals). C'est probablement durant cette période que le déblaiement dans la partie orientale du bassin a atteint le bord occidental du Plateau de la Campine et que la limite septentrionale s'est esquissée par suite de la mise en cuesta des argiles de la Campine. Ceci a amené un premier détournement vers l'ouest de l'écoulement général.

La *période rissienne* est caractérisée par deux phases érosives (éorissien I et II) chaque fois suivies, dans la Vallée Flamande, par une phase d'accumulation fluvio-pérglacière (niveau de Zoetendale et niveau d'Adegem). Au cours des phases érosives le creusement vertical a atteint des cotes très inférieures (resp. -8 et -15 m dans la région de Gand) à celles des phases antérieures. De ce fait l'érosion régressive a remonté très en amont, entre autres dans le bassin de la Lys où elle atteignait la cote 0 jusqu'au-delà d'Estaires. Dans la vallée de l'Escaut ce profond creusement semble s'être arrêté au pied du Dôme du Mélantois.

Ce creusement a été accompagné par un grand élargissement de la Vallée Flamande et il est responsable de la formation du sillon Escaut-Démer. L'intensité du déblaiement latéral est prouvée par le fait que les dépôts de la basse terrasse moyenne sont en grande partie constitués d'éléments remaniés du substrat tertiaire local. Toutefois il existe actuellement dans la Vallée Flamande encore des zones où ce substrat subsiste jusqu'à la cote 0. Tel est le cas pour la cuesta bartonienne actuellement ensevelie, entre Lochristi et Eksaarde, ainsi que pour la cuesta panisélo-yprésienne, également ensevelie, entre Tronchiennes et Landegem. L'importance de ces zones montre que l'aire profondément incisée pendant le Riss était moins grande que l'étendue de l'actuelle Vallée Flamande et qu'à ce moment des interfluves surbaissés y subsistaient encore.

Le développement du sillon Escaut-Démer a eu de grandes répercussions sur l'évolution du bassin. Dans la partie centrale s'est produite la capture des rivières parallèles avec entre autres la formation de petits bassins débouchant dans ce sillon (Molenbeek de Melle, Molenbeek de Wetteren, etc.). Dans la partie septentrionale il y a eu l'établissement d'un système de rivières obséquentes (vallée d'Hoboken, vallée de Lierre) et la formation des pédiments de Diepenbeek et de Brasschaat. Le sillon présente trois tronçons morphologiquement différents. Le premier tronçon, en aval de Werchter, est caractérisé par une grande largeur et un creusement profond. Le second, entre Werchter et Halen-Schulen, correspond à la trouée de Diest, à travers les collines du Hageland. En amont de cette trouée, le sillon s'élargit à nouveau et bifurque d'ailleurs dans la vallée du Herk. Cette différence pourrait être le résultat d'un creusement en deux phases ou simplement refléter des influences lithostructurales (argiles rupéliennes et grès limonitiques diestiens).

Le développement rapide du sillon Escaut-Démer au cours du Riss, peut s'expliquer par le déblaiement des interfluves surbaissés entre une série de vallées subséquentes. Celles-ci s'alignaient dans les divers bassins conséquents derrière des cuestas bien marquées. Seulement dans le Hageland cette disposition n'était pas respectée.

L'emplacement de ces cuestas et donc celui du sillon initial, correspond à l'affleurement des couches argileuses du Bartonien et surtout du Rupélien. Actuellement la cuesta bartonienne est ensevelie entre Zomergem et Termonde. A l'ouest de Termonde elle présente une percée obséquente et entre Zomergem et Sleidinge une percée conséquente. La cuesta rupélienne, ensevelie à l'ouest de Waasmunster, se marque nettement plus à l'est. Au nord du sillon Escaut-Démer ces couches gagnent fortement en épaisseur et en homogénéité. Il n'est pas impossible que cet emplacement correspond à une ligne de faible flexure, au nord de laquelle la pente des couches tertiaires augmente assez rapidement. A l'ouest de Gand, la cuesta bartonienne et le prolongement du sillon sont respectivement représentés par les collines de Zomergem-Oedelem et par l'ensellement de la Dépression de Beernem (G. De Moor et I. Heyse, 1971*b*). Le développement beaucoup moins important de cette dépression s'explique par l'incision des vallées du Mandel et de la Handzame qui avaient en grande partie capté l'écoulement conséquent dans l'interfluve Vallée Flamande-Plaine Côtière, au sud de la Dépression de Beernem. L'importance de ces vallées subséquentes peut être attribuée au fait que dans toute cette partie occidentale du bassin, le creusement de la Lys et de l'Yser était déjà fort avancé.

En dehors du système de la Vallée Flamande les niveaux corrélatifs de Zoetendale et d'Adegem se retrouvent dans tous les autres bassins où ils forment des terrasses de flanc de vallée dépassant d'autant plus la surface des alluvions actuelles, qu'ils sont situés plus en amont. Le bassin du Démer en amont de Hasselt a connu un déblaiement intense. L'apport d'eau à partir de la masse graveleuse du Plateau de la Campine a fortement intensifié l'action érosive.

La période rissienne a également connu l'ébauchage de la vallée actuelle de l'Escaut de Tournai par la percée du Dôme du Mélantois, suivie d'un important changement dans l'écoulement de la partie méridionale du bassin. Cette percée s'est effectuée par l'érosion régressive d'un cours d'eau, tributaire de l'Escaut d'Oudenaarde après que celui-ci eut capté le cours supérieur de la Deûle inférieure.

Depuis lors le thalweg a pu s'y maintenir, malgré le substrat rocheux, atteint vers la cote 25, et malgré d'éventuels mouvements de surélévation, grâce à l'intensification du pouvoir érosif que lui a procurée la capture du sillon Haine-Scarpe. Cette capture a détourné vers l'Escaut de Tournai tout l'écoulement des bassins de la Haine, de l'Escaut de Cambrai et de la Scarpe, qui auparavant se déversaient dans la Lys d'Estaires. L'importance et l'altitude du niveau de Raismes permettent de présumer que l'inversion de l'écoulement dans la vallée de la Scarpe ne s'est pas effectuée avant l'Eoriss II. Cette inversion a d'ailleurs donné lieu à la formation de l'ensellement de Courrière-La Bassée, qui par après a été percé transversalement par l'érosion régressive de la Deûle.

Ces changements dans l'écoulement de la partie méridionale se reflètent d'ailleurs dans la morphologie de la vallée de la Lys qui présente une plus grande sérénité que celle de la vallée de l'Escaut d'Oudenaarde.

La période éémienne a connu, après une phase initiale érosive importante, une transgression marine qui a submergé la Vallée Flamande. Atteignant une cote

sensiblement égale à celle du niveau marin actuel, elle a même remonté les cours inférieurs de certaines rivières comme la Dendre.

Cette transgression est responsable de la formation de dépôts marins et estuariens qui remontent dans le sillon Escaut-Démer jusqu'aux environs de Malines, dans la vallée de l'Escaut jusqu'au-delà de Pecq et dans la vallée de la Lys jusqu'à Deinze. Au cours de cette transgression, qui avait changé la Vallée Flamande en un large golfe, de forts courants de marée ont pu provoquer des incisions jusqu'au substrat tertiaire. Dans les autres vallées principales, et particulièrement dans celle de la Lys en amont de Deinze, se sont déposées des alluvions fluviales, souvent tourbeuses. Les dépôts (niveau de Balgerhoek) ont débordé les thalwegs éo-émiens au-dessus du niveau d'Adegem.

En dehors des vallées la surface topographique restait suffisamment stable pour permettre une pédogenèse prolongée (sols émiens). Dans les vallées, l'érosion régressive, particulièrement à partir de niveaux de sources, continuait à démanteler les interfluves. Dans le nord de la partie septentrionale, où l'érosion par les rivières obséquentes à partir du sillon n'avait débuté qu'au Riss, des plages tourbeuses importantes commençaient à recouvrir fonds de vallée et replats argileux vers la fin de l'Eemien.

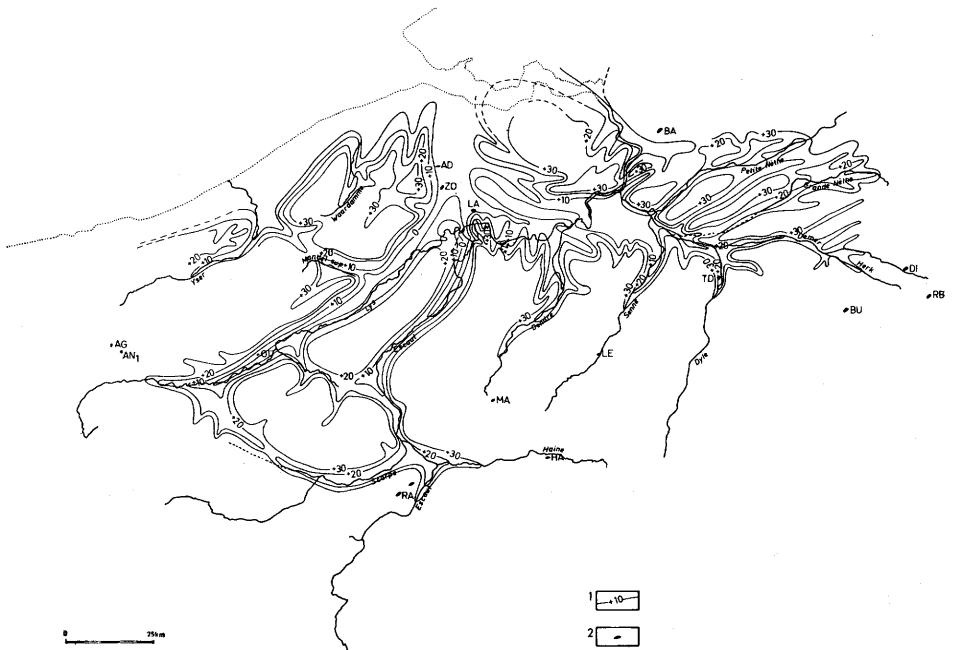


FIG. 6. — Hydromorphologie généralisée au-dessous de la cote 30 dans la zone appartenant au bassin actuel de l'Escaut lors du creusement maximal éo-Riss II. 1, isohypse; 2, vestige des dépôts de colmatage fluvio-péglaciaire rissiens. — Localités-types : AD, Adegem ; AG, Arques (Garenne) ; AN₁, Arques (Neuffossé inférieur) ; BA, Brasschaat ; BU, Brustem ; DI, Diepenbeek ; HA, Havré ; LA, Langerbrugge ; LE, Lembeek ; MA, Maffle ; OU, Outtersteene ; RA, Raismes ; RB, Rijkhoven-Beverst ; TD, Tildonk-Doren ; ZO, Zoetendale.

Au début de la *période würmienne* l'organisation du réseau correspondait déjà à celle du réseau actuel sauf en ce qui concerne l'exutoire du bassin vers la mer, le cours de la Grande-Nèthe (vallée de Bonheiden) et le réseau actuel dans la Vallée Flamande.

L'événement majeur est le remplacement, vers la fin de cette période, du large exutoire par la Vallée Flamande au nord de Gand, adapté à l'écoulement fluvio-périglacière, par l'exutoire à travers la trouée de Hoboken, suivi de l'établissement d'un nouveau réseau sur la surface de colmatage de la Vallée Flamande (Caele inférieure, Durme, etc.).

La *Vallée Flamande* a d'abord été affectée par une phase de profond creusement y atteignant la cote -17, ensuite par une phase de colmatage essentiellement par aggradation fluvio-périglacière formant le niveau de Zwijnaarde, et finalement par le dépôt d'un manteau éolien et nivéo-éolien.

Le *creusement* éowürmien qui en maints endroits a dépassé la bordure des incisions antérieures, a été accompagné par un déblaiement et un remaniement important des dépôts de colmatage. Il a provoqué la mise en terrasse du niveau de Balgerhoek et la reprise de l'élargissement de la Vallée Flamande. L'érosion régressive a fait reculer le creusement maximal des thalwegs jusque dans les petites vallées tributaires.

