

L'ÉVOLUTION

DU

SYSTÈME FLUVIAL

DE LA

Moyenne et de la Basse-Belgique

PAR

le Dr C. VAN DE WIELE.

AVEC UNE CARTE.

L'Escaut possède un bassin fluvial peu considérable, qui occupe la Moyenne et la Basse-Belgique, sauf la partie littorale de la Flandre; mais il s'étend en outre dans les plaines basses de la Flandre française et sur le prolongement méridional du Hainaut dans la direction de Valenciennes et de Cambrai. La Lys et les autres affluents de gauche de l'Escaut prennent leur source sur la falaise crétacée connue sous le nom de Crête de l'Artois, tandis que le fleuve lui-même, pénétrant davantage vers le Sud et coulant d'abord à un niveau un peu plus élevé que celui des rivières de la Flandre, prend sa source au voisinage de la Somme, de la Sambre et de l'Oise.

Un coup d'œil jeté sur la carte montre que la direction d'écoulement des eaux des affluents de l'Escaut se présente sous une forme anormale; elle n'est pas dirigée directement vers la mer, comme celles de la Somme ou de la Seine. Nous voyons, au contraire, les eaux de la Lys supérieure s'éloigner du littoral, malgré que celui-ci soit situé à peu de distance, et n'y retourner qu'après un long détour. Il en est du reste de même pour l'affluent principal de la Meuse, la Sambre, et la partie du fleuve qui coule en prolongement de son affluent

depuis Namur jusque Liège. Il y a donc une certaine analogie entre les affluents de l'Escaut et le sillon de Sambre-Meuse jusque Liège. Ce n'est qu'à partir du confluent de l'Ourthe que la Meuse prend la direction Nord-Sud, et elle se tourne ensuite vers la mer beaucoup plus bas en Hollande, aux environs de Nimègue. Par contre, les rivières qui descendent de la Haute-Belgique ont un écoulement qui paraît beaucoup plus rationnel; comme la Meuse de Liège à Nimègue, elles sont dirigées vers le Nord, conformément à l'inclinaison générale du plan sur lequel elles coulent, mais elles rencontrent le sillon de Sambre-Meuse qui fait suivre à leurs eaux la direction Nord-Est, rappelant plus ou moins celle des affluents supérieurs de l'Escaut.

Nous aurons à expliquer cette anomalie des rivières de la Moyenne-Belgique, et nous verrons que ces sillons plus ou moins profonds, creusés en contre-sens de la pente générale du pays, proviennent des transformations tectoniques successives que la région a traversées, et que par conséquent l'érosion de la surface ne joue ici qu'un rôle secondaire.

Le bassin de l'Escaut n'est séparé de celui de la Sambre que par un étroit plateau, dont M. Cornet a signalé une particularité remarquable. La crête de partage des eaux entre celui-ci et les affluents de la Sambre-Meuse qui viennent y prendre leur source ne coïncide pas avec la crête orographique du plateau; donc, ici encore, l'influence de l'érosion se présente sous une forme irrégulière.

L'affluent le plus oriental de l'Escaut est constitué par le Démer. Celui-ci réunit les eaux de la Hesbaye, auxquelles viennent se joindre celles du Limbourg et de la Campine. A partir de Diest, la direction du Démer se présente sous une forme normale; les eaux coulent sur un plan très peu incliné directement vers l'Ouest, mais, rencontrant le cours de la Dyle et ensuite celui de la Senne, elles inclinent vers le Nord-Ouest, en se rapprochant d'une série de collines que l'on a désignées sous le nom de Crête de la Campine. Devant celle-ci, le Rupel se réunit à l'Escaut qui traverse la crête par une passe étroite dans la direction Nord-Sud pour se rendre à Anvers. Ici commence l'estuaire du fleuve qui, dirigé d'abord au Nord-Ouest, puis de l'Est à l'Ouest, va déboucher dans la Mer du Nord entre la Flandre et la Zélande. Il convient de signaler qu'à Bath, où l'estuaire commence à couler directement vers l'Ouest et prend le nom d'Escaut occidental ou Hont, il se détache un bras moins important, qui coule droit au Nord vers Bergen-op-Zoom: c'est l'estuaire de l'Escaut oriental qui finit également par s'élargir considérablement. L'importance des deux

estuaires relativement au peu d'étendue du bassin de l'Escaut, indique qu'il ne faut pas attribuer leur formation au travail d'érosion des eaux supérieures. D'un autre côté, la zone des polders qui les entoure, montre toute l'importance du rôle joué ici par les marées dans le creusement du bassin inférieur du fleuve et dans le dépôt des argiles poldériennes sur ses deux versants.

Nous avons donc à étudier les renseignements fournis par l'étude géologique du sol de la Belgique, pour pouvoir comprendre la situation actuelle du réseau fluvial de la Belgique. La région a été affectée par une série de transgressions marines, mais nous n'avons à tenir compte ici que de celles qui ont eu lieu pendant la seconde moitié du Tertiaire, donc à partir de l'époque oligocène. Elles se sont succédé jusqu'à la fin de l'époque quaternaire. Nous indiquerons la partie du pays qui a été couverte par chacune de ces mers tertiaires, et le réseau fluvial qui s'est constitué après chacun des retraits. La nature des dépôts qu'elles ont laissés après elles a contribué à influencer le travail d'érosion produit par chacun de ces systèmes fluviaux. Nous aurons en outre à étudier la situation actuelle de l'érosion de la surface du sol, pour y reconnaître les traces des réseaux anciens. Enfin nous devons nous rappeler la profonde révolution survenue dans le climat de nos régions pendant l'époque glaciaire; celle-ci a modifié profondément le sol de notre pays, et contribué ainsi aux transformations de son réseau fluvial.

Ce sont surtout les études de M. van den Broeck, faisant ressortir la série de transgressions oligocènes, qui nous ont renseignés plus spécialement sur l'évolution contemporaine du Nord-Est de notre pays. Mais ce n'est que tout récemment que M. Rutot a démontré l'existence d'une transgression oligocène supérieure, dont il a découvert les preuves sur le plateau situé entre la Meuse et l'Ourthe. Il est donc probable qu'elle couvrait une grande partie de la Basse et Moyenne-Belgique, tandis que la partie occidentale du pays, où l'Oligocène fait défaut, était reliée au bassin de Londres. Dans son *Esquisse géologique des dépôts pliocènes d'Anvers*, M. van den Broeck a insisté sur le retrait des mers oligocènes vers le Nord-Est et sur la formation des rivières oligocènes dirigées dans le même sens. Il est probable que les affluents supérieurs venant de la Haute-Belgique à la fin de l'époque oligocène descendaient déjà normalement à l'ancienne ligne de rivage de la mer, indiquée aujourd'hui par le sillon de Sambre-Meuse.

Ce réseau fluvial datant de l'époque oligocène supérieure a persisté jusqu'à l'époque miocène. Ici vient se placer l'invasion de la mer

boldérienne, qui a été l'objet de nombreuses recherches, sans que l'on ait pu aboutir à des conclusions définitives. On sait d'autre part que la mer miocène a occupé le Limbourg et, au delà, le Nord de la province rhénane.

Le centre du bassin marin paraît donc occuper encore le même emplacement, mais déjà la mer se propage dans la direction de l'Ouest. Cependant les modifications ne sont pas assez marquées pour imprimer au réseau fluvial de la région belge émergée une transformation suffisamment accusée pour qu'on puisse encore en retrouver les traces actuellement, et on peut admettre qu'il ne différerait guère du dernier réseau oligocène.

A l'époque pliocène se produit la transgression diestienne. On en retrouve les traces jusque sur la crête de l'Artois et en Angleterre, occupant une série de hauteurs qui suivent, dans la direction de l'Ouest, le même alignement. Les témoins de ces dépôts littoraux ont été soulevés plus tard jusqu'à une hauteur de près de 200 mètres, et il n'est plus possible de déterminer exactement jusqu'où s'étendait dans la direction du Sud le bassin de la mer diestienne.

Mais la mer pliocène a continué à occuper le rivage oriental du Sud-Est de l'Angleterre. Elle paraît toutefois s'être retirée graduellement vers le Nord, puisque l'on trouve sur la côte de Suffolk et de Norfolk des dépôts pliocènes de plus en plus récents à mesure que l'on se dirige vers le Nord; et au début du Quaternaire, la mer occupait encore le voisinage de la côte de Cromer.

Dans notre pays, on retrouve encore les témoins diestiens sur une ligne de hauteurs s'étendant depuis Calais jusque Louvain, où la formation devient continue et beaucoup plus puissante en s'étendant vers Anvers et le Limbourg. Il est donc permis de conclure que la mer diestienne ou pliocène ancienne s'est étendue jusqu'à l'Ouest de notre pays, et même au delà vers la Mer du Nord jusqu'au bassin de Londres et à la côte Sud-Est de l'Angleterre. La mer qui recouvrait la Belgique ne paraît pas avoir présenté une grande profondeur, puisqu'elle n'y a pas laissé les alternances de sables et d'argiles qui caractérisent l'Éocène et même l'Oligocène; mais son centre paraît, du moins à en juger par la puissance relative de ses dépôts, avoir occupé le voisinage de celui des mers miocènes et oligocènes, tout en se portant davantage vers l'Ouest.

Nous pouvons déduire de ces données stratigraphiques que le réseau fluvial oligocène dont il a été question plus haut s'est trouvé presque entièrement inondé par la mer diestienne, et que la seule partie qui a

pu persister pendant cette période occupait la région de l'Entre-Sambre-et-Meuse ainsi que l'Ardenne. Malheureusement, on n'a pu constater ici des témoins soulevés, indices des mouvements tectoniques postérieurs du littoral pliocène. Nous pouvons néanmoins conclure à la probabilité de mouvements de soulèvement analogues à ceux qui ont été constatés sur la crête de l'Artois et sur le Weald, puisque ces régions de part et d'autre ont déjà été influencées d'une manière concordante lors des mouvements hercyniens. De plus, la façon dont s'est opéré du Sud vers le Nord le retrait de la mer diestienne, indique que le soulèvement de sa périphérie s'est étendu depuis le Weald jusqu'en Ardenne, et il semble même que c'est du côté de cette dernière que le mouvement a été le plus accentué.

Il n'est donc pas possible de suivre le retrait de la mer diestienne, tous les dépôts de cette mer ayant été presque complètement enlevés par l'érosion jusqu'au voisinage de la ligne du Démer vers Anvers. Mais au delà, ces dépôts probablement plus puissants dès l'origine, ont pu rester en place par suite du bas niveau qu'ils ont gardé. C'est grâce à cette circonstance que commencent à apparaître au Nord d'Anvers les dépôts scaldisiens et les dépôts poederliens du Pliocène supérieur, qui se présentent sous forme de cordons littoraux suivant la direction Est-Ouest. La mer pliocène s'est donc retirée de la Belgique vers la Hollande en exécutant une série d'oscillations, avec temps d'arrêt, qui marquent les étages scaldisien et poederlien pendant la durée desquels la Belgique, presque totalement émergée, a vu naître un nouveau réseau fluvial en prolongation de celui qui, dans sa partie méridionale, avait persisté pendant toute l'époque diestienne. Déjà MM. Cornet et Briquet ont fait valoir que ce réseau post-diestien devait, pour se conformer à l'inclinaison générale du terrain et à la direction des rivages scaldisiens et poederliens, présenter une série de canaux presque parallèles ou légèrement convergents venant déboucher dans la mer depuis le Nord du Limbourg jusqu'à la côte de l'Angleterre, car nous avons vu précédemment que la mer s'était retirée du Weald dans la direction du Norfolk. Nous nous représentons ce réseau, né dans les sables diestiens, comme ressemblant à celui qui existe aujourd'hui dans la Campine anversoise, où une série de rivières peu importantes, coulant dans des régions sablonneuses, sans vallée bien caractérisée, viennent se réunir sous des angles très aigus dans la direction d'Anvers. Nous verrons plus loin que le remaniement éolien des sables a quelque peu modifié ce schéma si simple; et de même il est probable que vers la fin du Pliocène les formations éoliennes des plaines

sableuses de l'époque diestiennne ont modifié, elles aussi, le schéma du réseau dont les rivières coulaient d'abord directement vers le rivage pliocène.

Mais à mesure que les couches peu puissantes des sables diestiens ont été enlevées par l'érosion, le réseau pliocène est entré en contact avec la surface d'érosion oligocène, et nous montrerons plus tard comment on peut reconnaître encore actuellement la combinaison des deux réseaux.

Mais dès maintenant, nous devons faire ressortir que c'est au stade pliocène qu'il faut attribuer la direction approximativement Nord-Sud des rivières de la Moyenne-Belgique, surtout marquée pour la Dendre, la Senne et la Dyle. A mesure que la mer pliocène s'est retirée vers la Hollande, les embouchures des affluents se sont déplacées dans cette direction, de sorte qu'à la fin de l'époque tertiaire les eaux fluviales de la Belgique se déchargeaient à travers la Basse-Belgique, par une série d'artères à tendance légèrement convergente dans la mer du Sud des Pays-Bas. La réunion des eaux fluviales en deux branches principales ne se produit donc que plus tard et surtout le réseau actuel, à tendance transversale Est-Ouest que nous constatons aujourd'hui dans la Basse-Belgique, n'existait pas encore.

Cette situation a persisté jusque bien avant dans le Quaternaire. Les transformations qui ont suivi ont été provoquées par deux ordres de phénomènes qui ont caractérisé la période pléistocène dans notre pays. Ce sont d'abord des phénomènes d'ordre tectonique qui ont provoqué le retour de la mer entre la Flandre et le Sud de l'Angleterre, et sa communication avec la Manche par le détroit du Pas-de-Calais. Cependant les eaux marines prenaient possession de la Basse-Belgique, recouvrant la partie inférieure du réseau pliocène. Quant à la partie restée au-dessus du niveau de la mer, elle a subi des modifications profondes, non seulement sous l'influence des mouvements tectoniques que nous venons de signaler, mais aussi par suite de la profonde révolution survenue dans le climat de l'Europe pendant la période glaciaire.

Au début du Quaternaire, le climat tempéré de la seconde moitié du Pliocène persiste et on ne constate pas encore de refroidissement notable. D'un autre côté, l'érosion des rivières pliocènes continue à suivre son cours pendant le Quaternaire inférieur (Moséen de M. Rutot). Pendant le début du Quaternaire moyen (Campinien de M. Rutot), le travail d'érosion s'accroît encore et aboutit à la formation de garrons importants, qui sont probablement l'indice de pluies abondantes

qui précèdent la période glaciaire; celle-ci en Belgique se prononce surtout à la fin du Quaternaire moyen (Hesbayen de M. Rutot). C'est pendant le Campinien que le creusement des rivières atteint son maximum, correspondant probablement avec un léger soulèvement du Sud de la Belgique. A partir de ce moment, la partie occidentale du pays paraît avoir subi un affaissement correspondant à la formation de la partie flamande de la Mer du Nord, et du détroit de Calais. En effet, nous ferons valoir plus loin les arguments qui établissent que cette extension marine a débuté dès la période hesbayenne. En tout cas il est prouvé par des sondages nombreux que le fond du cours inférieur de la Lys en remontant jusque Courtrai et de l'Escaut, et au delà de Gand, se trouve en dessous de la cote 0. Il est du reste probable que la Flandre française et la partie inférieure du bassin de la Haine jusque Nimy ont participé à cet affaissement.

La partie orientale du pays par contre, et surtout la partie haute du plateau sablonneux du Limbourg, paraît avoir été relevée, de sorte que le cours moyen de la Meuse depuis Liège jusque Maestricht a subi une modification profonde, et entre autres une réduction notable des affluents de gauche. Nous aurons soin d'exposer plus loin les raisons qui plaident en faveur de cette hypothèse.

La transgression marine de la Basse-Belgique qui débute au Quaternaire moyen pendant la période glaciaire hesbayenne se continue pendant le Quaternaire supérieur (Brabantien et Flandrien de M. Rutot), et ce n'est qu'au début de l'époque moderne ou récente que la mer se retire, laissant les plaines basses de notre pays, ainsi qu'une grande partie de la Flandre occidentale, recouverte par un manteau de sables flandriens dans lequel les eaux d'amont vont de nouveau se creuser une voie vers la mer.

Mais cette fois encore, elles doivent suivre une direction nouvelle, puisque le bassin maritime s'ouvre maintenant à l'Ouest et au Nord-Ouest, en concordance avec les mouvements tectoniques que nous venons de signaler. Jusqu'au Campinien, les courants fluviaux d'une façon générale se dirigeaient vers le Nord, de sorte que les rivières traversaient la Basse-Belgique dans une direction perpendiculaire à celle des rivières d'aujourd'hui. Il paraît même, d'après les observations de MM. Mourlon, Rutot et Lorié, que la distribution géographique des galets de cette époque dans la Campine et dans le Sud des Pays-Bas permet déjà de distinguer d'après leur provenance les bassins de l'Escaut et de la Meuse. Donc après le retrait de la mer flandrienne, en concordance avec les mouvements tectoniques, affaisse-

ment à l'Ouest et soulèvement à l'Est, il s'est établi un nouveau réseau fluvial formé par l'Escaut en aval de Gand et par le Rupel, prolongement du Démer et de la Nèthe.

Toutefois l'Escaut d'Anvers ne se forma que plus tard, et nous aurons soin d'expliquer le mécanisme par lequel cette transformation s'est opérée.

La partie basse du pays se trouve recouverte encore aujourd'hui par les mers des sables quaternaires, et ceux-ci ont du reste subi en grande partie le remaniement éolien. Par contre la partie moyenne et aussi la partie supérieure de la Belgique présentent un manteau assez épais de limons plus ou moins purs, dans lesquels viennent s'intercaler des lits de cailloux. Les deux districts, limoneux et sableux, confinent sur une ligne indiquée successivement par le Démer, plus à l'Ouest par la courbe d'altitude de 20 mètres, et en amont de Gand par le cours de l'Escaut. C'est ici que l'on peut placer la limite de la mer flandrienne.

Le district limoneux a pour centre la Hesbaye qui confine au Nord au Démer, le long duquel cette formation cesse brusquement, c'est-à-dire que ce dépôt a cessé de se former dès qu'il rencontrait la mer de la Basse-Belgique qui sur l'autre rive du Démer a accumulé les sables flandriens marins de la Campine.