Les dépôts de *aggradation fluvio-périglacière* présentent de multiples faciès qui se caractérisent par leur lithologie et par leur type de sédimentation : faciès sablo-graveleux de cônes de déjection, faciès sableux de cours d'eau divaguants et de lit mineur, faciès sablo-limoneux et limono-tourbeux de plaine d'inondation, ainsi que plusieurs types de transition. Ces faciès ne correspondent pas à une séquence chrono-stratigraphique. Au contraire, plusieurs d'entre eux sont isochrones et certains lithotypes (par exemple celui de la formation de Dendermonde) sont manifestement polychrones. L'aggradation a été accompagnée, voire interrompue par des phénomènes d'incision, souvent éphémères et inhérents au type de sédimentation (*cutt and fill*), parfois pouvant avoir eu un caractère plus permanent et une signification stratigraphique en fonction de changements climatiques. Toutefois dans l'état actuel de nos connaissances il paraît prématuré de subdiviser le complexe de la basse terrasse récente en niveaux chronostratigraphiques bien déterminés.

Vers la fin du Würm, l'intensité de l'aggradation fluvio-périglacière a progressivement diminué, partiellement à cause du remblaiement lui-même, partiellement pour des causes climatiques. Elle a été quasi complètement remplacée par des dépôts, souvent de faible épaisseur, parfois absents, qui appartiennent au complexe limono-sableux des *sables de couverture*. Ceux-ci s'étendent largement en dehors de la Vallée Flamande et prennent, vers le sud et l'est, plus ou moins graduellement un faciès de limon lœssique. Ils sont essentiellement d'origine nivéo-éolienne, mais peuvent avoir subi des transports non négligeables par solifluxion, ruissellement et autres phénomènes de pente. Ces remaniements sont bien développés le long de la rive droite de l'Escaut inférieur entre Kwatrecht et Termonde, où ils furent décrits par A. Louis (1960). Les dépôts y sont formés de sables et d'argiles sableuses remaniés du substrat tertiaire, entrestratifiés et couverts de dépôts nivéo-éoliens à nivéo-fluviaux. En certains endroits les sables de couverture passent ou sont recouverts par des dépôts plus franchement éoliens qui peuvent même présenter une topographie dunaire.

Le complexe éolien de la Vallée Flamande a été décrit comme formation de Maldegem (De Moor et Heyse, 1972), tandis que la couverture nivéo-éolienne a

été dénommée formation de Destelbergen (Tavernier et De Moor, 1969). Souvent on peut y reconnaître plusieurs zones (horizons de déflation, entrecouches tourbeuses, etc.). Les entrecouches tourbeuses datent souvent de l'Épipléistocène terminal (Alleröd, Bölling). La formation de Destelbergen est affectée de cryoturba-tions et d'au moins un niveau d'importantes fentes de glace.

A cette époque la surface d'aggradation dans la Vallée Flamande et ses embranchements était recouverte par une multitude de flaques tourbeuses. Seuls des cours d'eau à écoulement éphémère, approvisionnés surtout par ruissellement nivéo-fluvial et par débordement des flaques, s'y étalaient. Parfois ils étaient localisés à l'intérieur de levées anciennes où le vent trouvait en plus une source de sable meuble. Ailleurs leur tracé s'adaptait au microrelief instable des buttes nivéo-éoliennes, des dos mouvants de sable éolien et, vers la fin de cette période, aux effets des phénomènes thermokarstiques. L'intensification des remaniements éoliens avec la formation de rides, à direction transversale à l'écoulement fluvio-périglacière antérieur, déviait les cours d'eau dans la Vallée Flamande vers le nord-est (entre autres par la dépression du Moervaart). Les cours orientaux du sillon (Rupel) ont trouvé un exutoire par la trouée de Hoboken (où l'ensellement avait complètement disparu sous des dépôts fluvio-périglaciaires et nivéo-éoliens). Par le développement de la Durme et de l'Escaut de Gand et par des captures à partir de ces deux cours d'eau, la trouée de Hoboken est progressivement devenue l'exutoire principal du bassin.

Au cours de l'Épipléistocène un écoulement fluvial s'est localisé le long de la bordure de la Vallée Flamande et de ses embranchements, entre autres sur le bord est de la vallée de l'Escaut en aval de Gavere, sur le bord sud du Sillon Escaut-Démer entre Gand et Termonde, et au pied de la cuesta rupélienne (Durme, Rupel). Cette localisation a été influencée par l'apport d'eau de fonte de neige par des tributaires qui y débouchaient. L'importance de ces apports et leur charge solide étaient conditionnées par la dimension et le relief des bassins et par l'exposition des versants au soleil et à l'amenée relative des neiges et des sédiments nivéo-éoliens.

En dehors de la Vallée Flamande l'érosion et l'accumulation fluvio-périglacière n'ont eu que des répercussions atténuées. A part un approfondissement des thalwegs, un recul des têtes de vallée et une incision peu profonde dans la partie septentrionale, déjà fort abaissée, le réseau n'y a connu que des retouches mineures (par exemple le déplacement de la Grande-Nèthe, la capture de l'Aa, etc.). Des dépôts fluvio-périglaciaires, généralement peu épais dans les vallées de la partie septentrionale, ont ensuite colmaté la majorité des thalwegs. De ce fait on peut presque partout retrouver le niveau de Zwijnaarde, le plus souvent enfoui soit sous des sables éoliens ou des dépôts loessiques (particulièrement sur les versants occidentaux des vallées conséquentes de la partie centrale), soit sous des tourbes, soit sous des dépôts fluviaux holocènes.

Tout comme sur la bordure de la Vallée Flamande, des dépôts de cônes de déjection peuvent avoir influencé le tracé des cours d'eau. Des phénomènes de pente (de plus en plus de nature périglacière) ont également aidé à façonner le tracé des lits mineurs. Aux abords des vallées, l'érosion est souvent restée intense, surtout par ruissellement nivéo-fluvial et par phénomènes de transport de masse vers les thalwegs, avec parfois même la formation de petites cryoplaines (par exemple la dépression d'Ardoois). Certains substrats (surtout lamellés à alternance d'argile et de sable) étaient très sujets à des phénomènes de congélifluxion pelliculaire et d'érosion aréolaire. D'autres (surtout des sables homogènes), cimentés par le perma-

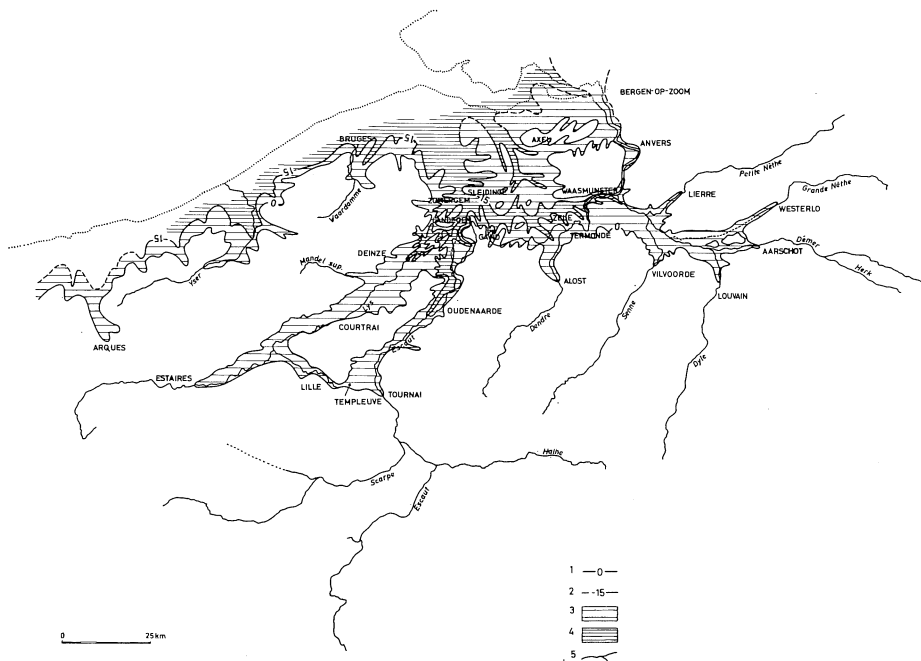


FIG. 7. — Extension de la Vallée Flamande et de ses principaux embranchements. 1, isohypse de 0 m (ZDG) pour la base des creusements néo-pléistocènes; 2, isohypse de -15 m (ZDG) pour la base des creusements néo-pléistocènes; 3, creusement néo-pléistocène au-dessous de la cote 0 m (ZDG); 4, creusement néo-pléistocène au-dessous de la cote -15 m (ZDG); 5, vallées principales néo-pléistocènes, débouchant dans la Vallée Flamande ou ses embranchements.

frost, devenaient très résistants (par exemple la cuesta des sables paniséliens entre Lotenhulle et Hertsberge).

Plus à l'écart des vallées, particulièrement au sud du sillon, le Würm a connu une sédimentation essentiellement nivéo-éolienne lœssique (quoique entrecoupée de courtes phases érosives). Les têtes de vallée y ont alors été ensevelies et transformées en vallées en berceau et en delles et les amphithéâtres de source colmatés.

Dans la partie septentrionale, basse et à couverture sableuse, les effets morphologiques des phénomènes éoliens, quoique n'affectant qu'un manteau peu épais, ont été importants et leur influence sur le tracé des cours d'eau parfois prépondérante.

A cause du recouvrement nivéo-éolien et éolien des dépôts fluvio-pérglaciaires, la délimitation du paysage de la Vallée Flamande, tant du point de vue lithologique que morphologique, est souvent peu nette. Ceci est particulièrement le cas aux endroits où des vallées secondaires (parfois fossiles) débouchent dans la Vallée Flamande par des thalwegs actuellement enfouis (par exemple la dépression de Beernem) et aux endroits où d'épais dépôts nivéo-éoliens affleurent (par exemple les flancs ouest de la vallée de l'Escaut d'Oudenaarde en amont de Heurne). Parfois la délimitation morphologique est nette et alors souvent soulignée par une différence

dans la lithologie des sédiments, le recouvrement du niveau de la basse terrasse récente étant plutôt de nature sableuse, tandis que le faciès lœssique domine sur le plateau.

4-5. Evolution holocène (Epipléistocène terminal et Holocène)

Aux confins du Würm (Epipléistocène terminal) et de l'Holocène la disparition du permafrost et le bas niveau de la mer ont favorisé une succession de creusements, généralement mineurs. Ceux-ci ont incisé la surface d'aggradation fluvio-périglaciaire et son recouvrement nivéo-éolien et éolien, mettant en terrasse le niveau de Zwijnaarde. Ces incisions ont emprunté des fonds de vallée épipléistocènes. L'intensité de ces creusements, qui aux environs de Gand ont atteint une profondeur d'environ 10 m, a culminé au Boréal. Localement ils ont été accompagnés de manifestations éoliennes pouvant avoir donné naissance à une topographie dunaire et à des changements mineurs dans le tracé des cours d'eau (captures du Mandel dans la vallée de la Lys de Courtrai, déplacements de méandres entre autres dans la vallée de l'Escaut de Gand, déplacement de la confluence du Démer et de la Dyle, etc.). Progressivement certains cours d'eau sont devenus plus importants (Durme, Escaut de Gand), tandis que d'autres perdaient leur importance (Caele inférieure, Moervaart) par drainage vers les cours susmentionnés.

Suite aux transgressions holocènes (Calais, Dunkerque), le cours inférieur de l'Escaut (et des rivières débouchant directement sur la côte, comme l'Yser, la Handzame) a été progressivement envahi par la mer. Les courants de marée y ont engendré de nouvelles incisions postboréales, qui ont souvent déblayé la presque totalité des dépôts de colmatage et même incisé des substrats plus anciens. Tel est le cas pour l'Escaut en aval d'Anvers qui est devenu un estuaire de marée⁽⁴⁷⁾ et pour l'Escaut en aval de Termonde, où l'effet des marées est surtout devenu important à partir du Moyen Age. Ceci a encore accéléré le développement de l'Escaut de Gand, de la Durme et du Rupel⁽⁴⁸⁾.