Mais sous, et parfois aussi au milieu des limons, on rencontre souvent des bancs de cailloutis mélangés à des sables grossiers plus ou moins rougeâtres. Ces derniers éléments deviennent d'autant plus marqués que l'on s'élève sur le plateau de la Hesbaye, vers la Sambre et la Meuse.

Les éléments constitutifs de ces conglomérats proviennent des silex du Crétacé, des graviers tertiaires et des roches ardennaises. Les limons et les cailloutis proviennent donc en grande partie de l'Entre-Sambre-et-Meuse et de l'Ardenne, et après s'être formés dans ces régions, ils ont été apportés sur la Moyenne-Belgique par des courants fluviaux dirigés dans le sens de l'ancienne direction pliocène vers le Sud des Pays-Bas.

Ici nous rencontrons une grande difficulté dans l'étude de l'évolution fluviale de la Belgique, et nous aurons plus loin à rechercher les indications topographiques actuelles, et à essayer de reconstituer les phénomènes de l'époque glaciaire, pour pouvoir expliquer comment les limons et les cailloutis glaciaires ont pu franchir le sillon de la Sambre-Meuse pour se déposer sur le plan incliné de la Moyenne-Belgique dont ils ont du reste profondément modifié la topographie.

Nous nous croyons obligé de dire dès maintenant que l'argument d'une crue unique hesbayenne ne nous paraît pas apporter la solution de la question.

Nous devons encore ajouter que dans la partie occidentale du pays, représentée par les Flandres, le limon hesbayen ne se caractérise pas nettement, et qu'on ne le rencontre plus guère au delà de la Lys. Cependant M. Rutot a pu constater aux environs de Courtrai qu'il s'y trouvait recouvert par un autre limon, l'ergeron, qu'il appelle aussi limon flandrien, dont la formation coïncide donc avec la fin des temps quaternaires. La décroissance graduelle du limon hesbayen à mesure que l'on s'éloigne du plateau d'Entre-Sambre-et-Meuse reposant sur le massif primaire de Rocroi nous est une preuve nouvelle que ce dernier représente, avec le massif de l'Ardenne, les régions où s'est opérée la formation du limon et des cailloutis de l'époque glaciaire.

Enfin nous rappellerons que M. Rutot nous a montré d'une manière très intéressante comment la formation du petit réseau fluvial de la côte flamande se trouve liée aux premiers événements historiques de notre pays, réseau que l'on peut considérer jusqu'à un certain point comme artificiel, puisqu'il ne se maintient que par des endiguements et des travaux continuels.

Il ressort clairement de cet exposé sommaire de l'évolution fluviale de la Belgique, que l'unité actuelle du bassin de l'Escaut n'en est qu'une phase momentanée. Nous constatons que les différentes parties ont évolué séparément, et qu'elles sont plus anciennes à mesure que l'on remonte vers la partie haute du pays, puisque l'émergence du bassin s'est faite par étapes, et qu'il y a eu des retours de la mer dans les parties basses. D'un autre côté, ces dernières ont été beaucoup moins affectées par les effets des révolutions climatériques de la période glaciaire quaternaire que celles qui occupaient un niveau plus élevé. Encore une fois, tout cela revient à dire que pour faire l'étude du bassin de l'Escaut, il ne faut pas se baser exclusivement sur le schéma de l'érosion graduelle de la surface du bassin, mais qu'il faut aussi tenir compte de son évolution tectonique.

Passons maintenant à l'étude des formes d'érosion que nous présentent les terrains que l'on rencontre dans le bassin de l'Escaut, et voyons si nous pouvons y découvrir des traces des réseaux anciens, de nature à nous fournir des conclusions qui concordent avec celles obtenues par l'étude stratigraphique.

Si nous remontons de l'embouchure de l'Escaut jusqu'aux sources de ses affluents, nous passons de la zone des polders dans la région

sablonneuse, et nous rencontrons ensuite, sur les plateaux de la Belgique moyenne, les limons. Ce n'est qu'au fond des vallées que se rencontrent les terrains tertiaires, le Crétacé, et enfin dans les ruisseaux qui constituent la partie supérieure de certains affluents, les terrains paléozoïques dont la mise au jour est l'œuvre d'une érosion très ancienne. Chacune de ces zones réagit d'une façon spéciale contre les processus d'érosion, et cela peut se constater nettement si l'on étudie la carte de la Belgique au 160 000^e, dont les courbes d'altitude, distancées de 20 mètres, nous donnent une reproduction très claire de la conformation de la surface d'érosion actuelle.

La zone des polders constitue plutôt une zone d'alluvions ; cependant le lit du fleuve se déplace et s'élargit sous l'action sans cesse répétée du flux et reflux des marées.

La région des sables, comprenant la Campine, le Pays de Waes et la Flandre occidentale, a subi à un haut degré le remaniement éolien, et à un degré moindre l'érosion fluviale, étant donné la faible altitude de la région. Cette dernière a pu s'exercer davantage dans les collines de la Flandre occidentale et dans la Campine limbourgeoise où l'altitude est plus élevée. La région sablonneuse de la Campine anversoise présente des vallées peu accusées, et dans cette région on peut voir les lignes d'altitude largement espacées, plus ou moins parallèles, traversant le cours supérieur des rivières qui convergent entre elles sous des angles aigus. Cette érosion en nappes horizontales est due beaucoup plus au transport éolien des sables qu'à l'instabilité des berges des rivières et à leur déplacement. Si nous passons aux sables marins restés en place après leur émergence, on les voit prendre en profondeur une plus grande consistance par suite de la consolidation de bancs intercalaires. On peut facilement s'en assurer en examinant les carrières de sable si fréquentes autour de Bruxelles. On y voit des bancs plus ou moins épais, surtout vers le sommet, prendre une couleur rougeâtre ou brunâtre, et l'on y distingue nettement l'existence de bandes plus ou moins horizontales, parmi lesquelles quelques-unes gardent la couleur blanche originelle. Il suffit de les toucher du doigt pour constater qu'elles sont plus ou moins dures et qu'elles n'ont conservé leur couleur blanche que parce qu'elles sont imperméables aux eaux pluviales. Toute la disposition des bancs démontre que la circulation des eaux dans les sables bruxelliens ne se fait pas directement de haut en bas comme on serait disposé à le croire, mais qu'elles circulent horizontalement sur de grandes distances avant de pénétrer dans les niveaux inférieurs où elles arrivent privées des sels ferrugineux qui les

impregnaient vers le sommet. Quant aux bancs durs imperméables, ils donnent parfois une très grande stabilité aux assises sableuses, comme le montre la Dendre dans son passage à travers les assises du Wemme-fien constituant les collines de Grammont.

En continuant à remonter le cours des affluents de l'Escaut, on pénètre dans la région limoneuse, et nous rencontrons ici un autre type d'érosion, surtout caractérisé vers les sources des affluents. Les ruisseaux originaires se réunissent en forme d'éventail et les courbes d'altitude viennent se disposer en feston autour de chacune des branches de celui-ci. Les courbes des différents niveaux restent plus ou moins parallèles entre elles, de sorte que chaque bassin terminal présente une série d'étages qui communiquent par une gouttière commune dans laquelle coule le ruisseau principal. Le bassin de la Marcq à son origine près d'Enghien permettra de constater cette disposition.

Cette érosion en éventail a lieu de surprendre parce qu'elle ne correspond pas à ce que l'on peut observer en étudiant un massif de limon hesbayen lorsqu'il vient d'être isolé par les ouvriers briquetiers. Les eaux pluviales ne tardent pas à y creuser de profonds sillons, dont les parois forment des murs si raides qu'on les dirait taillés à la bêche. Mais il ne faut pas oublier que le manteau limoneux, dans notre pays, atteint rarement 20 mètres et qu'en réalité les terrains sous-jacents, c'est-à-dire généralement les terrains tertiaires, participent à l'érosion superficielle. Ce sont donc autant les eaux qui ont pénétré dans ces couches que les eaux pluviales de la surface qui contribuent à la formation de l'éventail d'érosion. Celui-ci est surtout le produit de l'éboulement des couches superficielles, minées en dessous par l'écoulement des sources des terrains perméables. L'éboulement se continue sur toute la périphérie de chacun des étages d'érosion, mais d'une façon inégale, et de là le dessin irrégulier de chacune des courbes d'érosion, qui restent cependant plus ou moins parallèles entre elles. On voit donc que l'érosion ne se fait pas exclusivement à la surface, mais qu'elle dépend aussi de la perméabilité plus ou moins grande des terrains profonds, des alternances de niveaux perméables et imperméables, et aussi de leur consistance. C'est grâce à cette dernière que les terrains limoneux ont des vallées beaucoup mieux caractérisées que celles des régions sablonneuses. La caractéristique principale est ici l'extrême ramification des affluents supérieurs. Enfin, dès que les vallées principales atteignent un certain développement, elles présentent une plus grande permanence que celles des terrains sableux.

Par suite de l'extension du travail d'érosion, les bassins voisins finissent par se rencontrer. Il se forme alors sur la limite ce que l'on pourrait appeler des témoins d'érosion ; ce sont les collines si fréquentes dans la Moyenne-Belgique et sur le plateau du Limbourg, formées par des lits plus ou moins horizontaux de terrains tertiaires et même quaternaires. Ces témoins doivent leur persistance au fait que, par suite de leur isolement, la circulation de l'eau dans les couches souterraines s'épuise. On peut dire que jusqu'à un certain point le témoin s'est desséché et que par conséquent l'écoulement des couches meubles, sables, argiles ou marnes, ne peut plus poursuivre son cours en dessous des couches de limon, lorsqu'il y en a pour les couvrir. Ces témoins, par suite de leur composition géologique, leur alignement, la disposition de leurs courbes de niveau, fournissent souvent des renseignements très concluants sur l'état ancien des bassins.

Si maintenant nous passons aux argiles recouvrant parfois les terrains créacés de la Moyenne-Belgique, nous pouvons y étudier le cours du Geer depuis Sluse jusqu'à Maestricht, et aussi le cours supérieur de la Haine. Nous constatons que ces rivières coulent dans des gouttières où quatre et même cinq courbes d'altitude de 20 mètres, parallèles entre elles, serrent de très près le lit de la rivière. Le terrain créacé est beaucoup moins perméable à l'eau que les formations tertiaires presque toujours sablo-argileuses. L'action souterraine de l'eau n'intervient ici qu'accessoirement, de sorte que c'est l'eau de ruissellement qui a surtout creusé les vallées en gouttière. Malgré qu'elles soient plus étroites que les vallées des terrains limoneux et surtout celles des terrains sableux, elles sont beaucoup plus anciennes ; par suite de la stabilité plus grande des terrains, elles conservent plus longtemps leur forme et leur direction. Il va de soi que ces remarques s'appliquent encore davantage aux grès et aux terrains calcaires et cristallins.

L'imperméabilité de tous ces terrains n'est cependant pas absolue, et l'on sait qu'il y a de nombreuses grottes et rivières souterraines dans les calcaires de la Haute-Belgique, mais nous n'avons pas à insister ici sur cette question parce que ces formations sont très rares dans la Moyenne-Belgique. Cependant M. van den Broeck a signalé la probabilité des courants souterrains dans les terrains créacés de la Hesbaye. A ce sujet nous signalerons la possibilité de l'effondrement du toit de ces rivières souterraines, transformées ainsi, plus ou moins brusquement, en canaux à ciel ouvert. C'est ainsi que nous nous expliquons la formation du ravin qui constitue le cours inférieur du Geer à partir de Sluse.

Des considérations générales qui précèdent il résulte que les vallées de la Basse-Belgique sont de création relativement récente. On ne doit guère les considérer comme des vallées d'érosion, étant donné le bas niveau qu'elles occupent. En outre elles ont modifié leur cours avec la plus grande facilité, de sorte qu'il est difficile de se rendre compte des phases anciennes du réseau, d'autant plus que les formes de terrains sont très peu accusées.

Les vallées des terrains limoneux le sont davantage et gardent mieux leur direction ancienne, de sorte qu'il est ici plus facile de se rendre compte des transformations du travail d'érosion. Celui-ci varie surtout d'après la nature des terrains sur lesquels repose le manteau de limon. D'abord celui-ci n'est pas continu, il permet par conséquent la pénétration d'une partie des eaux pluviales dans les couches profondes, et celles-ci subissent en outre, là où elles ont été mises à découvert, l'action directe de l'érosion contemporaine. Nous pouvons constater que depuis la Lys jusqu'au Geer, les vallées sont de moins en moins larges surtout dans la partie supérieure de leur parcours, à l'exception toutefois du rétrécissement de la Dendre devant Grammont; nous reviendrons du reste plus loin sur cette question. Plus on procède vers l'Est, et plus profondément les vallées se creusent dans les terrains sous-jacents aux limons. Cela résulte d'une durée d'érosion plus considérable, et aussi d'un soulèvement plus prononcé de la Moyenne-Belgique vers l'Est. Nous trouvons ici des vallées anciennes beaucoup mieux conservées que celles de la partie occidentale du pays. Malgré l'épais manteau de limon qui recouvre la Hesbaye, nous pouvons aisément reconnaître les vestiges des réseaux fluviaux qui ont précédé l'état actuel.

Pour la Senne, la Dyle et les affluents méridionaux du Démer, nous trouvons des caractères communs. Les cours inférieurs jusqu'à la ligne d'altitude de 20 mètres sont sensiblement parallèles; dirigés au Nord-Nord-Est, ils dévient graduellement au Nord et puis à l'Ouest. Plus haut, on rencontre souvent la direction pliocène Nord-Sud, qui caractérise souvent aussi les affluents supérieurs de droite. Les affluents de gauche des trois rivières présentent un parallélisme remarquable dont la direction semble ne tenir aucun compte de la pente générale actuelle de la région: c'est la direction Nord-Est des anciens affluents oligocènes des mers tongrienne et rupélienne. De plus, les affluents de droite sont généralement peu importants, ils débouchent souvent par une vallée très large qui paraît, dans beaucoup de cas, n'être que le prolongement d'un affluent de gauche correspondant, et il arrive

souvent, comme nous venons de le dire, que c'est un affluent Nord-Sud qui débouche dans la large vallée inférieure. Les terrains préquaternaires profondément entamés montrent que nous avons affaire ici à des formes d'érosion très anciennes.

Dans les vallées supérieures, l'érosion a entamé souvent des terrains très durs d'âge paléozoïque, et ce n'est pas aux sources actuelles, si peu importantes, que l'on peut attribuer cette action. Nous sommes ainsi conduit à la conclusion que les réseaux actuels ont été décapités et qu'ils s'étendaient autrefois au delà de la Sambre et de la Meuse jusque sur la Haute-Belgique.

Après ces considérations générales, nous allons passer à l'étude détaillée des différentes parties du bassin. Nous avons déjà constaté qu'elles ne présentent pas toutes la même évolution, ce qui nous permet d'établir une subdivision qui tiendra compte à la fois de l'évolution géologique et de la topographie actuelle. Nous étudierons donc successivement le système fluvial du littoral, la partie du réseau fluvial qui occupe la Basse-Belgique, et qui se trouve délimitée par la ligne d'altitude de 20 mètres, le bassin de la Lys-Escaut en amont de Gand, le bassin de la Dendre, et la série de rivières de la Moyenne-Belgique, depuis la Senne jusqu'au Geer inclus, en y comprenant la partie haute du plateau du Limbourg au Nord du Démer.

Évolution du système fluvial du littoral flamand.

Après le retrait de la mer diestienne et le relèvement concomitant de la crête de l'Artois et du Weald, l'émersion de la région située entre l'Angleterre et la Flandre s'étendit jusqu'au Norfolk; on peut donc admettre que le rivage méridional de la mer du Nord à cette époque s'étendait du Sud-Est de l'Angleterre jusqu'à la Hollande. Le réseau fluvial qui drainait la partie émergée coulait conformément au système post-diestien du reste de la Belgique dans la direction du rivage situé au Nord. Cet état de choses a duré jusque pendant le Quaternaire. Nous savons par les observations de M. Rutot que les dépôts moséens et campiniens du fond des vallées de nos rivières indiquent que l'évolution de celles-ci a suivi la même voie que pendant la fin du Pliocène.

Mais vers la fin du Quaternaire moyen un nouvel ordre de choses est venu s'établir. Dans les vallées, les dépôts de l'époque glaciaire viennent recouvrir le Quaternaire ancien; et dans la partie occidentale

du pays, le fond des vallées inférieures, où se rencontrent surtout les dépôts à faune froide du Campinien, se trouve à plusieurs mètres en dessous du niveau actuel de la mer. En remontant vers le haut, on retrouve de plus en plus développé le limon hesbayen qui recouvre le Campinien du fond, les flancs des vallées et même les plateaux situés entre les rivières. Cette formation hesbayenne (Quaternaire moyen) correspond aux crues glaciaires de cette époque. C'est à ce moment que s'est formée la mer anglo-flamande ou la mer flandrienne de M. Rutot. Celle-ci occupait non seulement l'emplacement actuel de la mer anglo-flamande, mais elle couvrait en outre la Basse-Belgique, où elle pénétrait vers le Sud dans les vallées de la Lys et de l'Escaut, de sorte que la Flandre occidentale se serait trouvée totalement submergée, ou ce qui est plus probable, elle n'émergeait que par sa partie centrale, formée par les hauteurs qui s'étendent depuis les collines de la Flandre française jusqu'à celles de Thielt et peut-être au delà ; car s'il y avait eu immersion complète, l'écoulement de la Lys aurait suivi plus tard le retrait de la mer vers le Nord-Ouest. Mais, au contraire, l'invasion marine de la Lys, qui aurait pénétré jusqu'aux environs de Courtrai, a totalement modifié le système des affluents supérieurs de la rivière, qui constituaient à cette époque un système littoral, en même temps que les rapports entre la Lys et l'Escaut se sont trouvés profondément modifiés.

Nous croyons pouvoir reporter le moment de la formation de la mer anglo-flamande à l'époque hesbayenne, contrairement à l'opinion de M. Rutot, qui place cet épisode dans le Flandrien vers la fin du Quaternaire. Nous verrons plus tard que le fond de la mer du Nord est semé de roches cristallines et schisteuses, de provenance étrangère, surtout de la Haute-Belgique, mais parmi lesquelles on rencontre fréquemment celles d'origine bretonne. L'explication la plus plausible de la présence de ces roches sur le fond de la mer, est celle qui les considère comme un apport des glaçons flottants de l'époque glaciaire, et il nous paraît dès lors probable que c'est à l'époque hesbayenne, alors que notre pays a été surtout affecté par le refroidissement du climat, qu'il faut attribuer la formation et le transport des glaçons, ce qui nous permet en même temps de dater le moment de la formation de la mer anglo-flamande quaternaire. Nous verrons du reste que ce transport de roches par des glaçons s'est effectué sur une vaste échelle, et qu'on les retrouve non seulement dans la Basse-Belgique, mais aussi dans la Hollande méridionale jusqu'à la rencontre du glacier scandinave avec les formations glaciaires des vallées du Rhin et de la Meuse.