Simultanément les thalwegs éo-holocènes ont été colmatés par des dépôts tourbeux et alluvionnaires ou, plus en aval, estuariens ou périmarins. Partout

(47) L'importance des marées pour l'évolution de l'estuaire et de la zone périmarine est prouvée par le rapport des débits de flot et de jusant ainsi que par celui des débits de marée et d'amont. Pour 1950, le débit moyen atteignait à Anvers 3 275 m³/s (global de flot) contre 2 740 m³/s (global de jusant) et 80,5 m³/s (d'amont). A Tamise, ces valeurs atteignaient respectivement 1 127 m³/s (de flot), 837 m³/s (de jusant) et 38 m³/s (d'amont); à Termonde, on notait 265 m³/s (de flot), 278 m³/s (de jusant) et 34,5 m³/s (d'amont). Partout la durée moyenne du courant de jusant dépasse toutefois celle du courant de flot.

D'autre part, à la confluence de l'Escaut et du Rupel, la valeur moyenne mensuelle du débit d'amont pour la période 1949-1958 variait de 250 m³/s à 20 m³/s pour l'Escaut et de 120 m³/s à 20 m³/s pour le Rupel, alors que le débit de flot par marée moyenne y atteignait 2 588 m³/s (50 500 m³/s à Vlissingen). La valeur moyenne du débit solide d'amont en aval de Rupelmonde est estimée à 700 000 tonnes/an. Ceci est probablement très inférieur aux apports solides de flot.

(48) L'impact de la marée sur le développement de l'estuaire et de la zone périmarine semble s'accroître. Ainsi, pour la période 1891-1900, la valeur de l'amplitude moyenne de la marée atteignait 4,39 m à Anvers et 1,55 m à Gentbrugge (Gand); pour la période 1951-1960, cette valeur était montée respectivement jusqu'à 4,81 m et à 1,98 m.

où la surface d'aggradation préboréale dépassait le sommet de l'alluvionnement, la basse terrasse récente est restée marquée. Plus en aval, elle fut enfouie sous la plaine maritime actuelle. Nombreux sont encore les dos ou bosses de la surface des sédiments würmiens qui percent l'alluvionnement holocène dans les lits majeurs des cours d'eau actuels (donken) et même dans la plaine maritime (particulièrement dans les polders de l'Escaut).

5. CONCLUSION

Cette étude, pour laquelle on a essayé d'intégrer non seulement toutes les données de la littérature mais aussi de très nombreuses observations non publiées, a permis de préciser certains traits majeurs de l'évolution du bassin de l'Escaut.

Ainsi il a été possible de préciser le mode de formation des terrasses, ainsi que le creusement et le remblaiement de la Vallée Flamande et de ses embranchements (sillon Escaut-Démer, vallées de l'Escaut et de la Lys en amont de Gand). En outre de nouvelles données ont pu être apportées concernant un certain nombre d'aspects, tels que la mise en relief des collines des Flandres, la formation de l'exutoire par la trouée de Bellegem, des bassins méridionaux de la Lys et de l'Escaut, l'établissement de l'écoulement sur la surface de colmatage de la Vallée Flamande, l'évolution du réseau dans la zone à prédominance de relief d'érosion de la partie septentrionale et dans les bassins orientaux de la partie centrale, la formation de l'exutoire principal du bassin actuel par la trouée de Hoboken, etc.

L'essai de corrélation entre les niveaux reconnus dans les divers tronçons a permis d'esquisser les grands traits du développement du bassin à divers stades de son évolution, et d'avancer une explication pour certaines particularités des tracés du cours de l'Escaut en amont de Gand, et du système Haine-Scarpe, Marque-Deûle, Hem-Yser, etc.

Néanmoins il est apparu que l'inventaire des témoins morphologiques et sédimentologiques de l'évolution fluviatile, longtemps beaucoup trop délaissé, reste encore très incomplet. De ce fait les divers aspects de l'origine et de l'évolution du bassin de l'Escaut posent encore de nombreux problèmes. Une meilleure connaissance de l'évolution des bassins environnants facilitera sans doute la solution de ces problèmes.

Bibliographie

- AMERYCKX, J. et WALSHOT, L. (1962). — Note sur un ultisol fossile. *Pedol.*, 12, p. 196-203.
- BAEYENS, L. (1957). — Bodemkaart van België (R. Tavernier, ed.). *Verklarende tekst bij het kaartblad Glabbeek-Zuurbemde 90E*. Gent, Centrum voor Bodemkartering, 1957, 96 p.
- BAEYENS, L. (1958). — Bodemkaart van België (R. Tavernier, ed.). *Verklarende tekst bij het kaartblad Sint-Truiden 105E*. Gent, Centrum voor Bodemkartering, 1958, 59 p.
- BAEYENS, L. (1959a). — Bodemkaart van België (R. Tavernier, ed.). *Verklarende tekst bij het kaartblad Meldert 104W*. Gent, Centrum voor Bodemkartering, 1959, 59 p.
- BAEYENS, L. (1959b). — Carte des sols de la Belgique (R. Tavernier, éd.). *Texte explicatif de la planchette Jodoigne 118W*. Gand, Centre de Cartographie des Sols, 1959, 54 p.
- BAEYENS, L. (1960). — Carte des sols de la Belgique (R. Tavernier, éd.). *Texte explicatif de la planchette Jauche 118E*. Gand, Centre de Cartographie des Sols, 1960, 56 p.

- BASTIN, A. (1964). — De sedimentologie van het Schelde Estuarium, in : *Verlagboek Vierde Internationaal Havencongres*, p. 27-29, Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- BASTIN, B. (1970). — La chronostratographie du Würm en Belgique, à la lumière de la palynologie des loess et limons. *ASGBE*, 93, p. 545-580.
- BASTIN, B. (1971). — Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *AGLOV*, 9, p. 1-136.
- BEEUSAERT, J. (1966). — *Palynologische onderzoeken in de Vlaamse Vallei en randgebieden*. RUG, TL, 65 p.
- BLANCHARD, R. (1906). — *La Flandre*. Handzame, Familia et Patria, 1970, 530 p.
- BONTE, A. (1955a). — Vallées quaternaires remblayées dans les environs de Lille (Nord) (sondages et forages). *ASGNO*, 75, p. 111-122.
- BONTE, A. (1955b). — Sur la signification du Diluvium de l'Artois. *ASGNO*, 75, p. 160-173.
- BONTE, A. (1957a). — Observation sur l'épaisseur de la craie solifluée dans le Nord de la France. *ASGNO*, 77, p. 8-10.
- BONTE, A. (1957b). — Observations sur le Dôme du Mélantois. *ASGNO*, 77, p. 154-163.
- BONTE, A. (1968a). — Le Diestien du Nord de la France. Compte rendu du colloque international pour l'étude du néogène nordique. *MSGMB*, 13, p. 55-58.
- BONTE, A. (1968b). — L'« argile à silex » du Nord de la France. *MSGFR*, 4, p. 7-8.
- BONTE, A. et DE HEINZELIN, J. (1966). — Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie et de la Société géologique de Belgique. *BSBGP*, 75, p. 245-305.
- BOUTRY, D., DOLLE, P. et TIEGHEM, G. (1968). — Quelques précisions sur le quaternaire des carrières d'Elnes et d'Hallines. *ASGNO*, 88, p. 173-178.
- BRAET, F. (1973). — *De Zoogdierenfauna uit het Boven-Pleistoceen te Hofstade*. RUG, TL, 63 p.
- BRIQUET, A. (1905). — Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa. *ASGNO*, 34, p. 111.
- BRIQUET, A. (1906a). — Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique. *BSBGP*, 20, p. 72-82.
- BRIQUET, A. (1906b). — Sur l'origine des collines de Flandre. Quelques considérations de tectonique et d'hydrographie. *ASGNO*, 35, p. 273-288.
- BRIQUET, A. (1908). — La pénéplaine du Nord de la France. *AGEOG*, 17, p. 205-223.
- BRIQUET, A. (1910). — Sur l'existence d'une pénéplaine fossile d'âge récent dans la région gallo-belge et sur l'origine du réseau hydrographique actuel. *CRASD*, 151, p. 658-660.
- BRIQUET, A. (1919). — Observations nouvelles sur la géologie des collines de Flandre. *ASGNO*, 44, p. 109-115.
- CAMERMAN, C. et MORTELMANS, G. (1936). — Compte rendu de l'excursion du samedi 23 mai 1936 : quelques points nouveaux de la tectonique du Tournaisis. *BSBGP*, 46, p. 260-272.
- CELET, P. (1969). — Géologie du Cambrésis et des régions environnantes. *ASGNO*, 89, p. 91-102.
- CHELLONEIX, E. (1876). — Couches landéniennes au pied des Noires-Mottes et des positions des grès diestiens dans les mêmes buttes. *ASGNO*, 3, p. 20.
- CODDE, R. en DE KEYSER, L. (1963). — Zeeschelde, in : *Atlas van België*, blad 18b. Brussel, Nationaal Comité voor Geographie, 1963.
- COGELS, P. et VAN ERTBORN, O. (1881-1882). — Sur la constitution géologique de la vallée de la Senne. *ASGBE*, 9, p. 61-74.
- CORNET, J. (1898). — Le quaternaire sableux de la vallée de la Haine. *BSBGP*, 12, p. 241.
- CORNET, J. (1904a). — Signification morphologique des collines de Flandre. *BSBGP*, 18, p. 119.
- CORNET, J. (1904b). — Etudes sur l'évolution des rivières belges. *ASGBE*, 31, p. 261-500.
- CORNET, J. (1904c). — L'orientation des vallées dans le bassin de l'Escaut et de la Lys. *BSBGP*, 28, p. 97-109.
- CORNET, J. (1910). — *Géologie*, t. II. Mons, Leich-Putsage, 1910, 608 p.
- CORNET, J. (1925-1926). — La Haine, l'Escaut et le Dôme du Mélantois. *ASGBE*, 48, p. 105-113.
- CORNET, J. (1925-1926). — Note sur les terrasses pléistocènes du Bassin de la Haine. *ASGBE*, 49, p. 50-53.
- DARTEVELLE, J. (1940-1941). — Observations sur la terrasse moyenne de la Senne à Eschenbeek. *BSBGP*, 50, p. 143-145.

- DE BÉTHUNE, P. (1939). — Sur le réseau hydrographique de la Moyenne Belgique. *BSBGP*, 49, p. 41-50.
- DE BÉTHUNE, P. (1942). — A propos des cours d'eau de la Moyenne Belgique. *SOBEG*, 12, p. 119-124.
- DE BÉTHUNE, P. (1947). — Déplacement de cours d'eau en phase de remblaiement, in : *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*. Sess. Ext. des Soc. Belg. Géolog., p. 412-420. Bruxelles, Hayez, 1947.
- DE BÉTHUNE, P. (1966). — Géologie, in : *Atlas de Belgique*, planche 8. Bruxelles, Comité National de Géographie, 1966.
- DE BÉTHUNE, P. et BOUCKAERT, J. (1966). — Belgique et contrées limitrophes, in : *Atlas de Belgique*, planche 2. Bruxelles, Comité National de Géographie, 1966.
- DE BREUCK, W. et DE MOOR, G. (1962). — Premiers résultats d'une prospection géo-électrique dans la Vallée Flamande. *BSBGP*, 71, p. 518-543.
- DE CONINCK, J. (1964). — Over de molluskenfauna van het Laatste Glacial in West-Vlaanderen. *NAWET*, 46, p. 3-16.
- DE DAPPER, M. (1973). — Bijdrage tot de geomorfologische studie van het Laagplateau van Izenberge. *DCNRG*, 13, p. 1-15.
- DE GHELLINCK, A., LEFÈVRE, M. A. et MICHOTTE, P. L. (s. d.). — Oro-hydrographie, in : *Atlas de Belgique*, planche 6. Bruxelles, Comité National de Géographie, s. d.
- DE GROOTE, V. (1967). — *Palynologisch onderzoek in het Kwartair van Vlaanderen*. RUG, TL.
- DE HEINZELIN, J. (1950). — Stratigraphie pliocène et quaternaire observée au Kruisschans. *BIRSN*, 24 (40), p. 1-38 ; 24 (41), p. 1-22.
- DE HEINZELIN, J. (1959). — Stratigraphie de la Carrière Hélin, sur la base des résultats de fouilles de 1958. *BIRSN*, 35 (14), p. 1-27.
- DE HEINZELIN, J. (1962a). — Carte et coupe d'ensemble de la région anversoise. *BSBGP*, 51, p. 247-248.
- DE HEINZELIN, J. (1962b). — Compte rendu des excursions. Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique. *MSBGP*, 6, p. 183-248.
- DE HEINZELIN, J. (1963). — Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. *BSBGP*, 52, p. 137-148.
- DE HEINZELIN, J. (1966). — *Planations du Boulonnais et de la Flandre française*. In : BONTE et DE HEINZELIN, J. (1966).
- DE HEINZELIN, J. (1968). — Origine des galets de silex de la Moyenne Belgique. *MSGMB*, 13, p. 87-89.
- DE HEINZELIN, J. (1971). — Le gisement périgordien de Maisières-Canal. *BSRBA*, 82, p. 63-76.
- DE HEINZELIN, J. (1973a). — L'Industrie du site paléolithique de Maisières-Canal. *MIRSN*, 171, 63 p.
- DE HEINZELIN, J. (1973b). — Introduction au Paléolithique du Bassin de la Haine, in : *Catalogue de l'exposition : Archéologie de la région de Mons*. Mons, Maison de la Culture, 1973, p. 17-28.
- DE HEINZELIN, J. et GLIBERT, M. (1956). — Belgique : Le tertiaire belge, in : *Lexique stratigraphique international*. Vol. 1 : Europe (P. Pruvost, éd.). Mexico, 1956, Congrès géologique international, Commission de stratigraphie.
- DE HEINZELIN, J. et MARÉCHAL, R. (1963). — *Excursion K. Etude de quelques dépôts quaternaires et tertiaires de l'Ouest de la Belgique*. 6^e Congrès intern. de Sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, 1963, s. l., 23 p.
- DE HEINZELIN, J. et TAVERNIER, R. (1956). — Belgique : stratigraphie du Quaternaire, in : *Lexique stratigraphique international*. Vol. 1 : Europe (P. Pruvost, éd.). Mexico, 1956, Congrès géologique international, Commission de stratigraphie.
- DELATTRE, Ch., MERIAUX, E., WATERLOT, M., MARLIÈRE, R. et al. (1973). — Région du nord. Bassin de Mons, in : *Guides géologiques régionaux* (Pomerol, éd.). Paris, 1973, Masson et C^{ie}, 176 p.
- DELECOURT, J. (1924-1925). — Le synclinal de Roubaix et l'anticlinal de Tournai. *ASGBE*, 48, p. 133-138.
- DELVAUX, E. (1886). — Sur les derniers fragments de blocs erratiques recueillis dans la Flandre Occidentale et dans le nord de la Belgique. *ASGBE*, 13, p. 158-182.
- DELVAUX, E. (1891-1892). — Nature et origine des éléments caillouteux quaternaires qui s'étendent en nappes sur les plateaux de la Belgique occidentale. *ASGBE*, 19, p. 223-266.
- DELVAUX, E. (1894). — *Carte géologique*. Feuille de Lessines, Bruxelles, 1894.
- DE MOOR, G. (1963). — Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen. *SOBEG*, 32, p. 329-433.

- DE MOOR, G. (1965a). — *Fysisch-geografische excursie in Binnen-Vlaanderen : Cuestagebied van Noordelijk West-Vlaanderen*, RUG, GI, 1965, 16 p.
- DE MOOR, G. (1965b). — *Fysisch-geografische excursie in Binnen-Vlaanderen : De Ieperiaanplatte met terrassenmorfologie*, RUG, GI, 1965, 16 p.
- DE MOOR, G. (1966a). — *Geologische studie van het A9 vak Spiere-Wevelgem*. Brussel, SCT, 1965, 18 p.
- DE MOOR, G. (1966b). — *Autoroute A9. Section Pottes-Molenbaix. Etude géologique*. Bruxelles, SCT, 1966, 10 p.
- DE MOOR, G. (1966c). — *Geologische studie van het E3-Afleidingsvak Destelbergen-Melle*. Gent, SWK, 1966, 21 p.
- DE MOOR, G. (1972a). — *Hydrogeologisch onderzoek in de Vlaamse Vallei*. VCHOG, 1972, 3' 1-3' 39.
- DE MOOR, G. (1972b). — *Fysisch-geografische excursie in Noord-Henegouwen*. RUG, GI, 1972, 9 p.
- DE MOOR, G. (1974). — *De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de jongkwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei*. NAWET, 56, p. 44-75.
- DE MOOR, G. en DE BREUCK, W. (1969). — *De freatische waters in het Oostelijk Kustgebied en in de Vlaamse Vallei*. NAWET, 51, p. 3-68.
- DE MOOR, G. en DE BREUCK, W. (1973). — *Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische Kustvlakte*. NAWET, 55, p. 3-96.
- DE MOOR, G. en GEETS, S. (1973). — *Sedimentologie en litostratigrafie van de eocene afzettingen in het zuidoostelijk gedeelte van de Gentse agglomeratie*. NAWET, 55, p. 129-192.
- DE MOOR, G. et GERMIS, A. (1971a). — *Hydromorphologie du Bassin de la Molenbeek (Melle)*. SOBEG, 40, p. 29-68.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1971b). — *De noordelijke dalwandvoet van de Depressie van Beernem*. SOBEG, 40, p. 69-110.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1972). — *Geomorfologisch onderzoek en kartering in vlakke gebieden*. Verslag van de excursie op 25 november 1972. DCNRG, 12, p. 61-80.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1974). — *Lithostratigrafie van de kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noord-West-België*. NAWET, 56, p. 85-109.
- DE MUNCK, E. (1890). — *Note sur les formations quaternaires et éoliennes des environs de Mons*. BSBGP, 4, p. M258-265.
- DE MUNCK, E. (1901). — *Le quaternaire des plaines du Hainaut*. ANTRO, 12, p. 135-139.
- D'OMALIUS D'HALLOY (1842). — *Coup d'œil sur la géologie de la Belgique*. Bruxelles, 1842.
- DE PLOEY, J. (1961). — *Morfologie en Kwartair-Stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempem*. AGLOV, 1, p. 5-130.
- DE PLOEY, J. (1964). — *Dek- en stuifzanden in het Antwerpse havengebied*, in : *Verslagboek van het Vierde Internationale Havenkongres*, p. 8-9. Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- DERAYMAEKER, D. (1972). — *Eerste resultaten van de studie der deklagen op het kaartblad Dendermonde-Puurs*. PPSGB, 1972, 17 p.
- DE RICHTER, R. (1971). — *Bijdrage tot de geomorfologie van de Vlake van Boischot*. RUG, TL, 116 p.
- DE RIDDER, N. A. (ed.) (s. d.). — *Agrohydrologische Profielen van Zeeland. Een geologische en hydro-lithologische verkenning van de ondergrond van een estuarien gebied tot op een diepte van maximaal 40 m*. Ministerie van Landbouw, Visserij en Voedselvoorziening (Nederland). Hoofdafdeling Documentatie- en Publicaties. 122 p.
- DE SMEDT, P. (1973a). — *Hydromorfologie van de Dyle- en Demervallei. Korbeek-Dyle-Hever*. KUL, TD, 351 p.
- DE SMEDT, P. (1973b). — *Hydromorfologie van de Dyle- en Demervallei. Korbeek-Dyle-Hever*. DCNRG, 13, p. 311-346.
- DE SMEDT, P. (1973c). — *Paleogeografie en kwartair-geologie van het confluentegebied Dijle-Demer*. AGLOV, 11, 141 p.
- DOLLÉ, P. (1969). — *Sédimentation du quaternaire sur le bord nord de l'anticlinal d'Artois*. ASGNO, 89, p. 111-116.
- DRICOT, E. M. (1961). — *Microstratigraphie des argiles de Campine*. BSBGP, 20, p. 113-141.
- DUBOIS, G. (1924). — *Recherches sur les terrains quaternaires du nord de la Flandre*. MSGNO, 8, 356 p.
- DUBOIS, G. (1925). — *Note sur la plaine de la Lys aux environs d'Armentières et observations sur la nature et l'âge de cette plaine*. ASGNO, 50, p. 97-107.

- ERMEL, A. (1934-1935). — Etude de l'évolution hydrographique de l'Escaut et de la Lys. *ASGBE*, 58, p. 239-252.
- FENET, B. (1965). — Observations récentes sur la partie ouest de l'anticlinal du Mélantois. *ASGNO*, 85, p. 241-245.
- FONTAINE, A. (1932). — Le Démer dans le temps et l'espace. *BSBGP*, 42, p. 131-141.
- FOURMARIER, P. (1920). — La tectonique du Brabant et des régions voisines. *MARBS*, 2^e sér., 4.
- FOURMARIER, P. (1954). — La tectonique, in : *Prodrome d'une description géologique de la Belgique* (P. Fourmarier, éd.), p. 609-744. Liège, Vaillant-Carmanne, 1954, 826 p.
- FOURMARIER, P., CHARLIER, C., LEGRAND, R. et LEFÈVRE, M. A. (s. d.). — Tectonique et Séismologie, in : *Atlas de Belgique*, planche 10, Bruxelles, Comité National de Géographie, Commission de l'Atlas, 1950-1972.
- FOURNEAU, R. (1966). — Cartographie géomorphologique de la planchette Braine-le-Compte-Feluy et particularités morphologiques du bassin de la Senne supérieure. *ASGBE*, 89, p. 295-346.
- FOURNEAU, R. (1967). — *Carte géomorphologique de la Belgique à l'échelle 1 : 25 000*. Texte explicatif de la feuille Braine-le-Compte-Feluy. Tongres-Liège, George Michiels, 1967, 23 p.
- FOURNEAU, R. (1973). — La morphologie de l'interfluve Escaut-Sambre au niveau des bassins Senne-Dyle et Piéton. *ASGBE*, 96, p. 565-583.
- GAEMERS, P. A. M. en JANSSEN, A. W. (1972). — Geologische beschrijving van het profiel van de bouwput voor de nieuwe zeesluis te Kallo (België, Prov. Oost-Vlaanderen), en een palaeo-ocologische interpretatie van de verschillende afzettingen. *MWTKG*, 9, p. 23-33.
- GAUTIER, A. (1974). — Fossiele vliegmaden (*Protophormia terraenovae* Robineau-Desvoidy, 1830) in een schedel van de wolharige neushoorn (*Coelodonta antiquitatis*) uit het Onder-Würm te Dendermonde (Oost-Vlaanderen, België). *NAWET*, 56, p. 76-84.
- GAUTIER, A. and SCHUMANN, H. (1973). — Puparia of the subarctic or black blowfly *Protophormia terraenovae* (Robineau-Desvoidy, 1830) in a skull of a Late Eemian (?) Bison at Zemst Brabant (Belgium). *PPPAL*, 14, p. 119-125.
- GEETS, S. (1962). — Stratigrafische positie van het Poederliaan in de Antwerpse Kempen. *NAWET*, 44, p. 143-152.
- GEYS, J. F. (1972). — Sedimentologie van de Zanden van Neeroeteren. *NAWET*, 54, p. 128-138.
- GOSSELET, J. (1876). — Esquisse géologique du département du Nord et des contrées voisines. 2 fasc. : Terrains secondaires et tertiaires. *BSDNO*, 1876.
- GOSSELET, J. (1878). — Note sur les sablières d'Arques, près de Saint-Omer. *ASGNO*, 5, p. 217.
- GOSSELET, J. (1882). — Sur les collines de Cassel. *ASGNO*, 10, p. 207-237.
- GOSSELET, J. (1883). — *Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées avoisinantes*. 3 fasc. : Terrains tertiaires. Lille, Liégeois-Six, 1883, p. 332-340.
- GOSSELET, J. (1894). — Cours de Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique. IV. Plaine de la Lys, Pays de Weppes, Pays de Ferrain, Pays de Courtrai. *ASGNO*, 22, p. 38-53.
- GOSSELET, J. (1895). — Cours de Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique. V. Le Mélantois. *ASGNO*, 23, p. 88-103.
- GOSSELET, J. (1904). — Coupe du canal de dérivation autour de Douai. Superposition des vallées actuelles à des vallons de la surface crayeuse. *ASGNO*, 33, p. 82-89.
- GOSSELET, J. (1906). — Observations au sujet de quelques sondages aux environs d'Armentières. *ASGNO*, 35, p. 4-7.
- GOSSELET, J. (1913). — Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer. Cantons de Saint-Omer, N. et S., Aire, Norrent-Fontes (avec partie sur feuille d'Arras). *ASGNO*, 42, p. 45-83.
- GOSSELET, J. (1914). — Notes d'excursion sur la feuille de Saint-Omer. *ASGNO*, 43, p. 99-161.
- GOSSELET, J. (1920a). — La plaine de la Lys. *ASGNO*, 45, p. 146-166.
- GOSSELET, J. (1920b). — Le Diluvium des hauteurs dans la Flandre et sur les parties voisines de l'Artois. *ASGNO*, 45, p. 35-54.
- GOSSELET, J. (1921). — Les alluvions quaternaires de la vallée de l'Escaut d'après les sondages. *ASGNO*, 46, p. 170-193.
- GOSSELET, J., DOLLE, L. et PRUVOST, P. (1910). — Le Diestien dans le Pays de Liques. *ASGNO*, 39, p. 166-175.