Avant l'extension de la mer du Nord vers le Sud, alors que la région du Sud-Est de l'Angleterre se continuait avec la région belge, les rivières des deux pays formaient un système unique et coulaient, comme on l'a déjà dit, vers le Nord et le Nord-Est. Il est probable que les rivières du bassin de Londres, représentées par la Medway, la Tamise, et les rivières côtières d'Essex et de Suffolk se recourbaient vers le Nord et se réunissaient vers leur embouchure avec la Lys et l'Escaut, peut-être aussi avec la Meuse. C'est à ce système fluvial pliocène-quadernaire que nous croyons qu'il faut rattacher les argiles fluviales de Chillesford et probablement aussi les couches fluviales de Cromer, dont la formation indique les conditions arctiques du climat glaciaire. Les argiles de Chillesford forment au-dessus du Crag pliocène une bande large de plusieurs kilomètres, plus ou moins parallèle à la côte actuelle de Suffolk et Norfolk, et s'étendant depuis Chillesford, situé au Nord de Harwich, vers Cromer, sur la côte septentrionale du Norfolk. Nous savons que M. Harmer attribue cette formation fluviale à une des phases du Rhin quadernaire, parce que des roches provenant du continent et surtout des Ardennes ont été constatées souvent au large d'Yarmouth et de la côte orientale de Norfolk. Mais celles-ci peuvent tout aussi bien représenter des apports glaciaires de la mer quadernaire charriés également par des glaçons. Si l'on examine la carte, il ne semble pas que le Rhin devait s'étendre si loin vers l'Ouest. D'ailleurs M. Harmer lui-même, en même temps que les géologues hollandais, a démontré l'existence d'un bassin d'affaissement très accusé, situé au voisinage du Zuiderzee actuel, dans lequel s'est formé l'étage amstélien, ainsi désigné par M. Harmer, et qui est une formation franchement marine, terminant l'époque pliocène en Hollande, et surmontée elle-même par du Quadernaire marin. C'est sur le bord de ce bassin marin quadernaire qu'est venu se fondre en Hollande le glacier scandinave, comme nous l'ont montré les travaux de M. Lorié.

D'un autre côté, la carte hydrographique de la mer du Nord indique clairement les embouchures de deux anciens fleuves quadernaires sur le rivage de cette époque. La ligne bathymétrique de 50 mètres qui s'étend depuis Flamborough Head, au Nord de l'embouchure de l'Humber, jusqu'au cap Skagen, qui termine la péninsule danoise, présente, de chaque côté du Dogger Bank, une échancrure très marquée où la profondeur descend à 100 mètres. Celle de l'Ouest, dirigée vers Flamborough Head, recevait probablement l'Humber, la Tamise, l'Escaut et la Meuse; celle de l'Est constituait, de son côté, le bassin inférieur de la vallée où se réunissaient l'Ems, le Weser et l'Elbe. De

cette manière il devient facile de s'expliquer la formation du Dogger Bank par l'accumulation de roches continentales et d'ossements de mammifères quaternaires qu'on y a constatés. Quant au Rhin, après avoir contribué au comblement de la mer qui couvrait une partie de la Hollande, il semble avoir prolongé son bassin à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, car des fosses de profondeur intermédiaire entre 50 et 100 mètres, situées devant le Dogger Bank, paraissent indiquer ce double courant.

Enfin, pour compléter cette esquisse du système fluvial de la mer du Nord pendant le Quaternaire ancien, nous nous permettrons d'invoquer une étude récente de M. Holst, qui nous montre comment se présentait avant la formation du glacier scandinave l'écoulement des eaux de la partie orientale de la plaine de l'Allemagne du Nord. Il semble que la partie méridionale de la Baltique n'existait pas à cette époque, et que les eaux des rivières correspondant à la Vistule et à l'Oder se rendaient directement à la mer du Nord, à travers la Scanie et au Sud de la Norvège. Des sondages pratiqués en vue de l'établissement des travaux d'eaux pour la ville de Malmö ont établi l'existence d'une large vallée fluviale remplie actuellement par des dépôts morainiques. La direction de cette vallée prolongée, au Sud-Ouest, à travers la Baltique méridionale vient correspondre, près de Bromberg, avec un coude très prononcé de la Vistule actuelle, coude qui se serait formé lorsque ce retrait des glaces scandinaves, laissant derrière elles un nouveau bassin marin qui sépare aujourd'hui l'Allemagne de la Scanie, eut permis au fleuve préglaciaire de porter sa vallée inférieure vers le Nord-Est. Vers le Nord-Ouest, la vallée du fleuve Alnarp, comme l'appelle M. Holst, va se confondre avec le détroit du Sund qui sépare la Scanie des îles danoises, ce qui nous montre que les eaux préglaciaires de la plaine polonaise se dirigeaient d'abord vers la mer qui baigne la Norvège. L'âge préglaciaire de la vallée d'Alnarp est d'autant mieux établi qu'on y a rencontré *Corbicula fluminalis* ainsi que des fragments d'ambre, qui se retrouvent dans les dépôts anciens de la Vistule supérieure, et — comme on le sait — les dépôts fluviaux de nos vallées appartenant au Quaternaire ancien présentent également des corbicules.

Mais l'apparition de l'époque glaciaire dans nos régions et la pénétration de la mer du Nord dans la région anglo-flamande, dans la Basse-Belgique et dans la Hollande méridionale, sont venues changer totalement les dispositions géographiques; et en même temps la communication de la mer du Nord avec la Manche par le détroit de Calais a séparé l'Angleterre du continent.

Nous avons dit que la transgression anglo-flamande ou la mer flandrienne de M. Rutot recouvrait la plus grande partie de la Flandre occidentale. C'est ainsi que l'on a constaté une épaisseur de plusieurs mètres de sable flandrien qui s'est déposé dans un golfe formé dans la Flandre française autour de Dunkerque. C'est à cette époque qu'il faut attribuer la capture de la Hem qui, descendant de la crête de l'Artois, coulait antérieurement dans la direction de l'Yzer par laquelle elle se continuait en affluent de gauche de la Lys. Quant à l'Aa, qui coule d'abord parallèlement à la Hem sur le plateau crayeux, il est difficile de dire si elle a commencé par se rattacher à l'Yzer ou bien si elle se rendait directement à la Lys supérieure. Quoi qu'il en soit, elle fut plus tard captée par suite de l'affaissement du bassin de Dunkerque où elle se réunit maintenant à la Hem.

Dans la Flandre occidentale, il n'était pas encore question de système littoral fluvial, puisque la mer s'étendait jusque sur le flanc des collines du centre de la province. Ce ne fut qu'après le retrait de la mer flandrienne, ce qui d'après M. Rutot eut lieu tout à la fin du Quaternaire, que l'émersion d'une bande littorale, qui toutefois fut beaucoup plus large que le versant marin actuel, eut pour conséquence l'établissement d'un régime d'écoulement des eaux vers la mer en voie de retrait. Ce fut alors que l'Yzer décapitée par le haut de la Hem, qui formait sa vallée supérieure, au lieu de couler vers la Lys comme pendant le Quaternaire préglaciaire, dirigea définitivement ses eaux vers le Nord-Ouest. Ce fut aussi vers ce moment que se formèrent les affluents qui plus tard se réunirent dans le Zwin; seulement les embouchures de toutes ces rivières se trouvaient au delà du rivage actuel. On sait que sur toute l'étendue de la côte actuelle on rencontre, jusqu'à une certaine distance sous les eaux de la mer, une couche de tourbe plus ou moins épaisse recouverte par des argiles et des sables marins. Cette tourbe, formée par des restes de plantes de marais, renferme des troncs de chênes et de pins, elle témoigne indubitablement d'un retrait marqué de la mer au delà de ses limites actuelles.

Elle a commencé à se former au début de l'époque récente, et, pendant qu'elle s'accumulait, les populations qui l'ont occupée y ont laissé des traces de leur passage; c'est ainsi qu'on y trouve des silex néolithiques, des constructions palafittes des objets montrant l'occupation gauloise et aussi, vers la fin, des monnaies romaines dont les dernières datent du IV^e siècle de notre ère et occupent les niveaux supérieurs de la tourbe. Celle-ci se couvre ensuite d'alluvions marines, dans la plaine maritime, ce qui indique qu'elle fut à cette époque de nou-

veau occupée par la mer. Ces nouveaux dépôts marins sont constitués par une série de sables et d'argiles poldériennes, témoins des oscillations du niveau de la plaine.

Parmi les formations marines les plus récentes, il faut citer les sables à *Cardium* qui terminent la série et montrent, par leur distribution, qu'autrefois le rivage ne présentait pas la disposition rectiligne actuelle. Celle-ci est due en partie à la formation des dunes, en partie aux endiguements qui ont complètement transformé cette partie de notre pays depuis le X^e siècle. La côte présentait autrefois plusieurs golfes que l'on peut encore reconnaître en suivant les contours de la plaine maritime marquée par la ligne d'altitude de 5 mètres et où apparaissent à la surface les sables à *Cardium* parfois recouverts par les sables éoliens. Le golfe du Zwin recevait les eaux de la Waerdamme; il a duré pendant tout le moyen âge et au delà, et a permis le développement remarquable du commerce maritime de Bruges. Il y avait aussi un golfe qui s'étendait de Dixmude à Furnes et pénétrait par la vallée de l'Yzer jusqu'à la frontière française actuelle. Enfin le golfe de Dunkerque a capté l'Hem et plus tard l'Aa. Ce sont les ruisseaux qui venaient se réunir dans le golfe de Dixmude-Furnes qui ont creusé le cirque sur le bord duquel est situé Ypres, et dont le rebord est formé par les collines de la Flandre française, le mont Kemmel et les hauteurs de Wytchaete, Hollebeke, Gheluwveld, Passchendaele, Staden et Dixmude. C'est sur cette crête que M. Rutot a découvert les éolithes des populations reutéliennes préglaciaires. On y rencontre les éolithes mélangés à d'autres silex, très abondants, dont il faut rechercher l'origine dans les couches crétacées de l'Artois. Ces silex, parfois assez volumineux, d'autres fois à l'état d'éclats, se présentent aussi à l'état de galets plus ou moins gros, d'autres fois en blocs très peu roulés et assez volumineux, qui ne semblent pas avoir été apportés par les eaux des anciennes rivières. Un examen de la carte de la province montre le rayonnement des ruisseaux vers le centre du golfe aujourd'hui occupé par la plaine marine, dans laquelle ils devaient se réunir plus tard à l'Yzer, lorsque la mer se fut définitivement retirée vers le X^e siècle. Mais les travaux d'endiguement et de canalisation ont depuis lors donné au réseau une forme complètement artificielle. Parmi tous les affluents du golfe de Dixmude, seule l'Yzer nous montre à proximité et au delà de la frontière française une vallée naturelle ancienne caractérisée par une double terrasse, ce qui s'explique si on admet que cette partie de la rivière date de l'époque où les eaux de la partie correspondante de la crête de l'Artois descendaient vers le versant gauche de la vallée de la Lys.

Réseau fluvial de la Basse-Belgique.

Nous étudions ici la région située au Nord de la ligne d'altitude de 20 mètres, depuis Eecloo jusqu'à la Campine limbourgeoise. On remarque dans cette plaine basse les collines d'Eecloo se reliant au Pays de Waes par une crête peu marquée qui descend à 6 mètres près de Lokeren, où commence de l'autre côté de la Durme le plateau de Saint-Nicolas. Celui-ci se continuait autrefois par Rupelmonde, Hoboken avec les collines de Hove, Contich, Reeth, au delà desquelles passe la Nèthe se rendant de Lierre vers le Rupel. Puis le pays se relève lentement et nous voyons apparaître les collines de Wavre-Notre-Dame, Putte, Heyst-op-den-Berg, Hersselt, Veerle et au delà vers Tessenderloo le plateau du Limbourg, sur lequel les affluents supérieurs de la Nèthe et du Démer coulent parallèlement les uns aux autres sans former de vallées nettement séparées. La constitution géologique de cette série de collines montre qu'elles formaient autrefois une crête continue. Ce sont les affluents du réseau de la fin du Pliocène et du début du Quaternaire qui, en creusant leur vallée inférieure, ont commencé à former les larges ouvertures que l'on constate actuellement dans la crête. Chacune d'elles correspond à un des affluents pliocènes. La Lys-Escaut a passé par l'espace qui sépare les collines d'Eecloo de celles situées à l'Est de Lokeren; l'étroit chenal qui existe entre Hemixem et Rupelmonde répond peut-être à un ancien lit de la Dendre et est aujourd'hui occupé par l'Escaut inférieur, tandis que la Senne réunie à la Dyle passait entre Waerloos et Wavre-Notre-Dame; les affluents situés plus à l'Est se rendaient les uns au Nord, les autres vers la Meuse. Telle nous paraît avoir été la situation lorsque pendant la période glaciaire la mer est revenue envahir la Basse-Belgique. Il semble même qu'une partie de la vallée de la Lys-Escaut, et à un moindre degré celle de la Dendre, ont été occupées par la mer; de son côté, le Démer inférieur était également inondé. Il faut donc admettre qu'il y a eu un affaissement de cette partie du pays, surtout prononcé vers l'Ouest, tandis que la Hesbaye et la partie orientale du Limbourg se sont relevées.

La topographie du sillon du Démer inférieur ne répond pas du tout au schéma ordinaire des vallées d'érosion. Sa pente est à peine marquée; ce n'est qu'à la réunion de la Gette, de la Herck et du Démer que la ligne d'altitude de 20 mètres traverse le fond de la vallée; et

les courbes d'altitude supérieure n'ont absolument rien de commun avec la direction de cette dernière. Le golfe de la mer flandrienne qui s'est formé ici lors du retrait de cette dernière, recevait un système de rivières littorales; actuellement la région se présente comme une zone de rencontre pour les eaux du versant limbourgeois avec celles qui descendent du plan incliné de la Hesbaye. C'est ainsi qu'a débuté le réseau actuel de la Campine avec sa direction occidentale, alors que le réseau plus ancien qui se rendait à la mer pliocène et à la mer quaternaire du Sud des Pays-Bas, était dirigé du Sud au Nord. Le réseau actuel de la Campine présente du reste dans sa partie supérieure les caractères de la configuration éolienne: larges vallées peu accusées, direction Nord-Est des affluents sur la direction des vents prédominants du Sud-Ouest, et alignement correspondant des collines témoins sur le plateau limbourgeois.

Au point de rencontre des deux Nèthes, près de Lierre, les eaux au lieu de continuer leur cours vers Anvers, se retournent brusquement au Sud-Ouest vers le Rupel à travers la large ouverture de la crête de la Campine par où passait la rivière pliocène qui transportait en sens contraire les eaux de la Senne et de la Dyle pliocènes. Nous pouvons heureusement apporter des preuves paléontologiques de l'existence de cette rivière. Le sol des environs de Lierre a fourni à plusieurs reprises des ossements de Mammouth et d'autres grands Mammifères de l'époque glaciaire. Le baron van Ertborn a montré qu'ils se trouvaient à la cote 0, sous une couche de tourbe recouverte de sables flandriens occupant le lit d'une rivière qui coulait au Nord. La mer, du reste, ne se trouvait pas très loin, d'après le même géologue; il a cru reconnaître sur le versant septentrional de la crête Eecloo-Campine un cordon littoral auquel il attribue l'âge quaternaire ancien, parce qu'on y a trouvé le squelette d'*Elephas antiquus* (var. *trogontherii*) qui figure au Musée de Bruxelles à côté du Mammouth de Lierre. Ce cordon littoral aurait donc été formé par la mer qui envahit la Basse-Belgique pendant la seconde moitié du Quaternaire. Une observation faite par M. van den Broeck semble confirmer ces conclusions. Il signale des formations littorales dans le voisinage de Ranst, à quelques kilomètres au Nord de Lierre, qui renferment une faune quaternaire où figurent *Cardium edule* et *Mytilus edulis*.

Des coquilles quaternaires ont été également constatées dans les sondages du Nord de la Campine. M. Mourlon signale les sondages de Wortel et de Strybeek dans le bassin de la Marck. Sous des alternances de sables et d'argile on rencontre des niveaux marins, les uns en

dessous de — 17 mètres, les autres jusque — 52 mètres, dont la faune indubitablement quaternaire indique le retrait de la mer vers le Nord.

M. Lorié a fourni des preuves encore plus décisives de l'existence du système fluvial à direction Nord-Sud dans la Campine et le Brabant septentrional. Il a signalé dans ces régions l'existence de ce qu'il a appelé le Diluvium de l'Escaut, caractérisé par de petits galets de silex, de quartz et de quartzite, en tout semblables à ceux que l'on rencontre dans la vallée de l'Escaut. Nous verrons plus loin que dans la Campine limbourgeoise on rencontre des conglomérats beaucoup plus développés, renfermant les éléments signalés tantôt, mais où de plus prédominent les roches de l'Ardenne. Ces apports venus du Sud démontrent la persistance du réseau pliocène jusqu'à l'arrivée de la mer hesbayenne-flandrienne. Nous pouvons même au moyen des niveaux quaternaires fournis par les sondages de Wortel et de Strybeek, affirmer que le sol de la frontière a continué à s'affaisser pendant l'époque récente, en correspondance avec le centre d'affaissement plus ancien d'Utrecht et d'Amsterdam. Et pendant que ces affaissements se produisaient, les sables éoliens et les alluvions des petites rivières actuelles se déposaient en couches successives au-dessus des niveaux purement marins du côté du Brabant septentrional, alors que le réseau actuel de la Nèthe était en voie de formation.

Mais pourquoi, après le retrait de la mer flandrienne, les eaux de la Campine ont-elles cessé de couler au Nord où se trouvait la zone d'affaissement du Zuiderzee? La Campine n'a guère participé au mouvement d'affaissement septentrional, et peu à peu la mer du Brabant hollandais a été comblée par les apports glaciaires et post-glaciaires de la Meuse et du Rhin, tandis que la mer de Flandre est restée ouverte du côté de l'Ouest. Il est probable que la Nèthe a commencé à couler vers Anvers par Ranst et le Grand Schyn, mais le courant prépondérant du Démer-Rupel n'a pas tardé à attirer les eaux de la Nèthe le long du chenal de la rivière de Lierre, qui avant la dernière invasion marine de la Basse-Belgique transportait les eaux vers le Nord. Les tourbières du début de l'époque récente, qui couvrent en Campine les sables flandriens, montrent que l'établissement du régime de la Nèthe s'est fait dans des marécages, d'ailleurs encore fréquents dans cette région, et ce n'est que graduellement que le réseau s'est formé. Nous avons déjà dit qu'il avait fortement subi l'influence du transport des sables éoliens.

Après cette étude du bassin de la Nèthe, il nous reste à examiner

la partie du réseau de la Basse-Belgique qui apporte les eaux de la Flandre, du Hainaut et de la Hesbaye, arrivant aujourd'hui par deux rivières, l'Escaut de Termonde et le Rupel. Nous voyons ceux-ci se réunir à leur tour et traverser la crête de la Campine par la passe située entre les collines de Rupelmonde, d'un côté, et celles qui sur la rive droite commencent à Hemixem pour s'étendre dans la direction de Reeth et Contich. Le fleuve, après avoir traversé les terrains et marécageux de l'embouchure du Rupel, franchit la bande de terrains sablonneux s'élevant sur les deux versants à l'altitude de 20 mètres. La disposition hypsométrique de la région occupée par le Rupel et l'Escaut de Termonde semblerait plutôt devoir guider les eaux vers le bassin en aval de Gand. C'est ce qui paraît avoir eu lieu immédiatement après le retrait de la mer hesbayenne-flandrienne, et les eaux arrivaient alors à l'embouchure de l'Escaut actuel entre la Flandre et la Zélande. On peut ainsi s'expliquer le niveau anormalement bas de la région située en arrière de la crête de la Campine. Elle a d'abord subi l'érosion Nord-Sud du réseau pliocène campinien (qui a persisté pendant l'évolution des étages scaldisien, poederlien, moséen et campinien), et pendant laquelle la crête de la Campine faisait encore partie du plan incliné de la Moyenne-Belgique, alors qu'elle en est séparée aujourd'hui par la ligne de l'altitude de 20 mètres, qui limite au Nord et au Sud la région basse du Démer, du Rupel et de l'Escaut de Termonde. La mer est venue ensuite envahir cette partie basse, probablement par suite d'un affaissement très peu prononcé et coïncidant avec celui de la partie occidentale du pays et la formation de la mer anglo-flamande, de sorte que, cette dernière s'étant retirée, il en est résulté la formation des rivières actuelles à direction perpendiculaire à celle du réseau précédent, en même temps que le niveau général de la région s'est trouvé abaissé en dessous de celui de la crête de la Campine, et celle-ci s'est ainsi trouvée isolée du reste du pays.

Le réseau qui a succédé au retrait de la mer flandrienne ne se présentait pas tout à fait sous l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui. Les eaux du Démer et de la Dyle se réunissaient à celles de la Senne au Sud de Malines, pour se rendre vers l'Escaut de Saint-Amand. M. Rutot a signalé dans cette région la présence du lit abandonné d'un ancien courant. Toutefois le dessin topographique est trop peu accentué pour affirmer d'une manière précise les transformations successives qui ont eu lieu, mais une chose nous paraît claire, c'est que les eaux arrivaient de la partie orientale de la Moyenne-Belgique pour se rendre par Saint-Amand et peut-être par Termonde dans la direc-

tion de Gand, où elles arrivaient en sens contraire du courant actuel.

De Gand, le trajet vers la mer se trouve si bien indiqué par la topographie du Nord de la Flandre orientale, que l'on a même prétendu que cette communication existait encore vers l'an 800. On sait que le canal de Gand à Terneuzen traverse au delà de la frontière une région de criques, qui vont en se développant vers le Braakman; c'est là une partie de l'estuaire de l'Escaut, avec lequel il communique par la passe de Terneuzen à l'Est, et le Sas-de-Gand à l'Ouest. Il se présente tout à fait comme l'estuaire du prolongement de l'Escaut venant directement de Gand vers l'embouchure occidentale actuelle. A l'Est du Braakman, nous rencontrons sur le bord méridional de l'estuaire actuel plusieurs criques analogues mais moins importantes : ce sont celle de Terneuzen et l'Hellegat qui proviennent de la région située entre Axel et Hulst et, enfin, les criques inondées de Saftinge. Nous dirons tantôt le rôle que ces criques ont joué dans la transformation ultérieure de l'Escaut, qui fait déboucher le fleuve par Anvers.

Si nous étudions la topographie de la région située au Sud de l'estuaire, nous rencontrons au Nord de Mendonck une zone de collines sablonneuses très basses, qui s'alignent depuis Eecloo, par Ertvelde, le Nord du Moervaart, jusqu'à Stekene. Ce sont des restes de dunes témoignant d'un transport éolien de sables dans la direction de l'Est, qui a débuté après le retrait de la mer flandrienne. Ce sont ces sables qui ont graduellement barré le cours du fleuve se rendant autrefois au Braakman et ont obligé les eaux à se détourner successivement vers la série de criques que nous venons de signaler. Nous pouvons même encore retrouver sur la carte les traces des différentes étapes du déplacement de l'Escaut. Elles sont représentées par des cours d'eau à direction Nord-Est, qu'on a souvent confondus avec des canaux artificiels, parce qu'on ne pouvait pas s'expliquer leur rôle naturel dans le réseau actuel de la Basse-Flandre. Les travaux anciens qui les ont approfondis, n'ont fait qu'utiliser des canaux naturels autrefois beaucoup plus importants, mais qui sont devenus des bandes marécageuses lorsqu'ils ont été abandonnés par les eaux courantes. Ce sont le Moervaart et la Zuidlede, qui occupent les bords d'une large dépression naturelle qui vient se terminer à Stekene, dans la zone des dunes anciennes; la Westlede, qui disparaît dans les terrains sableux au Sud-Ouest de Saint-Nicolas; l'Oudlede, qui fait encore communiquer l'Escaut de Gand avec la Durme de Lokeren. Il paraît probable que la partie de cette dernière rivière située vers l'aval constituait autrefois un cours d'eau amenant les eaux d'un Rupel ancien par la partie de

l'Escaut s'étendant de Rupelmonde à Thielrode, de sorte que le cours ancien de la Durme était alors dirigé en sens contraire : il se rendait par Hulst vers l'Hellegat ou la crique de Saftinge. Pendant ce temps la Dendre coulait de Termonde vers Gand.

Mais tout cela ne suffit pas pour expliquer comment les eaux venues de la Moyenne-Belgique sont parvenues à creuser la crête de la Campine entre Rupelmonde et Hemixem, et à se former un lit nouveau dans les tourbières d'Austruweel, formées au début de l'époque récente. Cette passe paraît déjà avoir servi de passage aux eaux de la Dendre du réseau pliocène campinien, mais après le retrait de la mer flandrienne, la crête s'étant plus ou moins reconstituée par le dépôt des sables flamandriens, la région d'Anvers devient un vaste marécage. Nous venons de dire que la Dendre coulait alors dans la direction de Gand, de même que les autres rivières situées plus à l'Est se rendaient à l'Escaut du Braakman par l'Escaut de Thielrode et la Durme.

Lorsqu'on étudie la circulation des eaux dans les affluents qui vont aboutir actuellement au Bas-Escaut, on est frappé de voir la marée s'y propager sur de grandes distances. On la constate à Lierre pour la Nèthe, à Termonde pour l'Escaut, et à Moerbeke pour la Durme. Nous avons déjà fait allusion au rôle que les courants de marée ont joué dans le creusement de l'estuaire et de ses prolongements vers l'Est. La marée a dû jouer un rôle analogue dans les canaux, par où arrivaient les eaux supérieures pendant les différentes étapes que nous venons de signaler, de sorte que l'action de la marée se transportant vers l'Est à la suite des déplacements éoliens, a commencé par attaquer sur ses deux flancs la crête des collines de Saint-Nicolas, qui se continuaient encore vers Rupelmonde, Hemixem, Contich; et c'est ainsi que celle-ci a fini par céder à l'endroit où passait autrefois la Dendre pliocène.

On peut encore, en étudiant la topographie de cette région, se rendre compte comment le passage du fleuve s'est opéré. D'abord on voit la Dyle-Démer prolongée par le Rupel et l'Escaut, serrer de plus en plus près la crête de la Campine qui présente un versant très raide à Rupelmonde, Steendorp, Thielrode et Elverseele.

On voit l'Escaut, au moment de traverser la crête, recevoir un peu en aval du Rupel un petit affluent, qui attire l'attention parce que son courant est dirigé en sens contraire de celui du fleuve. C'est le Struysbeek. Son bassin s'est creusé dans la crête entre Hemixem, Howe, Contich et Reeth. Il nous paraît évident que c'était là un affluent droit de l'ancien réseau Rupel-Durme qui a creusé la crête; mais

le tronç principal du petit bassin n'apparaît plus aujourd'hui, parce qu'il a été remplacé par l'Escaut qui coule vers Anvers.

La marée se propageait très probablement jusque dans le Struysbeek ancien, de même qu'elle était arrivée à pénétrer jusque dans une petite rivière correspondante du versant Nord de la crête. Celle-ci, attaquée des deux côtés par les courants de marée, a fini par livrer passage aux eaux de l'estuaire, et permettre par leur rencontre avec les eaux de la zone basse méridionale la transformation graduelle du réseau du début de l'époque récente en celui que nous voyons aujourd'hui. Le Rupel s'est de plus en plus porté vers le Nord; le courant de la Durme uni à celui de l'Escaut jusque Rupelmonde s'est peu à peu renversé. L'ancien bassin pliocène de la Dendre inférieure, peut-être déjà occupé par les eaux de la Senne, a été envahi par la marée, de sorte que les eaux de Termonde ont cessé de couler vers l'Ouest et se sont dirigées vers Thielrode. Enfin le courant de marée se propageant de Termonde vers Gand, a fini par accaparer les eaux de la Flandre aux dépens de l'Oude-Leede. Mais le renversement du courant ne pouvait plus être très puissant, la Lys et l'Escaut se sont péniblement recourbés par des méandres bizarres dans la direction de Destelbergen, de sorte que le bassin large et plat qui s'étend jusque Termonde, avec ses méandres abandonnés, constitue plutôt un marécage traversé par un cours d'eau peu actif, qu'une zone d'érosion fluviale.

Les observations de MM. Rutot et Hasse viennent confirmer les explications qui précèdent et indiquent même une date approximative pour la formation de l'Escaut d'Anvers. M. Rutot a établi la succession stratigraphique des couches qui se sont déposées pendant l'établissement du système de rivières du littoral. Il a rappelé que la couche de tourbe datant de l'époque récente renferme une série de témoins archéologiques, dont les plus récents sont des monnaies romaines datant depuis Jules César jusque l'empereur Posthumus, qui a régné vers l'an 500. C'est à partir de cette date que débute une invasion marine qui a déposé les « alluvions marines inférieures ». C'est vers le début du IV^e siècle que la transgression atteint son maximum et elle dure jusque vers l'an 840. Après le retrait de la mer, un régime poldérien s'établit sur la région littorale.

De son côté M. Hasse vient d'étudier la géologie d'Anvers à la réunion des deux Schijn et de l'Escaut. Ces deux rivières ont également creusé leur lit dans la tourbe du début de l'époque récente; celle-ci a du reste continué à s'accumuler jusqu'au XI^e siècle, où la

construction des digues est venue régulariser et activer le cours marécageux des rivières de la région. Le lit creusé dans les couches pliocènes est constitué par une série de formations fluviales. Au sommet se rencontrent les sables, argiles et limons qui se sont déposés depuis le XI^e siècle, et présentent une stratification horizontale régulière. On rencontre en dessous, des dépôts à stratification entrecroisée datant du III^e ou IV^e siècle. Ils renferment un mélange de fossiles poederliens, scaldisiens, diestiens, miocènes, oligocènes, avec des coquilles fluviales modernes, des troncs d'arbres et des blocs de tourbe. La stratification est très irrégulière, et on peut y reconnaître l'action de courants de marée très puissants. Nous voyons donc apparaître ici les courants de marée précurseurs de l'extension de l'estuaire vers l'Est; ce sont eux qui ont remanié et rassemblé les fossiles venus de l'aval, et ils ne vont pas tarder à percer la crête de la Campine et à établir la communication entre l'estuaire d'Anvers et les rivières qui traversent de l'Est vers l'Ouest la partie méridionale de la Basse-Belgique. Nous voyons donc que vers l'époque où existait l'invasion marine flamande signalée par M. Rutot, la marée en s'avancant jusqu'en amont d'Anvers, a constitué entre le III^e et IV^e siècle le réseau actuel de l'Escaut. Ajoutons que, après l'an 1000, une série de tempêtes venant rompre les digues récemment construites, ont encore modifié l'aspect de la zone d'inondation du Bas-Escaut.

Pour finir, nous croyons de notre devoir de reconnaître que le schéma que nous venons de développer à l'aide de considérations purement géologiques ne semble pas concorder complètement avec les données historiques, assez vagues il est vrai, que l'on a pu réunir au sujet de la région du Bas-Escaut depuis le commencement de notre ère jusqu'au XII^e siècle.

César, dans ses *Commentaires*, parle d'une rivière qui était probablement l'Escaut : elle se rendait vers l'embouchure de la Meuse. Sur les cartes de Ptolémée, l'Escaut figure comme fleuve spécial sous le nom de Tabuda; plus tard Pline et d'autres auteurs romains en font mention. Jusqu'au VI^e siècle, les inondations se répètent en Zélande pendant que les Francs, les Saxons et les Frisons y pénètrent. Ensuite, après avoir été ravagée par les Normands, la région du Bas-Escaut fut partagée, par l'empereur, entre les comtes de Flandre et de Hollande. Vers 1007, le comte Baudouin reçut Walcheren et Borssele, mais ceux-ci sont restés cependant au pouvoir des comtes de Hollande. Les Zélandais de cette époque distinguent une Zélande à l'Est et une autre à l'Ouest de l'Escaut, comme si le bras occidental n'existait pas

encore. Ce ne fut que plus tard que l'on fait mention de l'Escaut occidental ou Hont. Sous ce dernier nom, on aurait désigné autrefois une localité importante détruite par l'inondation vers 1277. A partir de cette époque, les endiguements se multiplient, et les cartes anciennes de la Zélande montrent que les contours actuels sont nés graduellement par suite des travaux de défense contre les flots de la mer. Enfin, ce qui vient encore contribuer à l'obscurité de l'histoire ancienne du Bas-Escaut, on signale l'existence d'un dédoublement ou probablement d'une première ébauche du bras occidental, qui commençait à Calloo et s'étendait vers l'Ouest, sous le nom de Bolixate et de Dullart, qui se rendait au Braakman, mais se prolongeait au delà pour se réunir, sous le nom de Sincfalla, au golfe du Zwin.

Bassin de la Lys et de l'Escaut.

On peut encore reconnaître dans ce bassin l'ancienne direction oligocène vers le Nord-Est. C'est surtout le cas pour la Lys, et elle a pu rester la même non seulement après la régression diestienne, mais encore après la formation de la mer anglo-flamande, et aussi après le retrait de la mer flandrienne, en exceptant toutefois le système littoral, qui s'est formé aux dépens des affluents occidentaux de la Lys. Cette direction oligocène se reconnaît encore pour le cours supérieur de la Waerdamme et pour la Pouquesbeek. Cette dernière descend de Thielt vers le Nord-Est et, se prolongeant par l'Oude-Caele, allait rejoindre l'Escaut postflandrien du Braakman.

Cette persistance de l'orientation du bassin de la Lys nous paraît démontrer que la mer flandrienne n'a pas complètement recouvert la Flandre occidentale, sinon la mer, en se retirant, aurait entraîné la Lys et même une partie de l'Escaut vers le littoral actuel. Nous croyons plutôt, avec M. Rutot, qu'il y a eu affaissement du bassin de la Lys et aussi de la partie inférieure du bassin de l'Escaut, ce qui explique qu'une partie de leur vallée a été inondée par la mer.

C'est ainsi encore que nous nous expliquons le fait que les deux rivières coulent actuellement sur leurs alluvions anciennes. M. Lorié nous a donné une carte très instructive de la disposition des niveaux maximum d'érosion quaternaire dans les deux vallées, depuis Armentières et Pecq respectivement jusque Watervliet, au débouché de ce qu'il a appelé la « vallée de Gand » dans le Braakman. Le maximum d'érosion des rivières quaternaires, que M. Rutot place à la fin du

Campinien, est immédiatement suivi par les crues hesbayennes glaciaires, qui viennent déposer dans le lit des rivières d'énormes quantités de limon qui relèvent le fond et empêchent, dans le cours supérieur tout au moins, la pénétration de la mer. Les eaux coulent donc aujourd'hui sur les alluvions anciennes du Campinien et du Moséen.

Nous avons vu comment la Lys recevait autrefois toutes les eaux de la partie occidentale de la crête de l'Artois, et comment la Hem, l'Aa d'un côté, et l'Yzer supérieure de l'autre, ont été capturées par la mer qui a envahi la Flandre au IV^e siècle. Le réseau ancien, qui avait conservé la direction oligocène, coulait autrefois sur un plan d'érosion normal depuis l'Artois jusqu'aux collines d'Eecloo. Ce n'est que plus tard que la Lys française a acquis des affluents à direction transversale, tels que le ruisseau du canal de Neufossé, la Doeve de Warneton, la Deule et la Marcq inférieures. Ce réseau a creusé la région basse entre la crête de l'Artois et les collines de la Flandre occidentale.

C'est à l'époque de la pénétration de la mer flandrienne jusque dans la vallée de la Lys, qu'il faut faire remonter l'apparition de ce réseau supérieur de la rivière. Il s'est établi alors dans la Flandre française un réseau littoral formé par les rivières que nous venons de signaler. L'activité d'érosion a été d'autant plus grande que l'affaissement de la mer flandrienne ne s'est pas étendu aussi loin, de sorte que presque tous les terrains situés au-dessus de l'argile yprésienne ont été enlevés. Il est probable cependant que l'affaissement a envahi plus tard cette région, située entre le bassin d'affaissement de la Haine et celui du golfe de l'Aa, car elle est devenue une vaste tourbière, où se sont déposées une série de couches dans lesquelles M. Gosselet a retrouvé la suite des industries humaines se continuant jusqu'à l'époque historique.