- GOUT, R. (1965). — Tunnelput Zelzate. Enige zaden. *MWTKG*, 2, p. 24.
- GREGUSS, P. et VAN HOORNE, R. (1961). — Etude paléobotanique des Argiles de la Campine à Saint-Léonard. *BIRSN*, 37 (33), p. 1-33.
- GREINDL (Baron) (1904). — Quelques objections théoriques à l'hypothèse d'une superposition du réseau hydrographique de la Belgique à un réseau de failles. *BSBGP*, 18, p. 98-108.
- GULINCK, M. (1956). — Geologisch profiel langs de Vaart Gent-Terneuzen. *ARSGB*, Bruxelles, 1 fig.
- GULINCK, M. (1957). — Coupe géologique suivant l'axe du « Grote Ring » autour d'Anvers. *BSBGP*, 66, p. 376-381.
- GULINCK, M. (1960a). — Observations sur la faille du Démer. *BSBGP*, 69, p. 40-41.
- GULINCK, M. (1960b). — Un gisement de kiezeloolithes à Lichtaart (Campine). Comparaison avec les cailloutis à Kiezeloolithes des collines flamandes. *BSBGP*, 69, p. 191-210.
- GULINCK, M. (1962). — Essai d'une carte géologique de la Campine. Etat de nos connaissances sur la nature des terrains néogènes recoupés par sondages. *MSBGP*, 6, p. 30-39.
- GULINCK, M. (1963). — *Excursion M-N. Sédiments littoraux arénacés de l'Oligocène et de l'Eocène inférieur*. Faciès de passage aux formations continentales avec phénomènes de slumping. Dépôts lacustres oligocènes. Sixième Congrès intern. de Sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, 1963, s. I., 30 p.
- GULINCK, M. et LEGRAND, R. (1970). — Notice explicative de la carte hydrogéologique au 50 000^e du Tournais (nappe du Calcaire Carbonifère). *MECGB*, 12, 11 p.
- GULINCK, M., MARUN, V. en PAEPE, R. (1970). — Hydrogeologische studie van de Scheldevallei tussen Avelgem en Waardamme. *PPSGB*, 1970 (2), 35 p.
- GULINCK, M. et MARUN, V. (1971). — Reconnaissance hydrogéologique du Bruxellien du Bassin de la Dyle en amont de Wavre. *PPSGB*, 1971 (6), 18 p.
- GULLENTOPS, F. (1954). — Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes au relief en Belgique. *MIGUL*, 18, 162 p.
- GULLENTOPS, F. (1957a). — L'origine des collines du Hageland. *BSBGP*, 66, p. 81-85.
- GULLENTOPS, F. (1957b). — Quelques phénomènes géomorphologiques depuis le Pléni-Würm. *BSBGP*, 66, p. 86-95.
- GULLENTOPS, F. (1963). — *Excursion O-P. Etude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans le Nord et l'Est de la Belgique*. Sixième Congrès intern. de Sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, 1963, s. I., 20 p.
- GULLENTOPS, F. (1964). — Algemene geologische probleemstelling van het Antwerpse havengebied, in : *Verslagboek van het Vierde Internationale Havenkongres*, p. 3-5. Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- GULLENTOPS, F., HARDEMAN, F., LORENT, J. en MIJS, M. (1969). — Hydrografie, in : *Atlas van België*, blad 15, Brussel, Nationaal Comité voor Geografie, 1969.
- GULLENTOPS, F., MULLENDERS, W. et COREMANS, M. (1966). — Etude de la plaine alluviale du Kaatsbeek à Diepenbeek (Limbourg belge). *AGLOV*, 4, p. 141-150.
- GULLENTOPS, F. en PAULISSEN, E. (1971). — Kwartair afzettingen in de omgeving van Hasselt. *DCNRG*, 11, p. 7-14.
- HACQUAERT, A. et TAVERNIER, R. (1947). — Excursions géologiques en Campine sous la direction des professeurs A. Hacquaert et R. Tavernier, in : *La Géologie des Terrains récents dans l'ouest de l'Europe*, p. 452-478. Bruxelles, M. Hayez, 1947.
- HACQUAERT, N. (1963). — Pollen-analytische studie van een boring te Arendonk. *NAWET*, 45, p. 127-136.
- HAESAERTS, P. (1973). — *Contribution à la stratigraphie des dépôts du Pléistocène supérieur du Bassin de la Haine*. VUB, TD, 335 p.
- HALET, F. (1922a). — Sur la présence à Merxplas du gravier à Kieseloolithes et des sables blancs dits « de Moll ». *BSBGP*, 30, p. 128-132.
- HALET, F. (1922b). — La géologie tertiaire de la Campine anversoise et limbourgeoise. *BSBGP*, 30, p. 142-153.
- HALET, F. (1924). — Le quaternaire dans le Nord de la Flandre belge. *BSBGP*, 32, p. 152-162.
- HALET, F. (1925). — Les failles de la région du Haut-Démer. *BSBGP*, 35, p. 120-148.
- HALET, F. (1930). — Constitution géologique de la vallée de la Senne entre Neder-over-Heembeek et Vilvoorde. *BSBGP*, 40, p. 84-100.
- HALET, F. (1931). — Coupe géologique des terrains qui traversent le grand tunnel sous l'Escaut à Anvers. *BSBGP*, 41, p. 169-179.
- HALET, F. (1933a). — Sur la présence de couches à *Corbicula fluminalis* Müller aux environs de Saint-Denis-Westrem. *BSBGP*, 43, p. 111-116.

- HALET, F. (1933b). — Observations nouvelles sur l'âge des dépôts dits amsteliens de la partie septentrionale de la Campine anversoise. *BSBGP*, 43, p. 394-409.
- HALET, F. (1934). — Coupe d'une fouille exécutée dans l'axe du canal Albert, près de Grobbendonk. *BSBGP*, 44, p. 42-45.
- HALET, F. (1936). — La géologie de la vallée du Rupel entre Willebroek et Boom. *BSBGP*, 46, p. 190-194.
- HALET, F. (1937a). — La géologie de la vallée de l'Escaut à Tamise. *BSBGP*, 47, p. 356-362.
- HALET, F. (1937b). — Découverte d'une molaire de *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach dans le Pléistocène de la vallée de la Trouille, près de Givry. *BSBGP*, 47, p. 80-82.
- HALET, F. (1938a). — Note sur les formations pléistocènes et néogènes des environs de Grobbendonk. *BSBGP*, 48, p. 567-576.
- HALET, F. (1938b). — Sur la présence de *Corbicula fluminalis* près de Templeuve. *BSBGP*, 43, p. 577-578.
- HALET, F. (1939). — Sur la présence de *Corbicula fluminalis* dans le Pléistocène des environs d'Escanaffles. *BSBGP*, 44, p. 233-234.
- HALET, F. (1945). — Les formations néogènes au nord et à l'est de la ville d'Anvers. *BSBGP*, 45, p. 94-103.
- HALET, F. et LEJEUNE DE SCHIERVEL, Ch. (1905). — Etude géologique avec coupe résultant des sondages effectués à travers la vallée de la Senne. *BSBGP*, 19, p. 365-373.
- HALET, F. et DARTEVELLE, F. (1944). — Observations sur le Quaternaire de Lessines. *BSBGP*, 53, p. 174-177.
- HALET, F., TAVERNIER, R. et GULINCK, M. (s. d.). — Ringvaart om Gent. Algemeen geologisch Profiel. *ARSGB*, Bruxelles, s. d., 1 fig.
- HALLEZ, D. (1919). — Le Quaternaire dans le Bassin de la Haine. *BSBGP*, 29, p. 202-206.
- HOTYAT-MAYNE, A. (1959). — Contribution à la géomorphologie de l'abrupt, limite occidentale du Bruxellien s.s. *BSRBG*, 83, p. 187-249.
- HOUSSEAU, J. (1854). — *Essai d'une géographie physique de la Belgique*. Bruxelles, 1854.
- JANSSEN, A. W. (1964). — De E3 Scheldetunnel. *MWTKG*, 1, p. 50.
- JANSSEN, A. W. (1965). — Mollusca uit de pleistocene ontsluiting van Zelzate. *MWTKG*, 2, p. 24-37.
- JUNGELS, P. (1968). — Sondages en Hesbaye. *PPSGB*, 1968 (15), 20 p.
- KEERIS, H. (1961). — Bijdrage tot de studie van de morfologie van de vallei van de Opper-Schelde. *NAWET*, 43, p. 77-81.
- KNAEPEN, R. (1954). — *Bijdrage tot de morphologische kennis van het Dallandschap van Dender en Zenne*. RUG, TL, 67 p.
- LADRIÈRE, J. (1883). — Le terrain quaternaire du Fort du Vert-Galant, comparé à celui des régions voisines. *ASGNO*, 10, p. 86-89.
- LADRIÈRE, J. (1890). — Note pour l'étude du terrain quaternaire de la vallée de la Deûle. *ASGNO*, 18, p. 203-204.
- LADRIÈRE, J. (1896). — Le terrain quaternaire des environs de Douai. *ASGNO*, 24, p. 54-68.
- LAGA, P. G. (1971). — De neogene afzettingen van het Waasland (kb. Beveren-Waas). *PPSGB*, 1971 (7), 11 p.
- LEFÈVRE, M. A. (1925). — Un aspect de la topographie des environs de Louvain. *MSGBE*, 2, p. 145-148.
- LEFÈVRE, M. A. (1931). — Le problème de l'origine du réseau hydrographique de l'Escaut. *SOBEG*, 1, p. 27-32.
- LEFÈVRE, M. A. (1941). — L'hypothèse tectonique dans l'interprétation de l'origine du réseau fluvial de la Belgique. *SOBEG*, 10-11, p. 3-32.
- LEGRAND, R. (1950). — Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique. *BSBGP*, 59, p. 31-41.
- LEGRAND, R. (1968). — Le Massif de Brabant. *MECGM*, 9, 148 p.
- LEGRAND, R. et TAVERNIER, R. (1948). — Modernisation du canal de Bruxelles à Charleroi. Etude géologique. *BSBGP*, 57, p. 249-279.
- LEQUEUX, A. (1934). — Les alluvions de l'Escaut et de la Scarpe d'après de nouveaux sondages. *ASGNO*, 57, p. 108.
- LERICHE, M. (1912). — *Livret-guide des excursions géologiques organisées par l'Université de Bruxelles*. Fasc. 10, Bruxelles, Université, 1912.
- LERICHE, M. (1921). — Monographie géologique des collines de la Flandre française et de la province belge de la Flandre Occidentale. *MSECG*, 1921.

- LERICHE, M. (1927). — Quelques observations géologiques nouvelles dans la vallée de la Senne aux environs de Lembecq (Brabant). 1. Le méandre de la Senne à Lembecq. 2. Le Landénien marin dans la région de Lembecq. 3. La terrasse de Lembecq. *BSBGP*, 37, p. 111-116.
- LERICHE, M. (†), BONTE, A., DELATTRE, C. et CELET, P. (1963). — Carte géologique de France au 1 : 80 000. Feuille 13 (Cambrai), 3^e édition. *Notice explicative*, s. l., s. d. (1963), 6 p.
- LERICHE, M. (†) et PRUVOST, P. (1969). — Carte géologique de France au 1 : 80 000. Feuille 8 (Douai), 3^e édition. *Notice explicative*, s. l., 1969, 16 p.
- LORIE, J. (1895). — Les métamorphoses de l'Escaut et de la Meuse. *BSBGP*, 9, p. 50-77.
- LORIE, J. (1910). — Le diluvium de l'Escaut. *BSBGP*, 24, p. 335-413.
- LOUIS, A. (1960). — Bodemkundige excursie in de noordelijke Denderstreek 8 oktober 1960. *Pedol.*, 10, p. 218-227.
- LOUIS, A. (1961). — Bodemkaart van België (R. Tavernier, ed.). *Verklarende tekst bij het kaartblad Aalst (71E)*. Gent, Centrum voor Bodemkartering, 1961, 86 p.
- MAARLEVELD, G. C. (1956). — *Grindhoudende Midden-Pleistocene sedimenten. Het onderzoek van deze afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden*. Maastricht, 1956. Mededel. Stichting Bodemkartering, 105 p.
- MACAR, P. (1938). — Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *ASGBE*, 69, p. 187-217.
- MACAR, P. (1945). — La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiée et l'origine des graviers dits « ONX » des Hautes Fagnes. *BSBGP*, 54, p. 214-253.
- MACAR, P. (1946). — Phénomènes géologiques actuels. *ASGBE*, 69, p. 226-247.
- MACAR, P. (1954). — Les terrasses fluviales et la Haute Belgique au Quaternaire, in : *Pro-drome d'une description géologique de la Belgique*, p. 591-606. Liège, Vaillant-Carmanne, 1954, 826 p.
- MALAISE, C. (1909). — Sur les roches cambriennes rencontrées à Hofstade. *BSBGP*, 23, p. 244-245.
- MARÉCHAL, R., DE MOOR, G. et VERMEIRE, R. (1961). — *Geologie van het surveygebied. Survey voor het Gentse, het Land van Waas en de Vlaamse Ardennen*. Gent, RUG, GI, 1961, 53 p.
- MARÉCHAL, R. et DE MOOR, G. (1964). — *Bodemkundig-Geografische Excursie*, 25 mei 1964-29 mei 1964. RUG, GI, 1964, 10 p.
- MARÉCHAL, R., DE MOOR, G., DE BREUCK, W. et VERHEYE, W. (1964). — *Geologie. Survey voor het streekplan West-Vlaanderen*. Gent, RUG, GI, 1964, 54 p.
- MARÉCHAL, R., DE BREUCK, W. et DE MOOR, G. (1969). — Application de la prospection géo-électrique dans la cartographie du Quaternaire en Flandre. *BSBGP*, 78, p. 31-38.
- MARÉCHAL, R. et TAVERNIER, R. (1970). — Pedologie. Bodemassociaties, in : *Atlas van België*, blad 11b. Brussel, Nationaal Comité voor Geografie, 1970.
- MARLIÈRE, R. (1935). — Les affaissements du sol dans la vallée de la Haine. *PAAIM*, 5, p. 61-71.
- MARLIÈRE, R. (1964). — *Texte explicatif de la Feuille Jurbise-Obourg (140)*. Carte géologique de la Belgique à l'échelle 1 : 25 000. Bruxelles, Hayez, 1964, 33 p.
- MARLIÈRE, R. (1967). — *Texte explicatif de la Feuille Mons-Givry (151)*. Carte géologique de la Belgique à l'échelle 1 : 25 000. Bruxelles, Hayez, 1967, 71 p.
- MEIJER, T. (1969). — *Theodoxus danubialis* uit de Vlaamse Vallei te Zelzate (België). *MWTKG*, 6, p. 53-54.
- MEYER, A. et LEGRAND, R. (1945). — Sur un galet erratique de syénite à la base du quaternaire du Brabant. *BSBGP*, 54, p. 46-51.
- MILS, M. (1970). — De landschapsgeschiedenis van de Scheldepolders. *DCNRG*, 10, p. B1-111.
- MILS, M. (1973). — De geomorfologische ontwikkeling van de Noorderkempen en de Scheldepolders. Kaartblad Essen-Kapellen en omgeving. *DCNRG*, 13, p. A1-56, C1-182, D1-5.
- MOORKENS, T. L. (1969). — *Excursions in some temporary outcrops of the neogene succession of Antwerp*. 1966-1969, RUG, GI, 1969, 45 p.
- MOREAU, M. L. (1938). — Le cône alluvial de la Senne. *BSRBG*, 62, p. 125-129.
- MORREN, J. A. (1831). — *Revue systématique des nouvelles découvertes d'ossements fossiles faites dans le Brabant méridional*. Gand, De Goesin-Verhaeghe, 1831, 46 p.
- MORREN, C. (1834). — *Mémoire sur les ossements fossiles d'éléphants trouvés en Belgique*. Gand, Vanderhaeghen, 1834, 23 p.

- MOURLON, M. (1893). — In : *Dossier, Feuille Termonde*. Bruxelles, ARSGB.
- MOURLON, M. (1906). — Compte rendu de l'excursion géologique aux environs de Bruxelles dans la région faillée de Forest-Uccle. *BSBGP*, 20, p. 45-59.
- MOURLON, M. (1908). — Sur la découverte de l'*Elephas antiquus* au Kattepoel, à Schaerbeek-lez-Bruxelles, dans un dépôt rapporté au Quaternaire Moséen. *BSBGP*, 22, p. 322-333.
- MOURLON, M. (1909). — Découverte d'un dépôt quaternaire campinien avec faune du Mammoth et débris végétaux, dans les profonds déblais d'Hofstade, à l'est de Sempst (Brabant belge). *BARBS*, 4, p. 427-434.
- MOYERSOENS, J. et DE PLOEY, J. (1969). — Het Land van Waas, een paracuesta. *AGLOV*, 7, p. 105-112.
- MULLENDERS, W. et COREMANS, M. (1961). — Recherches palynologiques dans la vallée de la Grande Nèthe à Geel (Campine belge). *BSRBB*, 93, p. 131-136.
- MULLENDERS, W. et COREMANS, M. (1965). — Recherches palynologiques à la tourbière « De Moeren » à Postel. *AGLOV*, 3, p. 303-336.
- MULLENDERS, W., GULLENTOPS, F. et COREMANS, M. (1966a). — Les sédiments de la transition « Eemien-Würm » à Oevel, Campine belge. *AGLOV*, 4, p. 57-67.
- MULLENDERS, W., GULLENTOPS, F., LORENT, J., COREMANS, M. et GILOT, E. (1966b). — Le remblaiement de la vallée de la Nethen. *AGLOV*, 4, p. 169-181.
- MUNAUT, A. V. et PAULISSEN, E. (1973). — Evolution et paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique). *ASGBE*, 96, p. 301-346.
- NOLF, D. (1968). — Een ontsluiting in holocene Schelde-afzettingen te Esquelmes (Doornik). *MWTKG*, 5, p. 51-53.
- NOLF, D. (1973). — Mollusken uit het marien Kwartair te Meetkerke (West-Vlaanderen, België). *NAWET*, 55, p. 97-120.
- OESTREICH, K. (1942). — Bodemreliëf en riviernet van België als gevolg van jonge tektoniek. *TKNAG*, 59, p. 371-410.
- ORTLIEB, J. (1882). — Compte rendu de l'excursion de la société au Mont-des-Chats et aux collines environnantes (idées de Delvaux et Gosselet). *ASGNO*, 9, p. 181-211.
- PAEPE, R. (1963). — *Bouw en oorsprong van de vlakte van de Leie*. RUG, TD, 225 p.
- PAEPE, R. (1964). — De mariene afzettingen in het Antwerpse havengebied, in : *Verlagboek van het Vierde Internationaal Havenkongres*, p. 5-6. Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- PAEPE, R. (1965a). — Evolution morphologique de la plaine de la Lys et des Monts de Flandre. *BSBGP*, 74, p. 1-18.
- PAEPE, R. (1965b). — On the presence of *Tapes senescens* in some borings in the coastal plain and the Flemish Valley of Belgium. *BSBGP*, 74, p. 249-255.
- PAEPE, R. (1970a). — Autosnelweg Brussel-Luik. Boringen en Geologisch Profiel. Kaartblad Erps-Kwerps. *PPSGB*, 1970 (6), 39 p.
- PAEPE, R. (1970b). — Autosnelweg Brussel-Luik. Geologisch Profiel. Kaartblad Leuven. *PPSGB*, 1970 (7), 28 p.
- PAEPE, R. (1971a). — Autosnelweg Brugge-Calais. *PPSGB*, 1971, 59 p.
- PAEPE, R. (1971b). — De nieuwe sluis van Zemst. Geologische waarnemingen en interpretaties. 2. Geologie van het site der sluis van Zemst. *Excavator*, 1971, p. 53-61.
- PAEPE, R. (1972). — An outcrop of Eemian Wadden Deposits at Meetkerke (Belgian Coastal Plain). *PPSGB*, 1972, 9 p.
- PAEPE, R. et LOUIS, A. (1961). — Invloed van de niveo-fluviale afzettingen op de bodemtextuur in de zandleemstreek. *Pedol.*, 11, p. 49-60.
- PAEPE, R. et VAN HOORNE, R. (1967). — The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *MECGM*, 8, 96 p.
- PAEPE, R., SOMME, J., THOREZ, J. et VAN HOORNE, R. (1970a). — Quaternary Research Association. *Guidebook to the excursion in Belgium 18-23 September 1970*. Brussels, Geol. Survey Belgium, 1970, 32+13 p.
- PAEPE, R. et VAN HOORNE, R. (1970b). — Stratigraphical position of periglacial phenomena in the Campine Clay of Belgium, based on paleobotanical analysis and paleomagnetic dating. *BSBGP*, 79, p. 201-211.
- PAEPE, R., VAN HOORNE, R. et DERAYMAEKER, D. (1972). — Eemian sediments near Bruges (Belgian coastal plain). *PPSGB*, 1972, 13 p.
- PAULISSEN, E. (1973). — De morfologie en de Kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. *VKABW*, 1973, 127, 266 p.
- POMEROL, Ch. (1968). — Progrès récents dans la connaissance des formations tertiaires du bassin de Paris. *BSGFR*, (7), X, p. 5-12.