L'Escaut a gardé également la direction oligocène depuis Gand jusque Espierres. En amont, la direction devient Nord-Sud, et sa vallée se rétrécit rapidement jusque Condé. Ici elle s'élargit de nouveau et en même temps la direction redevient oligocène. Il semble donc que l'Escaut depuis Espierres jusque Condé n'existerait que depuis le retrait de la mer diestienne, et le fleuve dont la vallée s'élargit considérablement à l'Ouest, s'étendait d'abord dans la direction du canal de Roubaix à Espierres. Un ruisseau peu important représente aujourd'hui cet Escaut supérieur, qui recevait les eaux de la Marcq et de la Deule avant la transgression diestienne. C'est à l'arrivée de la mer flandrienne dans la vallée de la Lys que la Deule

et avec elle la Marcq se sont dirigées vers le Nord-Ouest, pour se joindre aux autres rivières du réseau flandrien de la Lys supérieure.

Nous avons donc retrouvé la direction Nord-Est oligocène en amont de Condé; un affluent de gauche, la Scarpe, coule dans le même sens. Les deux rivières transportaient donc vers la région belge les eaux oligocènes de l'Artois oriental et du Cambrésis, et puisque l'Escaut de Condé à Espierres n'existait pas encore, et que l'affaissement du bassin inférieur de la Haine ne s'était pas encore produit, les eaux continuaient leur cours vers le bassin de la Dendre et celui de la Senne, comme l'a déjà montré M. van Overloop. Nous voyons donc que l'Escaut a subi de profondes modifications après le retrait de la mer diestienne. Il a capté les eaux supérieures du bassin de la Dendre, et il est devenu ainsi la principale artère du réseau, alors que c'est la Lys qui constitue la partie la plus ancienne, mais modifiée par l'influence de la mer flandrienne.

Bassin de la Dendre.

La Dendre est celui des affluents de l'Escaut dont le bassin a été le plus modifié. Cependant, en suivant la méthode d'analyse des séries successives de directions des parties constituantes du réseau, mise en regard des faits tectoniques et stratigraphiques établis par les géologues qui ont étudié la région, on peut encore se rendre compte des transformations survenues.

D'abord ce bassin est actuellement très réduit, puisqu'il est le seul des affluents de l'Escaut qui n'atteigne pas la périphérie du bassin. Il présente encore une autre anomalie : c'est que, d'après la disposition générale de son orographie, il semblerait devoir se continuer par ses affluents orientaux avec le bassin de la Senne, tandis que nous voyons les eaux se réunir en un canal commun pour traverser la chaîne des collines de la Flandre orientale, dont la barrière présente plus de 100 mètres de hauteur depuis Renaix jusqu'à Grammont. Tout cela peut s'expliquer par l'étude de l'évolution du bassin.

Les affluents supérieurs présentent encore la direction Nord-Est de l'époque oligocène-miocène. C'est ainsi que la Dendre de Leuze, dont les sources se disposent en éventail sur le plateau d'altitude de 75 mètres situé à l'Est d'Antoing, descend au Nord-Est vers Ath où la vallée devient très large. Sur la rive droite on rencontre la Sille, qui paraît avoir constitué autrefois le prolongement de la Dendre de

Leuze vers Bassily et Enghien, où elle est séparée du bassin de la Zuen par le plateau de Hautecroix à l'altitude de 80 mètres.

Au Sud de la Dendre de Leuze prolongée par la Sille et la Zuen, le plateau où prennent leur source la Dendre de Chièvres et celle d'Ath se relève vers l'Est en montant de 60 à 100 mètres jusqu'au Sud de Soignies, où commence le bassin actuel de la Senne. Les courbes d'altitude de ce plateau présentent des directions peu concluantes pour un double motif. Le sous-sol est constitué par du Calcaire carbonifère, de sorte que l'érosion ancienne du calcaire est rendue confuse par l'érosion récente du manteau limoneux, d'autant plus que les directions des courbes d'érosion se sont transformées à plusieurs reprises.

Nous pouvons toutefois conclure que ce n'est pas le réseau actuel des ruisseaux supérieurs qui a pu trouver le temps et l'énergie nécessaires pour attaquer les roches dures du sous-sol, et cette remarque s'appliquera encore mieux au réseau supérieur de la Senne. Nous sommes donc amené à admettre que les deux bassins s'étendaient autrefois beaucoup plus au Sud, c'est-à-dire au delà du bassin de la Haine. Nous savons par les travaux de M. Cornet que c'est là un bassin d'affaissement, et on peut rattacher la dernière phase de cet incident tectonique à la formation de la mer anglo-flamande. C'est donc jusqu'au début du Quaternaire que vraisemblablement le bassin de la Dendre s'étendait au delà de la Haine, et aussi au delà de l'Escaut de Condé à Tournai, puisque cette section, post-diestienne également, n'a pu se creuser que très lentement dans le calcaire. Nous sommes ainsi amené à la conclusion que la Scarpe de Douai et de Saint-Amand se dirigeait au Nord-Est vers la Dendre de Leuze, tandis que l'Escaut de Valenciennes-Condé passait par-dessus le bassin actuel de la Haine pour se rendre à la Dendre de Chièvres qui, elle aussi, se prolongeait au Nord-Est vers la Sille, Enghien et la Zuen jusqu'au bassin de la Senne.

Telle nous paraît avoir été la disposition oligocène-miocène de la Dendre, mais nous ne concluons pas de là que cet état de choses a duré jusqu'au début du Quaternaire. Nous constatons que, à partir d'Ath, la Dendre actuelle prend une direction plus septentrionale et que, en aval de Lessines, sa vallée devient très étroite en même temps que son niveau descend en dessous de 20 mètres. C'est ici qu'elle commence à franchir le mur formé par les collines de Renaix-Grammont. La direction septentrionale depuis Ath jusqu'au delà de la zone des collines doit être considérée comme un des effets du retrait de la mer diestienne. Celle-ci a couvert de ses sables le bassin de la Dendre, et

c'est sur le niveau surélevé qu'a pu commencer à se creuser le chenal au-dessus d'abord, et ensuite à travers les collines de Grammont. Nous savons par les observations de M. Rutot que la mer flandrienne a occupé le bassin inférieur de la Bellebeek venant de Ternath, de sorte que le versant septentrional des collines de Renaix-Grammont a subi l'érosion littorale, et que le niveau du chenal est graduellement descendu jusqu'en dessous de 20 mètres, mais la mer ne paraît pas avoir pu se frayer un chemin à travers la zone de collines.

A mesure que cette nouvelle voie pour l'écoulement des eaux du bassin de la Dendre s'approfondissait, l'érosion de celui-ci se faisait plus rapidement; mais lorsque l'ancien niveau oligocène-miocène a été rencontré, les anciens canaux, surtout dans la partie supérieure du bassin, ont été utilisés et encore approfondis, tandis que dans la partie inférieure le réseau a dû s'adapter plus étroitement aux conditions nouvelles; le chenal depuis Ath jusque Ninove a continué à se creuser, et sur celui-ci sont venus s'insérer transversalement les anciens courants autrefois dirigés vers le bassin de la Senne.

Le réseau pliocène de la Dendre a continué à recevoir les eaux d'une partie de l'Artois par les bassins de la Scarpe et de l'Escaut de Condé, et ce fut à l'époque du Campinien (Quaternaire moyen), alors que le processus d'érosion des rivières quaternaires de la Belgique occidentale avait atteint son maximum, donc peu de temps avant l'arrivée des crues hesbayennes venant de la Haute-Belgique, qu'est survenu l'affaissement du bassin de la Haine qui a décapité le bassin de la Dendre au profit de l'Escaut de Tournai.

Bassin de la Senne.

La direction de la Senne, de Vilvorde jusque Ronquières, est post-diestienne; par contre, les affluents de gauche, la Molenbeek et la Zuen, rappellent le réseau ancien qui apportait vers l'Est les eaux du bassin de la Dendre. En amont de Tubize, les affluents supérieurs viennent se réunir au tronc diestien. Mais on peut encore reconnaître la disposition ancienne par laquelle la Senne supérieure passait dans la vallée du Hain vers le ruisseau d'Argent, de même que la Sennette et la Samme se dirigeaient vers la Lasne par-dessus le plateau de Malplaquet, à 170 mètres d'altitude.

Si nous poursuivons le réseau supérieur vers le Sud, nous arrivons sur un plateau qui se relève graduellement vers l'Est, de 100 à

180 mètres d'altitude, en passant successivement par les sources de la Gageolle, de la Senne, de la Sennette et de la Samme, et en outre, par celle du Piéton, dirigé d'abord au Nord comme les précédents, mais ne tardant pas à se retourner au Sud vers la Sambre.

Les vallées en amont de Tubize sont profondément encaissées dans les roches dures du Primaire; leur creusement doit remonter à une époque ancienne et suppose un travail d'érosion considérable que n'ont pu fournir les ruisseaux actuels, si peu importants. Il faut donc admettre que le réseau s'étendait autrefois plus au Sud. Si nous dépassons le plateau de Bois-d'Haine, nous rencontrons les affluents supérieurs de la Haine, le ruisseau d'Estiennes, la Trouille, la Haine supérieure, qui suivent le même alignement que la source de la Samme et celle du Piéton, de sorte qu'il est difficile de nier que toutes ces rivières faisaient partie de l'ancien réseau de la Senne. Mais nous aurons plus tard à l'étendre encore davantage lorsque nous étudierons la question des rapports anciens du réseau de la Moyenne-Belgique avec celui de la Haute-Belgique.

Bassin de la Dyle.

Le tronc commun formé par les affluents s'étend jusqu'en aval de Wavre; il présente la direction diestienne, mais déjà on remarque que les eaux ont une tendance à se porter vers le Nord-Est. Les affluents latéraux et surtout ceux de gauche présentent un développement marqué, avec direction oligocène-miocène au Nord-Est, tandis que sur les affluents de droite viennent s'insérer des affluents supérieurs à direction Nord-Sud. Les lignes de niveau font ressortir clairement le réseau oligocène-miocène et son rattachement au réseau de la Velpe et de la Grande-Gette du bassin du Démer. C'est dans cette région qu'ont évolué les deltas des réseaux successifs correspondant aux transgressions marines oligocènes. Les affluents supérieurs sont creusés dans le Primaire ancien jusqu'à Wavre, de sorte que nous devons admettre ici encore une extension ancienne du bassin vers le Sud. Aujourd'hui, il vient se terminer au Piéton et à la Sambre. Nous observons au coude que décrit le Piéton, en aval de Luttre, un affluent qui se dirige en droite ligne sur la vallée de la Thyle, de sorte que nous entrevoyons une époque où le courant du Piéton pouvait se diriger vers la Dyle supérieure et lui apporter les eaux de la Haute-Belgique.

Bassin du Démer.

Il faut distinguer entre le Démer inférieur et ses affluents supérieurs. Le Démer en aval de Diest a été occupé par la mer flandrienne; donc ici, comme dans le reste de la Basse-Belgique, la transgression quaternaire a masqué le réseau diestien, et il faut chercher plus haut les traces que celui-ci a laissées, mais elles ne se présentent pas aussi nettes que pour la Senne et la Dyle. En amont de Diest, le tronc commun est formé par la réunion de la Gette, de la Herck et du Démer, et il apparaît clairement que les trois rivières venaient ici se réunir dans un golfe de la mer flandrienne.

Les affluents supérieurs du bassin du Démer occupent le plateau qui s'étend depuis Gembloux jusqu'à la rive gauche de la Méhaigne et à celle du Geer. La direction Nord-Est y est très apparente, mais la direction diestienne ne peut se retrouver que dans l'affluent formé par la réunion des deux Gette qui reçoit la Herck et le Démer, de sorte que l'on est porté à admettre que dans la partie supérieure des deux Gette, de la Herck et du Démer jusque Bilsen, les réseaux post-diestien et oligocène-miocène se superposent. Les eaux du bassin du Démer n'ont pas, après le Diestien, coulé directement au Nord; elles tendent à se porter vers le Nord-Est. Ce fut la transgression quaternaire qui vint capter successivement la Velpe, la Gette, la Herck et le Démer de Bilsen, et les attirer au Nord-Ouest en leur faisant décrire des courbes caractéristiques.

Étudions maintenant le réseau supérieur et la disposition de ses courbes d'altitude.

La Grande Gette remonte sur le plateau de Gembloux jusqu'à la rencontre de l'Orneau; la Petite Gette confond ses sources avec celles de la Méhaigne et n'est séparée du Hoyoux et de la Meuse de Namur que par un plateau de limon hesbayen de 200 mètres d'altitude. La Herck et le Démer ont leurs sources au Nord de Tongres, où elles sont situées à peu de distance de la vallée du Geer, que nous étudierons tantôt.

Si maintenant nous passons aux affluents limbourgeois du Démer supérieur, nous trouvons plusieurs rivières peu importantes, très rapprochées, dont les vallées ne sont indiquées que par les sinuosités peu prononcées des lignes d'altitude de 20 en 20 mètres. Elles se sont creusées dans les sables éoliens reposant sur des sables tertiaires en

place : ce sont certainement des rivières récentes ; mais nous devons faire observer que leur direction Nord-Est coïncide exactement avec celle des affluents supérieurs de droite, la Velpe, la Grande Gette et la partie supérieure de la Herck. Ces vallées anciennes se prolongent sans doute dans cette direction avant la formation récente du Démer et de la Herck inférieurs, et il est probable que les collines de Holderberg, de Lummen, de Meldert, de Venusberg, de Beeringen, etc., sont des témoins qui ont persisté de cette ancienne époque d'érosion, et que l'érosion actuelle de même direction, mais en sens inverse, n'a pas encore pu détruire. Il faudrait donc admettre que l'écoulement des eaux du bassin supérieur du Démer se faisait au Nord-Est. Cette situation a même persisté jusque pendant l'époque glaciaire, puisque la Campine limbourgeoise renferme des quantités considérables de roches provenant de l'Ardenne, et nous essayerons plus loin de démontrer qu'elles y sont arrivées pendant l'époque glaciaire, alors que le haut plateau du Limbourg n'avait pas encore atteint l'altitude qu'il présente aujourd'hui.

On rencontre du reste encore actuellement des traces de ce réseau. C'est ainsi que de Genck vers Neeroeteren et Maeseyck se dirige une vallée étroite parcourue par deux ruisseaux, dont l'un descend vers Hasselt, l'autre, vers la Meuse, se dirige en sens contraire. Si l'on se rappelle les dépôts considérables de cailloux des environs de Genck, qui sont pour la plupart d'origine ardennaise, on ne peut manquer de conclure que ceux-ci y ont été apportés par la rivière dont la vallée se continuait vers la Meuse par Asch et la Bosch Beek actuelle. Une vallée analogue existait probablement dans la direction de Diest, Bourg-Léopold, Texel et le canal de Weert à Venloo, mais la rivière qui suivait cette direction, remontant vers Louvain et le Hainaut, n'a pu apporter que des cailloux beaucoup moins abondants, où prédominent les silex et où les roches ardennaises sont beaucoup plus rares.

Bassin de la Méhaigne et du Geer.

Il nous reste encore à étudier les deux affluents de la Meuse qui prennent naissance sur le plateau de la Hesbaye et qui, par leur partie supérieure tout au moins, ne sont que la continuation du réseau que nous venons de décrire. Nous avons déjà parlé de l'extension de la Méhaigne supérieure vers le ruisseau de Loncée, actuellement un

affluent de l'Orneau. D'un autre côté, la Méhaigne supérieure peut se rattacher au Geer de Waremmé, et nous obtenons ainsi un courant à direction Nord-Est que l'on peut rattacher successivement aux réseaux oligocène, miocène, diestien et quaternaire glaciaire.

Nous croyons utile de signaler ici qu'il y a plusieurs transgressions oligocènes dans la région qui nous occupe, de sorte que le réseau oligocène-miocène, dont il est si souvent question plus haut, devrait plutôt s'appeler le réseau post-oligocène. Nous devons en outre citer les études de M. van den Broeck sur le delta de Kerckom, qui se rapporte à une mer tongrienne en voie de retrait. Mais le centre d'affaissement paraît être resté le même pendant toute l'époque oligocène, de sorte que les oscillations du niveau marin n'ont pas eu pour résultat de transformer le réseau au moins dans sa partie supérieure.

Si maintenant nous passons au Geer, nous constatons que jusque Tongres il présente la direction ordinaire vers le Nord-Est, mais en aval la rivière décrit une courbe au Sud-Est en s'élargissant considérablement. Nous avons déjà dit que le Geer passe dans le voisinage des sources du Démer et de la Herck, dont il n'est séparé que par un plateau très étroit, et c'est par là qu'il se continuait au Nord-Est.

La constitution de la vallée inférieure du Geer se présente totalement différente du cours supérieur. Devant Sluse, la vallée se rétrécit considérablement, en pénétrant, en sens inverse de la pente, dans le plateau crayeux qui constitue cette région. Le ravin ainsi formé a son fond vers 80 mètres d'altitude, et le plateau qui le borde au Sud a 160 mètres d'altitude. A Glons, la rivière décrit un coude en sens inverse et se retourne de nouveau au Nord-Est dans le ravin qui se continue dans la direction de la Meuse. Ce n'est que depuis l'époque récente que le cours du Geer a franchi le barrage de Sluse et a pénétré dans un ravin préexistant. Ce ravin si profond, et cependant si peu important comme longueur, ne peut être dû uniquement à l'érosion superficielle; il est probable qu'il y a eu ici des courants souterrains descendant vers la Meuse, et que le toit des conduits se sera peu à peu effondré; le canal à ciel ouvert ainsi formé aura été envahi par les eaux du Geer, qui s'est alors trouvé détourné de son cours vers le Limbourg.

Passons maintenant à l'étude des transformations subies par le sol de la Belgique à la suite des phénomènes de l'époque glaciaire.

Limon hesbayen de la Moyenne-Belgique; cailloutis de la Hesbaye et du Limbourg; phénomènes glaciaires de la Haute-Belgique, l'Entre-Sambre-et-Meuse et la partie française du bassin Lys-Escaut.

Il nous a paru préférable de ne pas distinguer plusieurs stades dans l'époque glaciaire quaternaire de nos régions. Il semble, à en juger par les débris végétaux ou animaux retrouvés dans les dépôts de cette époque, que le climat est resté tempéré jusqu'au début du Campinien (Quaternaire moyen). C'est ainsi que dans les couches moséennes (Quaternaire inférieur) on rencontre le chêne, le pin, le bouleau, le noisetier, qui tous, sauf le pin, font encore aujourd'hui partie de notre flore. D'un autre côté, la présence d'*Elephas trogontherii* (paraissant représenter une variété naine d'*Elephas antiquus*), de *Rhinoceros Merckii*, d'un *Bos*, d'un *Bison* et surtout d'*Hippopotamus major* indique qu'une faune analogue à celle du Pliocène, et plus chaude que la faune actuelle, parvenait encore à se maintenir. C'est au début du Campinien que la faune froide commence à apparaître pour se maintenir jusqu'à la fin du Quaternaire. C'est pendant l'Hesbayen que le refroidissement du climat paraît avoir atteint son maximum et qu'apparaissent surtout les conditions glaciaires, marquées chez nous par des crues violentes, des transports de limon, de sables et de cailloutis. Enfin, lorsque la mer flandrienne eut recouvert toute la Basse-Belgique vers la fin du Quaternaire, la végétation des tourbières et des marécages, momentanément arrêtée, prend un développement considérable après le retrait de la mer au début de l'époque récente, ce qui nous montre que le refroidissement du climat tend à disparaître pendant que le réseau fluvial actuel commençait à se former à travers les amoncellements de limons et de sables provenant de l'époque glaciaire.

On voit que, si l'on s'en tient exclusivement aux données fournies par la paléontologie et la stratigraphie, on peut se borner à n'admettre pour notre pays qu'une seule époque glaciaire, d'autant plus que nulle part on n'y a constaté la présence de fossiles, ni végétaux ni animaux, dénotant un retour des conditions tempérées avec une flore et une faune correspondantes. Il nous paraît, du reste, que les formations de l'époque glaciaire en Belgique s'expliquent plus clairement par l'hypothèse d'un refroidissement glaciaire unique, s'étendant depuis le début du Campinien jusqu'à la fin du Quaternaire. Nous devons toutefois reconnaître que M. Rutot, se basant sur ses travaux de stratigraphie et sur ses importantes recherches dans la préhistoire

de notre pays, admet des oscillations de climat correspondant aux quatre glaciations que MM. Penck et Brückner ont reconnues dans les Alpes.

On n'a pas constaté de traces de l'action des glaciers dans notre pays; dans les Vosges, aux sources de la Meuse et dans le Morvan, elles sont très apparentes, mais elles disparaissent dès que l'on descend vers l'Ardenne. La présence de glaciers même dans la Haute-Belgique reste donc douteuse. Mais on doit admettre qu'il s'y est accumulé des quantités considérables de neige, qui se fondait à des intervalles plus ou moins éloignés, mais ne tardait pas à se renouveler. Nous savons que la fusion des neiges constitue un puissant facteur d'érosion, grâce surtout aux inondations qu'elle provoque et qui servent, en outre, à distribuer dans tout le bas pays les matériaux enlevés des hauteurs. Nous pouvons nous représenter les rivières de l'Ardenne et de l'Entre-Sambre-et-Meuse transformées en torrents boueux charriant des glaçons énormes, des sables et des argiles, avec des fragments de roches plus ou moins considérables. Le régime des rivières actuelles ne peut nous donner une idée de l'importance de ces crues torrentielles, surtout si l'on se rappelle que le bassin couvert par les neiges recevait en outre les eaux des Vosges et du Morvan recouverts par les glaciers de l'époque.

Nous savons que les eaux de la Meuse sont séparées du fond rocheux de sa vallée par un lit de limons et de cailloutis glaciaires. Il y a donc eu depuis l'époque glaciaire arrêt dans le creusement du lit rocheux, et le fleuve travaille encore actuellement à l'enlèvement des formations de cette époque. Le niveau du lit actuel atteint 80 mètres à Namur, 60 mètres à Liège. Le versant gauche de la vallée actuelle s'élève à 200 mètres et forme le revers du plateau de la Hesbaye. En admettant que la situation fût sensiblement la même au début de l'époque glaciaire, il faudrait que les crues à Namur eussent atteint une hauteur de 120 mètres pour déborder vers le Nord. A première vue cela paraît impossible.

Mais examinons de plus près les points de rencontre des rivières de la Haute-Belgique avec le sillon de Sambre-Meuse et commençons par Namur. Devant cette ville, le fleuve décrit une courbe régulière, à l'intérieur de laquelle le versant de droite descend graduellement, du fort d'Andoy, de 200 mètres d'altitude jusqu'à 80 mètres. La rive gauche, par contre, est très raide; elle est formée par le bord du plateau de la Citadelle et de celui qui s'étend au Nord-Est vers Marcholette; entre les deux, la Sambre pénètre dans la vallée de la Meuse

après avoir décrit une courbe assez prononcée. Il paraît évident que, grâce à cette disposition, les crues glaciaires ont eu pour tendance de remonter le cours de la Sambre en y accumulant les glaçons, les limons, les sables et les roches qu'elles transportaient. L'accumulation de ces matériaux a fini par produire ce que nous pourrions appeler un barrage glaciaire, en amont duquel les eaux de la Sambre se sont trouvées arrêtées.

Un barrage analogue a pu se constituer en amont du point de rencontre de l'Eau d'Heure, de la Sambre et du Piéton. Enfin, en aval, la même disposition se rencontre à Huy, où le Hoyoux se jette dans la Meuse en face du confluent de la Méhaigne. Les matériaux glaciaires venus de l'Ardenne sont venus se déposer contre la colline de Leumont, entourée aujourd'hui par un méandre du fleuve; en même temps la vallée se rétrécit notablement en cet endroit. Par contre, en amont on voit la rive gauche de la Meuse s'abaisser graduellement vers la Méhaigne, comme si les eaux venues de Namur devaient pénétrer dans l'affluent. Nous pouvons du reste fournir la preuve du transport des cailloutis ardennais vers la Méhaigne supérieure, grâce aux observations concordantes de MM. Rutot et Fourmarier. Dans la vallée de la Meuse, on rencontre encore le cailloutis jusqu'à 180 mètres, on le trouve à la même hauteur à Antheit, sur la rive gauche de la Méhaigne, et aussi plus en amont à Huccorgne, où le niveau de la rivière se trouve à 100 mètres, alors que le plateau de la rive droite ou occidentale atteint 178 mètres d'altitude, et que la rive opposée s'élève vers l'Est à 200 mètres. M. Rutot constate en outre que sur le plateau le limon hesbayen prend la place du cailloutis. Il me semble que ces observations nous fournissent une preuve indiscutable du débordement des crues glaciaires par les affluents de la rive gauche de la Meuse. Le cailloutis s'est arrêté en partie sur le bord du plateau, tandis que les eaux chargées de limons, de sables, de glaçons et de cailloux ont continué leur cours par les rivières de la Hesbaye vers les ballastières du Nord du Limbourg.

De cette façon il apparaît clairement que ce n'est qu'en aval de Namur que les roches ardennaises ont pu passer sur la rive gauche du fleuve, tandis que le cailloutis de la Sambre, consistant surtout en silex, phtanites et quartz, en galets tertiaires et en galets d'oolithe silicifiée, s'est localisé à l'Ouest; et c'est ainsi que nous constatons aujourd'hui une grande différence entre les éléments constitutifs des graviers du bas pays, selon que leur origine doit être cherchée du côté de l'Entre-Sambre-et-Meuse ou dans l'Ardenne. C'est ce qui a

donné lieu à la distinction entre le « Diluvium de l'Escaut » et le « Diluvium de la Meuse », distinction qui n'est pas topographiquement exacte, puisque les roches ardennaises se rencontrent dans la Hesbaye et dans la Campine limbourgeoise tout comme dans le bassin actuel de la Meuse.

Quelle était la situation vers l'amont de la Sambre? Celle-ci se présente très encaissée jusque Thuin, mais au delà la vallée s'élargit, et elle ne reçoit plus d'affluents que ceux venus des hauteurs de l'Entre-Sambre-et-Meuse. On sait que du sommet de cette région, à proximité de Chimay, rayonnent dans tous les sens des rivières vers la Meuse, la Sambre et l'Oise. Nous pouvons donc admettre que les neiges de l'époque glaciaire trouvaient ici un centre d'accumulation.

La Sambre avait-elle à l'époque glaciaire creusé son cours jusqu'à sa source actuelle? Il y a des raisons de croire que la Sambre supérieure ne s'est formée que postérieurement. En France comme en Belgique, la rive gauche est formée par un versant très étroit, sans affluent, et peu élevé au-dessus du niveau de la rivière. Chacun des affluents venus des hauteurs d'Entre-Sambre-et-Meuse, le ruisseau de Ferrière, la Grande et la Petite Helpe, la Vieille Sambre, peut se prolonger à travers le versant peu caractérisé de la rive gauche vers une rivière correspondante, affluent de la Haine ou de l'Escaut; il est donc probable que les eaux des affluents droits de la Sambre arrivaient jusqu'à l'Escaut supérieur. Plus tard, lors des crues hesbayennes, les eaux chargées de limon et de sable ont débordé des rivières trop étroites et ont relevé le niveau du pays entre la Sambre actuelle et l'Escaut, et c'est alors que les eaux descendues du versant occidental de l'Entre-Sambre-et-Meuse ont commencé à suivre leur cours actuel vers le Nord-Est.

La notion des barrages glaciaires peut paraître quelque peu théorique, et nous reconnaissons qu'elle demande des recherches ultérieures; mais qu'il nous soit permis de rappeler que les barrages en travers des torrents et même des rivières se rencontrent encore fréquemment de nos jours. Un des exemples les plus remarquables nous est fourni par le Rhône, en amont de la cluse étroite de Saint-Maurice, avant l'entrée du fleuve dans le lac de Genève; et M. P. Girardin lui a consacré un excellent article dans les *Annales de Géographie*. Lorsqu'on sort de la cluse vers l'amont, on voit le lit s'élargir, mais bientôt il paraît barré par un vaste dôme, qui n'est que le cône de déjection d'un torrent à direction perpendiculaire au cours du fleuve. Ce torrent, qui s'appelle le Barthelemy, descend du flanc de la Dent du Midi, dont les éboule-

ments périodiques sont ainsi remaniés et transportés en travers du lit du fleuve. Le barrage ainsi produit a même été utilisé récemment en vue de la production d'énergie électrique pour la ville de Lausanne. Enfin, pour qui a pu assister au spectacle terrifiant des *laves* ou avalanches de boue qui descendent des hautes vallées de la Suisse, après la rupture d'un barrage naturel trop peu résistant, et viennent recouvrir des étendues considérables, il n'y aura pas d'hésitation à admettre la possibilité des inondations de boues et de graviers glaciaires à la suite des débordements répétés de la Sambre-Meuse par-dessus sa rive gauche.

Poursuivons maintenant l'étude de ces accumulations glaciaires sur le haut plateau de la rive gauche de la Sambre et de la Meuse. MM. de Munck et Rutot ont démontré sur celui-ci la présence de silex éolithiques et nous ont fourni des coupes des terrains qui les renferment. A Mons lez-Flémalle, à 180 mètres d'altitude et à 115 mètres au-dessus du niveau de la Meuse, on signale une coupe sur une longueur de 40 mètres. Le limon hesbayen fait défaut; il est remplacé par un limon argileux avec galets de quartz et silex roulés, puis au-dessous sur une épaisseur de 13 mètres un dépôt disposé en fond de bateau, formé par une série de lits de graviers de quartz, de phtanite, de fragments de roches ardennaises roulées, alternant avec des lits de sables roux jaunâtre ferrugineux ou blanchâtres; le tout à allure fluviale entrecroisée. En dessous de ce dépôt torrentiel se trouve un dépôt plus régulièrement disposé, formé par les mêmes roches mais à dimensions plus considérables; ce dépôt inférieur aurait été remanié par un torrent qui n'aurait laissé en place que les roches volumineuses. Enfin, la section se termine en bas par des lits de gravier formés par des rognons et des éclats de silex plus ou moins roulés et mélangés à du sable ferrugineux, les silex mesurant parfois jusque 5 décimètres cubes. Vers le Sud-Ouest, on rencontre une coupe analogue sur 50 mètres de longueur, mais ici le gravier est surmonté par du limon hesbayen remanié. Enfin, à Hollogne-aux-Pierres, un peu plus au Nord, on retrouve 2 à 3 mètres d'épaisseur de limon hesbayen reposant directement sur le gravier de quartz, de phtanites peu roulés et de fragments de roches ardennaises roulés.

Nous insistons sur l'analogie de ces coupes avec celles des ballastières de Genck au point de vue de la disposition des sables ferrugineux, des lits de gravier, avec blocs plus ou moins volumineux de roches ardennaises. La succession des lits de cailloux, séparés par des sables à allure torrentielle, nous démontre que nous n'avons pas

affaire ici à un dépôt de crue unique, il y a eu certainement des dépôts successifs et répétés de graviers et de sables. Notons encore que vers la base les roches ardennaises font défaut, elles n'ont été apportées qu'après les premières crues, alors que ces dernières avaient mis à nu les roches primaires de la Haute-Belgique. Enfin le remaniement en fond de bateau du sommet de la coupe se serait produit vers la fin de l'époque glaciaire, lorsque les crues plus rares et moins puissantes ne pouvaient plus transporter les roches plus volumineuses que l'on signale sous le cailloutis remanié. Quant au limon hesbayen, il ne commence à apparaître que vers le Nord, tandis que dans l'hypothèse d'une crue unique arrêtée par un barrage au Nord de la Belgique, le dépôt de limon paraîtrait devoir être surtout abondant du côté de la région où il s'est formé.

Les crues glaciaires ont également joué un rôle dans la vallée de la Meuse en aval de Liège. Celle-ci est beaucoup plus large et située sur le prolongement de l'Ourthe après sa jonction avec la Vesdre : elle devait fournir aux eaux un passage beaucoup plus facile. Cependant sur les plateaux de Beaufays, Bonnelles, Sart-Tilman, par 280 mètres d'altitude, on signale des lits épais de cailloux roulés, formés de quartz blanc, de roches ardennaises très altérées, parfois friables. Les cailloux se présentent en bancs compacts engagés dans une argile rouge, alternant en d'autres points avec des lentilles de sable argileux, le tout atteignant jusque 5 mètres d'épaisseur. A Sart-Tilman, qui est situé un peu plus au Nord, on rencontre au sommet 40 centimètres de limon hesbayen surmontant 4 mètre de glaise verdâtre ou rouge par altération.

Nous pouvons donc constater ici au confluent de l'Ourthe, de la Vesdre et de la Meuse, que les crues glaciaires ne sont pas parvenues à écouler leurs matériaux par le large canal de la vallée de la Meuse ; il y a même eu, au début de l'époque glaciaire, une stagnation complète qui s'est traduite par le dépôt de la glaise surmontée par le limon hesbayen. Nous avons à invoquer ici un facteur que nous avons ignoré tantôt pour ne pas compliquer l'explication : c'est l'immobilisation du courant du fleuve par suite de la gelée, qui persistait pendant la plus grande partie de l'année, de sorte qu'au moment de l'arrivée subite des crues, les eaux ne tardaient pas à remplir les vallées latérales et à déborder des deux côtés en couvrant le pays de leurs matériaux de transport. Quant à l'altitude de 280 mètres que ceux-ci occupent aux endroits que nous avons indiqués, nous démontrerons tantôt qu'il y a eu soulèvement de toute cette partie du pays depuis la fin de l'époque

glaciaire, de sorte que les cailloutis et les limons n'ont pas été déposés à l'altitude qu'ils occupent actuellement.

Nous descendons ensuite la rive droite de la Meuse vers le pays de Herve et le Limbourg hollandais, qui a été étudié surtout par M. Erens. Il y distingue, entre autres, le Diluvium limoneux ou loess, qui correspond à notre limon hesbayen. Celui-ci ne recouvre que la partie méridionale du Limbourg, établissant la transition entre la Hesbaye et la vallée rhénane. Son épaisseur varie de 1 décimètre à 15 mètres; il recouvre toute la région entre Sittard et Aix-la-Chapelle, à l'exception des buttes élevées où le sous-sol tertiaire ou secondaire est recouvert par du gravier, le Diluvium caillouteux de M. Erens. On y rencontre une faune de coquilles terrestres analogue à celle de notre limon hesbayen, mais on y trouve, en outre, les ossements mammifères de l'époque glaciaire, qui, comme on le sait, font défaut dans le limon correspondant de notre pays. Le limon passe au cailloutis par une zone de transition parfois épaisse de 2 mètres, formée de limon parsemé de cailloux, ou bien de couches minces de gravier fin, ce qui est aussi le cas pour le loess rhénan. Enfin, à la surface ou à une faible profondeur, on rencontre des blocs parfois énormes qui sont de véritables blocs erratiques, formés de grès blancs ou de roches ardennaises. M. Erens attribue au loess une origine fluviale, sans toutefois exclure une action éolienne partielle.

La disposition géographique actuelle du Diluvium du Limbourg donne lieu aux observations suivantes : L'importance du cailloutis va en augmentant vers le Nord, et celui-ci abonde aussi dans les régions basses, mais il n'est pas partout situé au même niveau; dans le fond des vallées, il est recouvert par les alluvions récentes, on le retrouve sur les hauteurs des versants et aussi sur les crêtes qui séparent les vallées. A Galoppe (Reymerstock), il est à 200 mètres; à Aix, à 180 mètres; à Fauquemont, à 140 mètres; tandis qu'à peu de distance on le trouve à 45 mètres dans les vallées de la Meuse et de la Geul. Rappelons aussi les sondages publiés par M. van Waterschoot van der Gracht. A Maasniel et à Vloodrop, dans la vallée de la Roer, le Diluvium sableux et caillouteux est surmonté par un sable ferrugineux quaternaire. L'épaisseur de ce diluvium atteint 50 mètres et a sa base à — 20 mètres environ. Rappelons qu'en descendant le fleuve jusqu'à Tegelen, on rencontre des argiles surtout étudiées par MM. Dubois et Cl. Reid, d'âge quaternaire ou pliocène. D'ailleurs les formations de ces deux époques descendent rapidement dans la direction d'Amsterdam, où la base du Quaternaire se trouve à — 150 mètres. D'un

autre côté, M. Ubaghs cite de nombreux exemples de dénivellations locales des formations récentes, ce qui concorde parfaitement avec les résultats fournis par les sondages récents du Service minier des Pays-Bas et les observations faites par M. Forir dans le Pays de Herve. Toute la région a subi à différentes reprises des dislocations tectoniques au Crétacé, et ensuite pendant le Tertiaire et le Quaternaire, dislocations qui ont non seulement déplacé les formations anciennes, mais ont en outre affecté le dépôt des couches contemporaines du mouvement. C'est ce que l'on a pu constater pour le Quaternaire, qui est généralement beaucoup plus épais dans les fosses d'affaissement, telles que la Roer et la Meuse.

Mais des roches nouvelles viennent apparaître, tant dans le gravier de la vallée de la Meuse que dans celui qui occupe les hauteurs du Limbourg. M. Erens a réuni une collection des roches qui constituent ces graviers; elle se trouve aujourd'hui au Musée de Leyde. On y rencontre les roches cristallines de Spa, des Ardennes françaises, des Vosges et du Morvan, celles des glaciers scandinaves, et aussi celles d'origine rhénane, parmi lesquelles les roches volcaniques récentes. Leur réunion dans un seul et même gravier a été expliquée par le remaniement secondaire dû à des courants fluviaux chargés de glaçons. Mais il reste à signaler une dernière série de roches, dont la présence dans les graviers paraît à première vue paradoxale : c'est le contingent assez important de roches venues de la Bretagne et de la Normandie. Leur transport ne peut s'expliquer que par la voie marine le long du Pas-de-Calais et de la mer du Nord, et encore fallait-il que celle-ci vint recouvrir la partie méridionale des Pays-Bas. Les dimensions des blocs sont trop considérables pour admettre le simple transport par les courants; ici encore il faut recourir à l'hypothèse du transport des roches cristallines par l'intermédiaire des glaçons, ce qui nous ramène vers l'époque glaciaire, en concordance du reste avec le mélange des roches scandinaves, rhénanes et ardennaises, qui se sont également déposées dans la mer du Limbourg et du Brabant septentrional.

M. Erens a trouvé des blocs arrivés du fond de la Manche dans le gravier de Fauquemont, à 110 mètres d'altitude, tandis qu'en Gueldre on les trouve à Mook et à Nimègue, à la cote 88^m98. Cependant le géologue limbourgeois, tout en paraissant admettre le transport par les glaçons, ne se prononce pas nettement pour l'existence de la mer quaternaire dans le Limbourg. Il parle tantôt d'un lac, sans insister sur l'altitude actuelle de Fauquemont; tantôt il invoque des courants scandinaves, bretons, rhénans, etc. Pour nous, les études minutieuses et

prolongées de M. Erens dans les graviers du Limbourg démontrent d'une façon indiscutable la présence de la mer pendant l'époque glaciaire dans le Sud des Pays-Bas jusque tout contre le bord des glaces scandinaves et jusque dans la vallée de la Meuse et dans celle de la Roer. Une partie des bassins submergés a dû se soulever depuis lors, puisque nous trouvons aujourd'hui à une certaine altitude les roches de la Bretagne et de la Normandie faisant partie du gravier du « Diluvium entremêlé ». Celui-ci se rencontre en abondance à Nimègue et à Oudenbosch, où l'on cite la présence d'un erratique de granite scandinave dont le poids atteindrait 5 000 kilogrammes.

La question de la mer quaternaire a été étudiée également dans notre pays. Nous avons déjà insisté sur la mer flandrienne, plus ou moins contemporaine de la mer Eemienne dans la Gueldre. Mais nous avons en outre à citer les recherches de M. Delvaux, qui s'est également occupé de la question des blocs erratiques de la Basse-Belgique. Il en avait réuni une belle collection qui peut-être se trouve aujourd'hui dispersée; mais ses observations nous permettent d'affirmer que la mer flandrienne n'était que la continuation d'une mer hesbayenne qui a envahi la partie occidentale de la Basse-Belgique, couvrant le Nord de la Flandre et probablement aussi la région de la frontière hollando-belge. M. Delvaux rappelle les observations des blocs erratiques de la Campine, en prolongation de ceux de la région du Brabant hollandais, ceux de Malines, de Gand, de la partie orientale du Pays de Waes, de la banlieue d'Anvers, d'Adeghem, Ursel et Oedelem, ceux du Moervaert, de Wachtebeke, de Saffelaere, de Mendonck. On a constaté que presque tous les erratiques de la Basse-Belgique sont constitués par des granites d'origine scandinave, alors que les roches venues des côtes de la Bretagne et de la Normandie font défaut. Enfin les erratiques de Belgique ne sont pas aussi fréquents que ceux du Brabant septentrional, ce qui ferait croire que la mer hesbayenne du bassin inférieur de l'Escaut n'était guère profonde et beaucoup moins importante que celle du Sud des Pays-Bas. C'est en tout cas à cette mer glaciaire qu'il faut rapporter les quartzites recueillis par Delvaux au fond de l'Escaut, à Gand, lors de l'établissement des écluses de la Porte d'Anvers, accompagnés d'une faune qu'il appelle boréale et dans laquelle il signale *Cardium edule*, *Buccinum reticulatum*, *Ostrea edulis*, des Tellines et des coquilles d'eau douce, ce qui impliquerait l'existence d'un estuaire de la Lys-Escaut; il se peut cependant que ces mollusques se soient déposés après l'époque glaciaire.

Enfin il nous reste à rappeler les sondages de M. Mourlon, pratiqués

dans le voisinage de la frontière néerlandaise. Partout il a rencontré des alternances d'argile et de sable, qui renfermaient de la tourbe vers le haut et du lignite vers le bas, mais généralement sans fossiles. On pourrait croire dès lors que l'on a affaire à des dépôts fluviaux, accumulés successivement grâce à un affaissement du sol. Mais les sondages de Strybeek et de Wortel, tout contre la frontière, ont fourni depuis la cote — 17 jusque — 50 mètres une collection de coquilles marines. On y signale *Littorina littorea*, *L. rudis*, *Mya arenaria* et *Cardium edule*, tous fréquents, et, par contre, plus rares, moins bien conservés et, par conséquent, plus difficiles à déterminer spécifiquement, *Cerithium*, *Murex*, *Corbula*, *Pectunculus*. Nous croyons qu'il s'agit ici d'un mélange de faunes où les espèces vivantes très fréquentes sont mélangées à quelques coquilles remaniées des formations littorales plus anciennes, comme cela s'observe encore aujourd'hui sur nos côtes, et nous croyons que *Littorina*, *Cardium edule* et surtout *Mya arenaria*, s'il a été exactement déterminé, représentent bien une faune quaternaire. Nous admettons donc, avec M. Mourlon, que la mer occupait la région de Wortel-Strybeek au début du Quaternaire, et nous concluons de la présence de blocs erratiques volumineux dans le Brabant septentrional aussi bien que dans la Basse-Belgique, qu'elle n'a pas tardé à s'étendre au Sud pour envahir la Campine jusqu'au Démer, pendant la période de la mer flandrienne qui correspond plus ou moins à la mer eemienne de M. Lorié, dans la Gueldre et la Zélande. Ce ne fut qu'après le retrait de cette mer, au début de l'époque récente, que la Basse-Belgique aussi bien que le Sud des Pays-Bas ont émergé définitivement.

Notre opinion se trouve confirmée par l'examen de la Campine limbourgeoise et de la rive gauche de la Meuse. Nous rencontrons ici les mêmes formations diluviales que sur la rive hollandaise et dans la vallée du fleuve. Ce sont des roches des mêmes provenances, et ici encore les niveaux d'altitude des cailloutis varient sur de faibles distances. Les conditions de dépôt ont donc été les mêmes des deux côtés. Nous avons déjà dit que ce Diluvium de la Meuse a été nettement distingué par M. Lorié de ce qu'il appelle le Diluvium de l'Escaut; la ligne de séparation entre les deux formations passe par Arendonck. J'ai émis l'idée que le Diluvium de l'Escaut provient du réseau post-diestien qui a duré jusqu'à l'arrivée de la mer glaciaire ou hesbayenne-flandrienne dans la Basse-Belgique. Les silex et les galets de quartz qui le constituent ont été apportés dans le

Nord de la Campine par la Dendre, la Lys et peut-être aussi par la Dyle; ce serait la série de Ryckevorsel de M. Rutot.

De son côté le Diluvium du versant gauche de la Meuse renferme également des apports pliocènes et quaternaires anciens, mais il est surtout constitué par les cailloutis glaciaires caractérisés par la prédominance des roches ardennaises; en outre il renferme encore d'autres roches de provenance étrangère, comme nous le verrons plus loin. Le transport des roches ardennaises vers le Limbourg nous prouve que le réseau post-diestien de la partie orientale de la Moyenne-Belgique s'est maintenu jusqu'à la période glaciaire hesbayenne, et cette observation demande quelques explications.

Nous avons été amené, par suite de la présence des blocs erratiques dans la partie occidentale et septentrionale de la Basse-Belgique, à conclure à la présence de la mer hesbayenne dans cette partie du pays. Nous avons admis en outre, avec M. Rutot, la présence de la mer flandrienne jusque dans la région du Démer, vers la fin du Quaternaire. Mais la persistance des courants à cailloutis glaciaires, depuis l'Ardenne jusque dans le Nord du Limbourg, nous fait supposer que la mer flandrienne ne s'est étendue que très lentement du Pays de Waes vers la région du Démer, de sorte que celle-ci émergeait encore lors du passage de ces cailloutis ardennais et de la formation du manteau de limon hesbayen. Ce ne fut que postérieurement à la période hesbayenne que la mer a pénétré entre le Limbourg et la Hesbaye, en captant les rivières de la Moyenne-Belgique, pendant qu'elle enlevait le bord septentrional du manteau de limon qui aujourd'hui s'arrête devant la rive gauche du Démer; de son côté, le golfe ainsi formé est resté couvert par les sables flandriens. Ce fut après le retrait de la mer que se développa le réseau du Démer tel que nous le connaissons aujourd'hui en même temps que celui de la Nèthe, et que le Geer a été capté vers le ravin de Sluse.

Après ces explications préliminaires, passons à l'examen des ballastières du Limbourg. Delvaux a décrit celles de Gelieren et de Genck, qui occupent l'altitude 90. Les roches de l'Ardenne prédominent avec le quartz et l'oolithe silicifiée des roches jurassiques de la Lorraine; il y a aussi quelques roches volcaniques récentes de la région du Rhin. M. Delvaux doute de la présence des roches scandinaves, et il ne fait pas mention des roches normandes ou bretonnes. Par contre, M. Erens cite les trois variétés suivantes: 1° porphyre quartzifère (microgranulite) du Précambrien des côtes du Nord; 2° aplite légèrement rose de la Bretagne; 3° microgranite blanchâtre de la Bretagne. Devant ce

diagnostic si précis, il n'y a pas à hésiter : la mer glaciaire a occupé la région de Genck, et c'est sur son bord qu'est venue se former la série de ballastières du Nord du Limbourg.

Dans celle de Gelieren, M. Delvaux constate sur une épaisseur de 8 mètres environ une succession de couches ravinées et remaniées, formées alternativement par du sable souvent argileux et par des graviers nettement stratifiés, parmi lesquels, distribués irrégulièrement, apparaissent des blocs de roches ardennaises atteignant parfois 2 mètres de côté, preuves de l'apport glaciaire venu de l'amont. La ballastière ne s'est pas formée en une fois, il y a eu des périodes de dépôt de cailloutis suivies de périodes de dépôt de sables. C'est ainsi qu'à un certain niveau, on constate sur toute l'étendue de la ballastière, qui présentait plus de 100 mètres de longueur, un lit de sable fin argileux d'une épaisseur de 10 centimètres. Celui-ci sépare nettement une série inférieure dont les éléments sont décolorés et teintés par les sels de manganèse, comme s'ils avaient été longtemps exposés à l'air, d'une série supérieure vivement colorée en jaune ou rouge-brun par la limonite.

M. Delvaux signale d'autre part la découverte de nombreux blocs de quartz dans le Nord du Limbourg, tel celui d'Exel à la cote 60, les autres à des altitudes en décroissance vers le Nord, et il insiste sur l'impossibilité de l'apport de ces roches par la voie du Sud. La situation sur la rive gauche est donc la même que celle de la rive droite signalée par M. Erens. De part et d'autre on rencontre des blocs d'origine lointaine qui ne peuvent avoir été apportés que par des glaçons dans lesquels ils étaient emprisonnés. Après la fonte, les blocs erratiques sont tombés au fond de la mer, ou bien ils se sont déposés sur le rivage, et si nous les trouvons aujourd'hui à une altitude plus élevée que le niveau de la mer, c'est qu'ils ont été soulevés avec la région où on les rencontre.

Dans la vallée du fleuve, la situation n'est pas la même. Ici les ballastières sont situées à des niveaux beaucoup plus bas, et en même temps les sables et les limons prennent un développement beaucoup plus considérable. Ceci nous montre d'abord que le lit actuel du fleuve a contribué à l'écoulement des crues hesbayennes, et ensuite que le fond de la vallée ne s'est pas relevé comme les deux versants.

Les renseignements au sujet de ces mouvements tectoniques dans la région limbourgeoise se multiplient rapidement, grâce aux recherches des Services miniers de la Belgique, de la Hollande et de l'Allemagne. On a déterminé dans notre pays l'existence d'une série de failles Est-

Ouest, commençant à la latitude d'Eelen, et établissant une limite entre la partie du Nord en voie d'affaissement et la partie méridionale qui se relève. En Hollande et en Allemagne, la dislocation du sous-sol devient très compliquée; il s'y est formé, pendant la fin du Tertiaire notamment, une série de fosses d'affaissement dont la plus importante est celle de la Roer. MM. Erens et Ubaghs ont insisté sur la dislocation du Crétacé et du Tertiaire dans la région de Fauquemont; M. Forir a donné une carte des nombreuses failles qui traversent le Pays de Herve et lui donnent son orographie si spéciale. On peut donc se rendre compte des mouvements imprimés aux différents blocs disloqués. La rive droite de la Meuse s'est relevée jusqu'à la Vesdre, et dès lors il est probable que l'Ardenne a suivi le mouvement. La dislocation des lignes de niveau des ballastières et des cailloutis démontre que le mouvement a persisté après la période glaciaire. Nous venons de voir, par l'analyse des travaux de MM. Delvaux et Erens, que la rive gauche s'est également relevée, mais ici le manteau de sables tertiaires ne permet pas de suivre les dislocations des couches profondes du sous-sol. Cependant nous allons essayer de démontrer, en citant les indications fournies par quelques sondages, que le sous-sol du Limbourg s'est relevé du côté de la Meuse. La surface du Crétacé se trouve à — 165 mètres à Hasselt, — 108 mètres à Looz, — 80 mètres à Tongres, ensuite le plan incliné se relève brusquement vers Maestricht, puisque, sur une distance de 16 kilomètres, il monte à + 123 mètres. Si maintenant de Maestricht nous nous rendons au Sud, nous voyons apparaître le Calcaire carbonifère à Visé au niveau du sol.

Consultons maintenant les formations tertiaires. Après chaque période d'affaissement, pendant laquelle les dépôts marins se sont déposés, il y a eu relèvement du fond de la mer. De même que nous trouvons le Crétacé soulevé dans la région du Geer et dans le Pays de Herve, nous constatons un soulèvement concordant pour les couches éocènes et oligocènes. Le Diestien, qui constitue dans cette région le dernier dépôt marin de l'époque tertiaire, a été également soulevé du côté du Sud. A Anvers, on le trouve à moins de 5 mètres; au Nord de cette ville, il descend rapidement dans la direction d'Utrecht. Vers l'Est, il remonte graduellement; à Tessenderloo, il est à la cote 20. Sur le plateau de la Campine, on le trouve à 50 mètres au Bolderberg, à 60 mètres à Lummen. Mais à Diest et à Zeelhem, il ne dépasse pas 6 mètres; il est probable qu'ici une grande partie de la formation a été enlevée par la mer flandrienne et plus tard pendant la formation du bassin du Démer, mais il y a eu relèvement sur la rive gauche du

Démer, puisqu'on le retrouve à 63 mètres à Waenrode, et entre 40 et 80 mètres dans la direction de Louvain à Bruxelles. La périphérie du bassin du Démer a donc été soulevée, tandis que la région centrale depuis Anvers jusque Diest n'a guère bougé. C'est surtout la partie orientale de la Campine limbourgeoise, celle qui confine à la vallée de la Meuse, qui a subi le relèvement depuis le retrait de la mer glaciaire du Sud des Pays-Bas. La vallée du fleuve n'a guère participé à ce mouvement; il est même probable que, conformément à ce qui a été constaté pour la vallée inférieure de la Roer, il y a eu affaissement avec accumulation considérable du Diluvium. Le soulèvement de la rive droite s'est produit en même temps que celui de la rive gauche, mais il a été encore plus accentué, et c'est sans doute par suite de l'exagération de ce mouvement que la vallée de la Meuse constitue une fosse d'affaissement, entre le bloc de gauche et celui de droite inégalement soulevés. Enfin le bloc de la rive gauche s'est brisé parallèlement aux failles de Eelen lors de l'arrivée de la mer flandrienne dans la région du Démer, ce qui fait que la rive méridionale de cette rivière se trouve aujourd'hui soulevée comparativement à la rive septentrionale, et à angle droit à la direction de soulèvement du bord oriental de la Campine le long de la Meuse. Nous rencontrons donc ici un mouvement correspondant à celui de l'ensemble de la partie haute du pays, constitué par le soulèvement du versant méridional de la Sambre rencontrant le soulèvement du massif cambrien sur la rive droite de l'Ourthe et de la Meuse et ayant pour conséquence les chevauchements énormes du Primaire qui ont été constatés dans ces régions.

Avant de terminer, il nous reste à dire quelques mots au sujet du limon hesbayen, que M. Ladrière désigne dans le Nord de la France sous la dénomination de « limons moyens ». Nous avons attribué sa formation aux fontes périodiques des neiges de l'époque glaciaire. Les crues venant des hauteurs du Sud ont inondé le haut du pays, et ce n'est que vers la partie inférieure des différents bassins que les eaux ont trouvé des canaux assez larges pour les recueillir et les décharger vers la mer. De la disposition du réseau fluvial à l'époque glaciaire dépend donc la distribution relative des sables, des limons et des cailloutis glaciaires. C'est de la même façon que se sont formés les limons supérieurs de Ladrière, c'est-à-dire les limons flandriens de Rutot ou ergeron, qui surmontent souvent le limon hesbayen, surtout dans la partie occidentale du pays.

Nous ne pouvons nous rallier à la théorie généralement admise de

la formation du limon par suite d'une seule grande crue unique. La distribution actuelle du limon hesbayen, l'impossibilité de reconstituer les conditions requises pour la formation du bassin récepteur de cette crue, plaident surtout contre cette hypothèse. Le dernier travail en sa faveur est celui de M. H. Douvillé, où ce savant distingué attribue la formation des limons de la Seine à l'accumulation d'un barrage glaciaire dans la vallée inférieure, mais dont il renonce à étudier la formation. Il nous paraît plus probable que les limons de la Seine, aussi bien que ceux de notre pays, sont dus à des inondations venues des rivières supérieures et provoquées par les fontes périodiques des neiges de l'époque glaciaire.

D'ailleurs, la définition que nous donne M. Gosselet du limon fendillé, qui est le limon glaciaire par excellence, répond parfaitement à l'idée que nous nous faisons de sa formation. Le limon fendillé est constitué par une série de fragments prismatiques séparés par des couches ocreuses, l'ensemble présentant parfois un aspect stratifié bien marqué. Or les cassures du limon gelé nous sont bien connues, de sorte que la fragmentation prismatique vient encore nous rappeler que, après chaque inondation, le sol gelait pour redevenir boueux lors de la fonte suivante.

Il n'y a pas lieu de s'étonner de ne pas trouver de débris d'êtres vivants dans le limon hesbayen, et ceux-ci font surtout défaut dans le limon fendillé. Les plantes pas plus que les animaux ne pouvaient se développer sur un sol presque constamment gelé et restant impraticable et stérile, même pendant le dégel, grâce au déplacement lent des limons boueux. Ce ne fut que vers la fin de l'époque glaciaire que la tourbe put se former telle qu'elle apparaît dans les couches supérieures, donnant asile aux mollusques terrestres. Ces organismes, par suite de la facilité de leur transport par les eaux courantes, sont les premiers à pénétrer dans les districts inhabités ; ils sont d'ailleurs très résistants aux gelées même prolongées et ne demandent pour leur développement qu'un certain degré d'humidité.

M. Ladrrière a signalé le développement important des limons moyens dans le Nord de la France, ce qui s'explique facilement si on place leur lieu d'origine sur la crête de l'Artois et sur le massif d'Entre-Sambre-et-Meuse. Les eaux sont descendues sur la pente, où probablement la Sambre supérieure n'existait pas encore, et sont venues aboutir à l'Escaut supérieur et à la Haine, par où elles ont été dirigées sur la Lys et l'Escaut inférieurs. Les cailloutis qui accompagnaient les crues n'étaient constitués que par des silex et des galets tertiaires, et

ceux-ci ont formé les cailloux du « Diluvium de l'Escaut », qui se distingue des cailloutis de la partie orientale du pays par l'absence de roches ardennaises.

Il se présente cependant, dans la position de certains gisements de limon fendillé signalés par M. Ladrière, des difficultés d'interprétation que nous devons chercher à résoudre. On rencontre sur les flancs du Mont Cassel, à l'altitude de 110 à 130 mètres, des couches de limon hesbayen. Faut-il supposer que les crues périodiques aient pu atteindre cette hauteur ou bien admettre, comme nous l'avons fait antérieurement, qu'avant l'affaissement de la Flandre française coïncidant avec l'arrivée de la mer anglo-flamande, la crête de l'Artois descendait régulièrement vers le Nord par une pente inclinée qui s'étendait jusqu'aux collines de la Flandre occidentale et au delà jusqu'à celles de la région d'Eecloo ?

La difficulté devient beaucoup plus grande encore pour le gisement de limon fendillé du Mont de la Trinité (Mont Saint-Aubert), près de Tournai, entre 70 et 100 mètres d'altitude. Aucune disposition actuelle du bassin de l'Escaut et de la Haine ne nous permet d'expliquer la formation d'un produit de crues à cette hauteur, d'autant plus que non loin de là M. Cornet signale que sur le versant septentrional du large bassin de la Haine le limon quaternaire fait totalement défaut. Par contre les limons et cailloutis quaternaires sont très bien représentés sur le versant méridional de la rivière, et c'est dans ceux-ci que MM. Rutot et Delvaux ont pu faire leurs belles découvertes au sujet des industries humaines primitives éolithiques.

Il nous paraît probable que l'explication des gisements de limon hesbayen à des altitudes élevées sur le Mont Cassel et sur le Mont Saint-Aubert se rattache à la question des témoins diestiens qui les accompagnent. Le soulèvement de ces témoins se serait continué depuis le retrait de la mer flamandaise ; il faudrait admettre que lors du dépôt du limon hesbayen sur la région des collines de la Flandre occidentale et sur celles qui séparent le bassin de la Rhosne de celui de la Dendre, celles-ci ne se trouvaient pas encore à l'altitude actuelle. L'érosion activée par le soulèvement a réduit le limon, autrefois plus étendu, à quelques lambeaux conservés aujourd'hui sur des collines, qui elles-mêmes ne sont que des restes d'érosion se continuant vers l'Est par Saint-Sauveur et Ellezelles, où elles se rattachent aux collines de Renaix. On rencontre d'ailleurs de l'autre côté de la Dendre les témoins diestiens du bois de Lessines.

Nous nous représentons du reste ce soulèvement comme une consé-

quence du bombement du Calcaire carbonifère de Tournai signalé par M. Cornet, à travers lequel l'Escaut post-diestien de Condé-Espierres a creusé son cours. Nous serions donc porté à admettre ici l'existence d'un ridement correspondant à l'affaissement de la Haine, ou mieux à la dernière phase de celui-ci, car d'après M. Cornet il s'est répété à plusieurs reprises pendant le Tertiaire. Nous croyons du reste que cet affaissement s'est propagé vers l'Ouest jusqu'au golfe de l'Aa pendant la fin du Quaternaire; situé en dedans du plissement hercynien, il en constituerait un épisode récent, mais peu marqué.

Ce phénomène d'affaissement datant de la fin du Quaternaire a d'ailleurs été constaté en dehors de notre pays. Nous en trouvons les indications dans un travail de C. Passerat sur *Les origines de la vallée de la Charente*. L'évolution très compliquée de ce fleuve s'explique également par les modifications tectoniques de son bassin. Ici encore on constate qu'à partir de Cognac le fond du lit quaternaire descend en dessous du niveau actuel de l'embouchure, à 10 mètres à Saintes, à 20 mètres à Rochefort, à 25 mètres à l'embouchure, où la vallée quaternaire se prolonge sous la mer. Il en est de même pour la Seudre qui descend à 50 mètres; pour la Gironde qui avait son embouchure à 40 mètres sous les vases du Verdon, et dont l'approfondissement en amont a été reconnu jusqu'à Marmande, à 180 kilomètres de l'embouchure. Dans le marais poitevin on retrouve des vallées à 25 mètres; à l'embouchure de la Loire, le creusement a dépassé 25 mètres près de Saint-Nazaire, et 20 mètres près de Nantes. Il s'agit donc de phénomènes qui affectent toute la côte et dont l'amplitude a été sensiblement uniforme. La côte atlantique nous offre donc la contrepartie des phénomènes tectoniques qui ont eu pour résultat la formation de la mer anglo-flamande et la transgression marine, qui pendant les époques hesbayenne et flandrienne, a couvert la Basse-Belgique et le Sud des Pays-Bas jusqu'à la rencontre du glacier scandinave avec la Meuse et le Rhin.

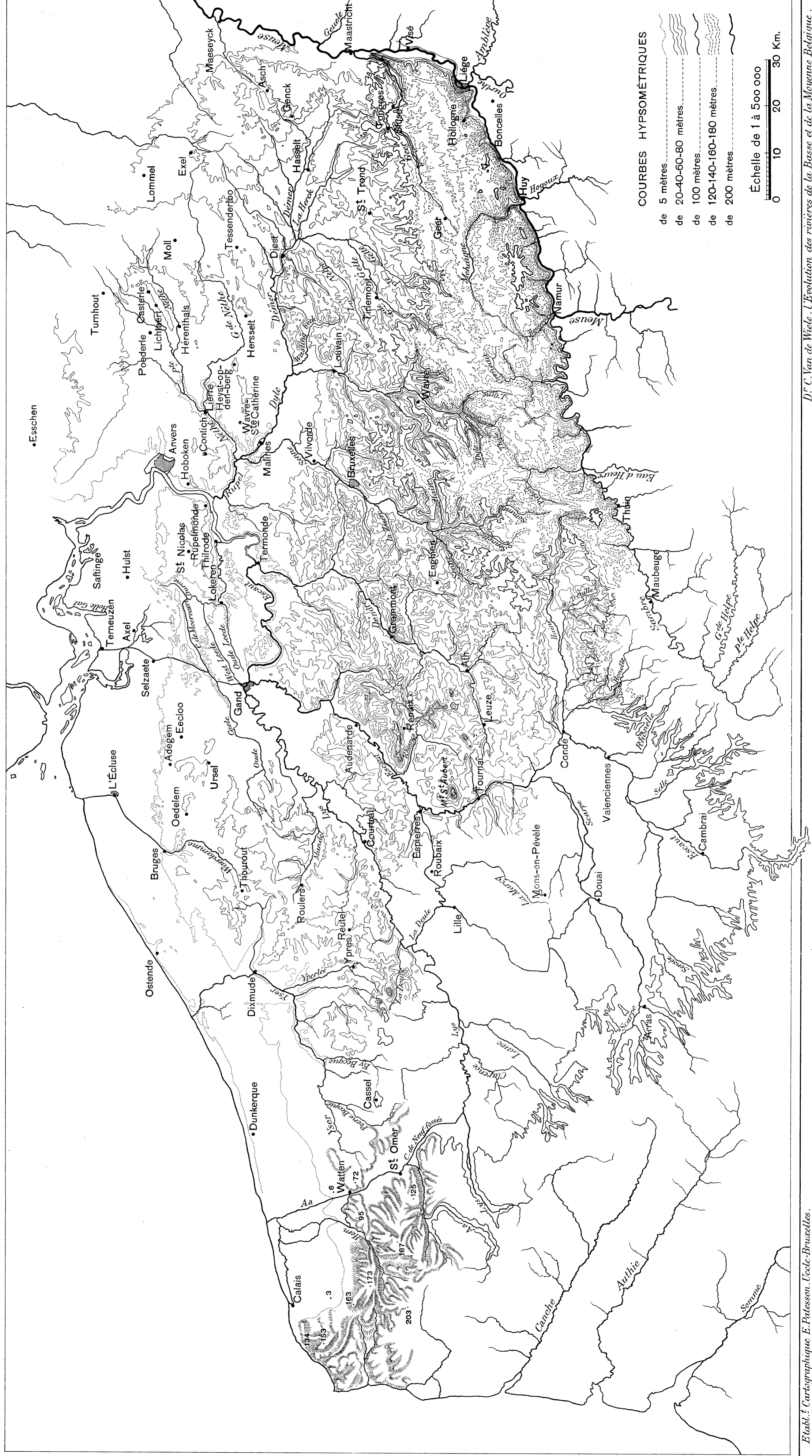
BIBLIOGRAPHIE

1. ANTOINE et ALPHONSE BELPAIRE. De la plaine maritime depuis Boulogne jusqu'au Danemark. Anvers, 1855.
2. VAN OVERLOOP, Les origines du Bassin de l'Escaut. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1890.)
3. VAN DEN BROECK, Description géologique et paléontologique des dépôts pliocènes des environs d'Anvers. Bruxelles, 1876-1878.
4. VAN ERTBORN, Compte rendu des travaux de la Commission pour l'étude de l'Escaut. (*Bull. Soc. royale Géogr. d'Anvers*, 1879.)
5. ID., Nouvelles observations faites dans la Campine. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1883.)
6. FORIR, Sur la présence des terrains tongriens de Dumont dans le Pays de Herve. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1899.)
7. RENARD. Note sur les roches draguées au large d'Ostende. (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique*, 1886.)
8. ERENS, Note sur les roches cristallines recueillies dans les dépôts de transport du Limbourg. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1889.)
9. ID., Recherches sur les formations du Sud des Pays-Bas. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1890-1891.)
10. ID., Le courant normano-breton de l'époque glaciaire. (*Arch. Mus. Teyler*, 1892.)
11. UBAGHS, Sur l'origine des vallées du Limbourg hollandais. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1893.)
12. DELVAUX, De l'extension des dépôts glaciaires de la Scandinavie et de la présence de blocs erratiques au Nord de la Belgique. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1883)
13. ID., Les anciens dépôts de transport de la Meuse. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1887)
14. ID., Études stratigraphiques et paléontologiques du sous-sol de la Campine. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1891.)
15. GOSSELET, Esquisse de la géologie du Nord. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, 1891-1892.)
16. LADRIÈRE, Étude stratigraphique des terrains quaternaires du Nord de la France. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, 1895.)
17. HARMER, Les dépôts tertiaires supérieurs du bassin anglo-belge. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1896.)
18. J. CORNET, Quelques remarques sur le Bassin de la Haine. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1899-1900.)
19. ID., Sur le Quaternaire sableux de la Haine. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1899.)
20. ID., Considérations sur l'évolution de la Sambre et de la Meuse. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1900.)

11. RUTOT, Sur le creusement de la vallée de la Meuse. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1899.)
12. ID., Les origines du Quaternaire de la Belgique. (*Mém. Soc. belge de Géol., etc.*, 1897.)
13. LORIÉ Les métamorphoses de l'Escaut et de la Meuse. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1895.)
14. VAN DEN BROECK et RUTOT, De l'extension des sédiments tongriens sur le plateau du Condroz et de l'Ardenne. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1898.)
15. Compte rendu détaillé des excursions de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie à Nancy et dans les Vosges. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1899.)
16. LOHEST, De l'origine de la vallée de la Meuse entre Namur et Liège. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1899.)
17. MOURLON, Essai d'une monographie des dépôts marins et continentaux du Quaternaire moséen. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1900.)
18. VAN DEN BROECK, Observations préliminaires sur les blocs erratiques des hauts plateaux de la vallée du Geer à l'Est de Tongres. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., 1900.)
19. VAN MIERLO, La carte lithologique de la partie méridionale de la Mer du Nord. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1901.)
20. J. CORNET, Sur la signification morphologique des collines de la Flandre. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1901.)
21. BRIQUET, Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1902.)
22. MOURLON et LEJEUNE DE SCHIERVEL, Résultats scientifiques des sondages effectués dans la vallée de la Senne entre Ronquières et Vilvorde, et sur son prolongement le long du canal de Willebroeck jusqu'au Rupel. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., 1901.)
23. RUTOT, Sur les relations existant entre les cailloutis quaternaires et les couches dans lesquelles ils sont compris. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Mém., 1902.)
24. ID., La question de la diversité des facies des cailloutis quaternaires dans la vallée de la Senne. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., 1901.)
25. ID., Esquisse d'une comparaison des couches pliocènes et quaternaires de la Belgique avec celles du Sud-Est de l'Angleterre. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Mém., 1903.)
26. J. CORNET, Évolution des rivières belges. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1904.)
27. VAN DEN BROECK, Coup d'œil synthétique sur l'Oligocène belge. Bruxelles, 1904.
28. L. FREDERICQ, La faune et la flore glaciaires du plateau de la Baraque-Michel. (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique*, Classe des Sciences, 1904.)
29. BLANCHARD, La Flandre. Paris, 1906.
30. HARMER, L'horizon Weybournien du Cragicénien dans l'Est de l'Angleterre. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1905.)
31. CLEMENT et ELEANOR REID, Les éléments botaniques dans la détermination de l'âge des argiles à briques de Tegelen. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Mém., 1907.)

42. LORIÉ, La stratigraphie des argiles de la Campine belge et du Limbourg néerlandais. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Mém., 1907.)
43. DE MUNCK, Les alluvions à éolithes de la terrasse supérieure de la Meuse. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., 1907.)
44. VAN ERTBORN, Nouvelle découverte de Cervidés dans la Campine anversoise et d'un squelette d'*Elephas primigenius* à Lierre. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., 1907.)
45. RUTOT, Sur la découverte de silex utilisés sous les alluvions fluviales de la haute terrasse de 100 mètres de la rive gauche de la Meuse. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Mém., 1907.)
46. FOURMARIER, Le cours de la Meuse aux environs de Huy. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1907.)
47. FRAIPONT, Les sablières de Sart-Tilman lez-Liége. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 1908.)
48. MOURLON, Sur la nouvelle interprétation du Sable de Moll en Campine. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1907.)
49. RUTOT, Note préliminaire sur la coupe des terrains quaternaires à Hofstade. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., juin et novembre 1909.)
50. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, Jaarverslag der Rijksopsporing van delfstoffen. La Haye, 1908, 1909 et 1910.
51. RUTOT, Un grave problème, etc. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1907.)
52. ID., Glaciations et Humanité. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1910.)
53. ID., Sur l'âge des dépôts connus sous le nom de Sables de Moll. (*Mém. Acad. roy. de Belg.*, 1908.)
54. STAINIER, Matériaux pour la connaissance de la structure géologique du Sud-Est du Brabant. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, Proc.-verb., mars 1908.)
55. LORIÉ, Le Diluvium de l'Escaut. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1910.)
56. BRIQUET, La vallée de la Meuse en aval de Liège (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1909.)
57. ID., Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa. (*Ann. Soc. géol. du Nord*, 1905.)
58. HASSE, Les Schijns et l'Escaut primitifs à Anvers. (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, 1911.)
59. GIRARDIN, Étude des cônes de déjection. (*Ann. de Géogr.*, 1910.)
60. PASSERAT, Les origines de la vallée de la Charente. (*Ann. de Géogr.*, 1911.)
61. HOLST, Alnarps-Floden, en svensk Cromer flod. (*Sverig. Geolog. Undersökning*, 1910.)
62. MÜLLER, Zur Geschichte und Natur der Scheldemündungen in der Niederländischen Provinz Zeeland. (*Zeitschr. Ges. Erdkunde Berlin*, n° 6, 1911.)





COURBES HYPSONÉTRIQUES

de 5 mètres
 de 20-40-60-80 mètres
 de 100 mètres
 de 120-140-160-180 mètres
 de 200 mètres

Échelle de 1 à 500 000
 0 10 20 30 Km.

Établ. Cartographique E. Patesson, Uccle-Bruzelles. D. C. Van de Wiele. L'Évolution des rivières de la Basse et de la Moyenne Belgique.