- PONTIER, G. (1914). — Etude sur l'*Elephas primigenius* de la vallée de l'Aa. *ASGNO*, 43, p. 30-89.
- POPPE, W. (1932a). — Geomorfologische bouw van Brugge's omgeving. *NAWET*, 14, p. 203-208.
- POPPE, W. (1932b). — Morphologische studie van het Sennette Dal. *SOBEG*, 2, p. 74-91.
- RUTOT, A. (1879a). — Compte rendu, au point de vue paléontologique, de l'excursion de la Société Malacologique de Belgique aux environs de Renaix en 1879. *ASRZB*, 14, p. 7-17.
- RUTOT, A. (1879b). — Les origines du quaternaire de la Belgique. *BSBGP*, 11, p. M1-140.
- RUTOT, A. (1882). — Note sur des observations nouvelles faites aux environs de Bruxelles, de Castre et Renaix. *ASRZB*, 17, p. 158-163.
- RUTOT, A. (1899). — Creusement de la vallée de la Lys. *BSBGP*, 13, p. 94-101.
- RUTOT, A. (1901a). — Sur la formation des champs ou tapis de silex ayant fourni aux populations primitives la matière première des instruments et outils, constituant leurs industries. *BSBGP*, 15, p. M61-98.
- RUTOT, A. (1901b). — La question de la diversité des faciès caillouteux quaternaires dans la vallée de la Senne. *BSBGP*, 15, p. 211-212.
- RUTOT, A. (1903). — Quelques découvertes paléontologiques nouvelles. I. Découverte d'une molaire d'*Elephas antiquus* dans les travaux maritimes de Bruxelles et de Laeken. *BSBGP*, 17, p. 189-193.
- RUTOT, A. (1904). — Sur l'absence de faille dans la vallée de la Senne et sur quelques questions relatives à l'échelle stratigraphique du Panisélien. *BSBGP*, 18, p. 178-182.
- RUTOT, A. (1909a). — Note préliminaire sur la coupe des terrains quaternaires à Hofstade. *BSBGP*, 23, p. 235-243.
- RUTOT, A. (1909b). — Nouvelles observations dans les couches quaternaires à Hofstade. *BSBGP*, 23, p. 338-347.
- RUTOT, A. (1910). — Sur la découverte de *Corbicula fluminalis* à Hofstade. *BARBS*, 7, p. 163-169.
- RUTOT, A. (1911). — Observations relatives à l'excursion du lundi 26 septembre dans les dépôts éocènes et oligocènes des environs de Tervuren. *BSBGP*, 25, p. 283-288.
- RUTOT, A. (1919). — Le Quaternaire de la Belgique et la classification de V. Commont pour les couches quaternaires du nord de la France. *BSBGP*, 29, p. 151-196.
- RUTOT, A. (1920). — La géologie de la région comprise entre Godarville et Gouy-lez-Piéton. *BSBGP*, 30, p. 41-44.
- RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, M. E. (1884a). — *Explication de la feuille de Landen*. Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Service de la Carte géologique du Royaume. Bruxelles, F. Hayez, 1884, 122 p.
- RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, M. E. (1884b). — *Explication de la feuille de Heers*. Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Service de la Carte géologique du Royaume. Bruxelles, F. Hayez, 1884, 136 p.
- RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, M. E. (1884c). — *Explication de la feuille de Saint-Trond*. Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Service de la Carte géologique du Royaume. Bruxelles, F. Hayez, 1884, 103 p.
- SCHELLING, J. (1951). — Een bodemkartering van Noord-Limburg, in : *De bodemkartering van Nederland*, deel X. Wageningen, 1951, Stichting voor Bodemkartering, 139 p.
- SIMOENS, G. (1904). — Quelques considérations sur la tectonique de la vallée de la Senne. *BSBGP*, 18, p. 151-160.
- SIMOENS, G. (1905). — Deuxième note sur la tectonique de la vallée de la Senne. *BSBGP*, 19, p. 20-41.
- SNACKEN, F. (1964). — De ontwikkeling van het Scheldepolderlandschap, in : *Verslagboek Vierde Internationaal Havencongres*, p. 9-14. Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- SOMMÉ, J. (1967). — Tectonique récente dans la région de Lille : pays de Weppes et Mélan-tois Occidental. *RGDYN*, 17, p. 55-65.
- SOMMÉ, J. (1968). — Coupe dans le Quaternaire récent de la vallée de la Deûle près de Lille. *BAFEQ*, 1968, p. 89-99.
- SOMMÉ, J. (1969). — Introduction à la géomorphologie du Nord de la France. *ASGNO*, 89, p. 103-110.
- SOMMÉ, J. (1974). — *Excursion géomorphologique dans la région du Nord de la France*. Journées géographiques de Lille de 1974, Lille, Université des Sciences et Techniques, 1974, 32 p.

- STERLING, A. (1964). — Oude geulen in de polders ten noorden van Antwerpen, in : *Verslagboek van het Vierde Internationaal Havenkongres*, p. 15-27, Antwerpen, Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging, 1964, 32 p.
- STEVENS, Ch. (1921). — Remarques sur la morphologie du Bassin supérieur de la Dyle. *BSBGP*, 31, p. 44-51.
- STEVENS, Ch. (1931). — La morphologie du Hageland et le centre de dépression de Haelen-Schuelen. *ASSBR*, 51, p. 192-200.
- STEVENS, Ch. (1932a). — Les caractères géométriques des captures du Hageland. *ASSBR*, 52, p. 66-70.
- STEVENS, Ch. (1932b). — Le bassin hydrographique de la Gette. *ASSBR*, 52, p. 70-77.
- STEVENS, Ch. (1932c). — Anticlinaux séniles et anticlinaux rajeunis, leurs caractères morphologiques. *BSBGP*, 42, p. 146-149.
- STEVENS, Ch. (1933). — L'âge du réseau hydrographique belge. Le tectonique plio-pléistocène en Belgique. *ASSBR*, 53, p. 249-270.
- STEVENS, Ch. (1934). — Le Démer transséquent. *BSBGP*, 44, p. 320-331.
- STEVENS, Ch. (1936-1937). — Le relief du socle primaire du bassin de la Haine. *ASGBE*, 60, p. 123-131.
- STEVENS, Ch. (1938a). — Le relief de la Belgique. *MIGUL*, 12, p. 33-429.
- STEVENS, Ch. (1938b). — La vallée de la Dendre orientale est-elle une vallée synclinale ? *ASSBR*, 58, p. 68-72.
- STEVENS, Ch. (1939). — La dépression de l'Escaut. *BSBGP*, 49, p. 57-62.
- STEVENS, Ch. (1941). — L'origine de l'Escaut de Gand à Termonde. *BSRBG*, 65, p. 35-48.
- STEVENS, Ch. (1945). — Les déformations actuelles du sol dans la vallée de la Haine. *BSBGP*, 54, p. 152-155.
- STEVENS, Ch. (1945-1946). — Le problème des Kieseloolithes. *BSBGP*, 54, p. 52-68.
- STEVENS, Ch. (1949). — Quelques aspects morphologiques de la Vallée de la Haine. *ASGNO*, 69, p. 224.
- STOCKMANS, F. (1943). — Les lignites icéniens de Mol (Belgique). *BMRHN*, 19 (50), 266 p.
- TAVERNIER, R. (1935). — Bijdrage tot de kennis van de Blandinusberg te Gent. *NAWET*, 17, p. 204-212.
- TAVERNIER, R. (1936). — Het Paniseliaan van Loo-ten-Hulle. *NAWET*, 18, p. 6-8.
- TAVERNIER, R. (1937). — Bijdrage tot de geologie van de stad Gent. *NAWET*, 19, p. 149-161.
- TAVERNIER, R. (1942). — L'âge des argiles de la Campine. *BSBGP*, 51, p. 193-209.
- TAVERNIER, R. (1946). — L'évolution du Bas-Escaut au Pléistocène supérieur. *BSBGP*, 55, p. 106-125.
- TAVERNIER, R. (1948). — Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *BSBGP*, 57, p. 609-641.
- TAVERNIER, R. (1949). — Compte rendu de l'excursion du 5 novembre 1949 aux travaux de creusement du « Sifferdok » à Gand. *BSBGP*, 58, p. 383-388.
- TAVERNIER, R. (1954). — Le Quaternaire, in : *Prodrome d'une description géologique de la Belgique* (Fourmarier, P., éd.), p. 565-589. Liège, Vaillant-Carmanne, 1954, 826 p.
- TAVERNIER, R., AMERYCKX, J., SNACKEN, F. en FARASIJN, D. (1970). — Kust, Duinen, Polders, in : *Atlas van België*, blad 17, 32 p. Brussel : Nationaal Comité voor Geografie, 1970.
- TAVERNIER, R., DE BREUCK, W. en DE MOOR, G. (1967). — Geo-elektrisch onderzoek in de omgeving van Lessines. *MKABW*, 29 (11), 64 p.
- TAVERNIER, R. en DE MOOR, G. (1969). — *Paleomorfologisch kader en kwartaire afzettingen in Binnen-Vlaanderen*. BELQUA Excursie van 14 juni 1969. RUG, GI, 1969, 8 p.
- TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J. (1957). — Chronologie du Pléistocène supérieur, plus particulièrement en Belgique. *GMIJN*, 7, p. 306-309.
- TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J. (1962a). — Introduction au Néogène de la Belgique. *MSBGP*, 6, p. 7-30.
- TAVERNIER, R. en DE HEINZELIN, J. (1962b). — De Cardium-lagen van West-Vlaanderen. *NAWET*, 44, p. 49-58.
- TAVERNIER, R., EDELMAN, C. H. et SNACKEN, F. (1949). — Compte rendu des excursions. Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tenue du 25 au 28 septembre 1949 à Anvers et aux Pays-Bas. *BSBGP*, 58, p. 299-350.

- TAVERNIER, R. et GULINCK, M. (1949). — Compte rendu de l'excursion du 10 décembre 1949 aux travaux de terrassement du nouveau port pétrolier d'Anvers. *BSBGP*, 58, p. 389-399.
- TAVERNIER, R. et HACQUAERT, A. (1939). — Compte rendu de l'excursion du 5 août 1939 aux travaux de rectification du canal à Aalter. *BSBGP*, 49, p. 327-329.
- TAVERNIER, R. en HACQUAERT, A. (1940). — Kryoturbate verschijnselen in Oost-Vlaanderen. *NAWET*, 22, p. 153-158.
- TAVERNIER, R. et LEGRAND, R. (1948). — Modernisation du canal de Bruxelles à Charleroi. Etude géologique. *BSBGP*, 57, p. 249-279.
- TEILHARD DE CHARDIN, P. et PIVETEAU, S. (1932). — Nouvelle étude sur le *Cervus ertborni* Dub des Argiles de la Campine. *BMRHN*, 8 (5), p. 1-12.
- T'JONCK, G. (1954). — Bijdrage tot de kennis van de vlakte van de Leie te Ploegsteert. *NAWET*, 35, p. 97-101.
- VALCKE, E. (1966). — *Stormvloed en op de Schelde*. Antwerpen, Waterbouwkundig Laboratorium Borgerhout, Rapport.
- VANDENBERGHE, J. (1973). — *Geomorfologie van de Zuiderkempen*. Deel I : De geomorfologische studie. KUL, TD, 1973, 209 p.
- VANDENBERGHE, J., VANDENBERGHE, N. and GULLENTOPS, F. (1974). — Late pleistocene and holocene in the neighbourhood of Brugge. *MKABW*, 36 (3), 77 p.
- VAN DEN BOSCH, M. (1965). — Tunnelput Zelzate. De geologische gesteldheid. *MWTKG*, 2, p. 16-23.
- VAN DEN BROECK, M. E. (1893). — Coup d'œil synthétique sur l'Oligocène belge et observations sur le Tongrien supérieur du Brabant. *BSBGP*, 7, p. 208-302.
- VAN DEN BROECK, M. E. (1901). — Les grès erratiques du sud du Démer et dans la région de la Herck. *BSBGP*, 15, p. 627-631.
- VAN DEN BROECK, M. E. et RUTOT, A. (1883). — *Explication de la feuille de Bilsen*. Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Service de la Carte géologique du Royaume. Bruxelles, F. Hayez, 1883, 212 p.
- VAN DE POEL, B. (1933). — Indices d'un phénomène de capture à Tongres. *ASSBR*, 52, p. 44-51.
- VAN DE POEL, B. (1937). — Le centre de dépression de Haelen-Schulen. *BSRBG*, 61, p. 258-269.
- VANDERVEE, P. J. (1953). — Het Land van Waas als oudheidkundig landschap. *AOKLW*, 59, p. 1-112.
- VAN DE WIELE, C. (1911). — Evolution du système fluvial de la Moyenne et de la Basse Belgique. *BSBGP*, 25, p. 192-242.
- VAN DORSSER, H. (1956). — *Het landschap van Westelijk Noord-Brabant*. Middelharnis, Flakkeesche Drukkerij, 1956.
- VAN ERTBORN, O. (1907). — Révision de l'échelle du Pléistocène de la Belgique. *BSBGP*, 21, p. 193-195.
- VAN ESBROECK, E. (1933). — Paradoxes morphologiques dans la région malinoise. *BSBGP*, 43, p. 155-160.
- VAN ESBROECK, G. (1935). — Mouvements tectoniques récents le long de la Basse-Senne et de la Basse-Dyle. *BSBGP*, 45, p. 166-180.
- VAN HOORNE, R. (1949). — Découverte d'une plante arctique, *Salix herbacea* L., dans le Quaternaire belge. *BIRSN*, 25 (44), 5 p.
- VAN HOORNE, R. (1961). — Evolution du paysage botanique en Belgique depuis le Pliocène jusqu'à l'époque romaine. *AANPB*, 7, p. 30-33.
- VAN HOORNE, R. (1962). — Het interglaciale veen te Lo (België). *NAWET*, 44, p. 58-64.
- VAN HOORNE, R. (1963). — La tourbe fin-Eemien et début-Würm du plateau d'Oevel (Belgique). *BIRSN*, 39, p. 1-7.
- VAN HOORNE, R. (1967). — In : PAEPE, R. et VAN HOORNE, R. (1967).
- VAN HOORNE, R. (1971). — De nieuwe Sluis van Zemst. Geologische waarnemingen en interpretaties. 3. Paleontologische studie. *Excavator*, 1971, p. 81-85.
- VAN MAERCKE-GOTTIGNY, M.-C. (1964). — La géomorphologie de l'Escaut d'Oudenaarde. *AGLOV*, 3, p. 443-473.
- VAN MAERCKE-GOTTIGNY, M.-C. (1967). — De geomorfologische kaart van het Zwalmbecken. *VKABW*, 29 (99), 93 p.
- VAN MAERCKE-GOTTIGNY, M.-C. (1968). — De geomorfologische kaart 30 : 3-4. *DCNRG*, 8, p. 89-96.

- VAN MAERCKE-GOTTIGNY, M.-C. (1969). — De Denderstreek tussen Geeraardsbergen en Denderleeuw. *DCNRG*, 9, p. 26-28.
- VAN MAERCKE-GOTTIGNY, M.-C. et ARNOULD-DE BONTRIDDER, D. (1969). — Influence de la nappe phréatique sur l'organisation et la genèse des vallées. *AGLOV*, 7, p. 249-263.
- VAN OVERLOOP, E. (1889). — Les origines du bassin supérieur de l'Escaut. *BSBGP*, 3, p. 211-214.
- VAN OVERLOOP, E. (1895). — Quelques mots de rappel au sujet de l'hydrographie du Bassin de l'Escaut. *BSBGP*, 9, p. 71-76.
- VAN RUMMELEN, F. F. F. E. (1965). — *Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1 : 50 000*. Blad Zeeuws-Vlaanderen West en Oost. Haarlem, Geol. Stichting, Afd. Geol. Dienst, 1965, 79 p.
- VAN RUMMELEN, F. F. F. E. (1972). — *Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1 : 50 000*. Blad Walcheren. Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 1972, 120 p.
- VAN SCHEPDAEL, J. (1934). — Esquisse raisonnée de la géologie, paléontologie, préhistoire des environs de Hal. *GGOKH*, 7, p. 207-276.
- VAN SCHEPDAEL, J. (1962). — *Profil géologique dans le Primaire des vallées de la Senne et de la Sennette, entre Hal et Ecaussines*. Hal, Chez l'auteur, 1962, 13 p.
- VAN SCHEPDAEL, J. (1974). — Een natuurliefebber kuiert op het wandelpad Teirlinck-De Boeck. *De autotoerist*, 1974, 27, p. 470-475.
- VERBRUGGEN, C. (1971a). — *Postglaciale landschapsgeschiedenis van zandig Vlaanderen. Botanische, ecologische en morfologische aspecten op basis van palynologisch onderzoek*. Gent, RUG, TD, 1971, 440 p.
- VERBRUGGEN, C. (1971b). — La morphogenèse de la Vallée Flamande. Bref aperçu et quelques aspects nouveaux. *Hommes et Terres du Nord, BSGLI*, 1971 (1), p. 61-69.
- VERHEYEN, W. (1961). — *Het gebied van Herzele-Zottegem. Een studie van het fysische milieu*. RUG, TL, 1961, 81 p.
- WALSCHOT, L. (1961). — De pleistocene grindlagen in de Zennevallei. *NAWET*, 41, p. 45-61.
- WALSCHOT, L. (1962a). — Les Terrasses de la Senne. *GEOGR*, 15, p. 3-15.
- WALSCHOT, L. (1962b). — Geologie van de Zennevallei ten zuiden van Brussel. *AANPB*, 8, p. 31-51, 51-91.
- WALSCHOT, L. (1967). — *Morfometrisch onderzoek in het Zennebekken*. RUG, TD, 1967, 244 p.
- WARTEL, S. (1972). — *Sedimentologisch onderzoek van de opbouw van het Schelde Estuarium*. KUL, GI, TD, vol. I, 227 p.
- WATERLOT, G. (1948). — A propos d'affaissements actuels du sol : quelques précisions dans la vallée de la Haine française. *ASGNO*, 68, p. 2-122.
- WATERLOT, G. (1954). — L'importance de la masse de craie solifluée dans la vallée de la Sensée. *ASGNO*, 74, p. 160.
- WATERLOT, G. (1957a). — Le toit des sables landéniens en Flandre dans la région comprise entre Saint-Omer et Lille. *ASGNO*, 77, p. 74-82.
- WATERLOT, G. (1957b). — *Carte géologique de France au 1 : 80 000*. Feuille 4 (Saint-Omer), 3^e édition, notice explicative, s. l., s. d. (1957), 6 p.
- WATERLOT, G. (1960). — La nappe aquifère de la craie dans la vallée de la Haute-Deûle : structure géologique du sous-sol de la vallée. *ASGNO*, 80, p. 329-334.
- WATERLOT, G. (1961). — Géologie et Lithologie, in : *Atlas du nord de la France* (Beaujeu-Garnier, J., éd.). 1961, p. 3/1-3/4.
- WATERLOT, G. (1969). — Aperçu géologique de la région de Lille. *ASGNO*, 89, p. 67-77.
- WATERLOT, G. (1970). — *Carte géologique de France au 1 : 80 000*. Feuille 5 (Lille), 4^e édition, notice explicative, s. l., s. d. (1970), 6 p.
- WAUTERS, A. (1969). — Bijdrage tot de hydrologie van het Getebekken. *AGLOV*, 7, p. 151-166.
- ZAGWIJN, W. H. (1961). — Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. *MRGDC*, 14, p. 15-45.
- ZAGWIJN, W. H. (1963). — Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. *VKNGG*, n. s., 21, p. 173-196.
- ZAGWIJN, W. H. (1973a). — Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the northern Netherlands. *MRGDN*, 24, p. 139-155.
- ZAGWIJN, W. H. (1973b). — Tegelen : landschap, flora, fauna en klimaat circa 2 miljoen jaar geleden. *NATMA*, 62, p. 153-158.

- ZAGWIJN, W. H., VAN MONTFRANS, H. M. and ZANDSTRA, J. G. (1971). — Subdivision of the « Cromerian » in the Netherlands; Pollen-analysis, palaeomagnetisme and sedimentary petrology. *GMIJN*, 50, p. 41-58.
- ZANDSTRA, J. G. (1969). — A new type of gravel assemblage in the Netherlands. *GMIJN*, 48, p. 255-256.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1947). — Quelques remarques sur la stratigraphie et la paléogéographie quaternaires du sud-est des Pays-Bas, in : *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*. Sess. Ext. des Soc. Belg. Géolog., Bruxelles, Hayez, p. 372-373.

Carte géologique de France au 1 : 80 000 :

- Feuille 4 (Saint-Omer), 1909-1913, 2^e édition, 1914 ;
 Feuille 4 (Saint-Omer), 1954, 3^e édition, 1957 ;
 Feuille 5 (Lille), 1968, 4^e édition, 1970 ;
 Feuille 7 (Arras), 1898-1907, 2^e édition, 1938 ;
 Feuille 8 (Douai), 1967, 3^e édition, 1968 ;
 Feuille 13 (Cambrai), 1954, 3^e édition, 1963.

Carte géologique de Belgique au 1 : 40 000 (Feuilles couvrant le Bassin de l'Escaut).

Archives du Service Géologique de Belgique.

Une bibliographie plus exhaustive traitant des ouvrages antérieurs à 1950 est à consulter dans les ouvrages suivants : Cornet (1904), Blanchard (1906), Stevens (1938), Macar (1954), Tavernier (1954), De Moor (1963), Paepe (1963), de Heintzelin (1966), Somme (1969) ainsi que dans les tables générales des matières du *BSBGP* et du *BSGNO*.

ABRÉVIATIONS DES PÉRIODIQUES

AANPB	Annales de l'Association nationale des Professeurs de Biologie de Belgique
AGEOG	Annales de Géographie
AGLOV	Acta Geografica Lovaniensis
ANTRO	L'Anthropologie
AOKLW	Annalen oudheidkundige Kring Land van Waas
ARSGB	Service géologique de Belgique, Archives
ASGBE	Annales de la Société géologique de Belgique
ASGNO	Annales de la Société géologique du Nord
ASRZB	Annales de la Société royale malacologique de Belgique
ASSBR	Annales de la Société scientifique de Bruxelles
BAFEQ	Bulletin de l'Association française d'Etude du Quaternaire
BARBS	Bulletin de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences
BIRSN	Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique
BMRHN	Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique
BSBGP	Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie, Hydrologie
BSDNO	Bulletin scientifique du Département du Nord (Lille)
BSGLI	Bulletin de la Société géographique de Lille
BSRBA	Bulletin de la Société royale belge d'Anthropologie et de Préhistoire
BSRBB	Bulletin de la Société royale de Botanique de Belgique
BSRBG	Bulletin de la Société royale belge de Géographie
CRASD	Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, Sciences naturelles
DCNRG	Documents de Travail, Centre national des Recherches géomorphologiques (Louvain)
GEOGR	La Géographie - De Aardrijkskunde
GGOKH	Gedenkschriften geschied- en oudheidkundige Kring, Halle
GMIJN	Géologie en Mijnbouw
HOTNO	Hommes et Terres du Nord
MARBS	Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences, Collection in-4 ^o
MECGB	Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques minières de Belgique

MIGUL	Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain
MIRSN	Mémoires de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique
MKABW	Mededelingen koninklijke vlaamse Academie Wetenschappen, Letteren, Schone Kunsten, België, Klasse Wetenschappen
MRGDC	Mededelingen geologische Stichting, Nieuwe serie (Haarlem)
MRGDN	Mededelingen Rijks geologische Dienst, Nieuwe serie (Haarlem)
MSECG	Mémoires du Service Carte géologique de France
MSGBE	Mémoires de la Société géologique de Belgique
MSGFR	Mémoires hors série de la Société géologique de France
MSGMB	Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne
MSGNO	Mémoires de la Société géologique du Nord
MWTKG	Mededelingen Werkgroep Tertiair Kwartair Geologie
NATMA	Natuurhistorisch Maandblad
NAWET	Natuurwetenschappelijk Tijdschrift
PAAIM	Publications de l'Association des Ingénieurs de l'Ecole des Mines de Mons
PEDOL	Pédologie
PPPAL	Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology
PPSGB	Service géologique de Belgique, Professional Papers
RGDYN	Revue de Géomorphologie dynamique
SOBEG	Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques
TKNAG	Tijdschrift koninklijk Nederlands aardrijkskundig Genootschap
VCHOG	Verslagen Centrum hydrogeologisch Onderzoek (Gent)
VKABW	Verhandelingen koninklijke vlaamse Academie Wetenschappen, Letteren, Schone Kunsten, België, Klasse Wetenschappen
KUL	Katholieke Universiteit Leuven
RUG	Rijksuniversiteit Gent
VUB	Vrije Universiteit Brussel
GI	Geologisch Instituut
TD	Thèse de Doctorat
TL	Thèse de Licence

