

J. AMERYCKX

**Centre de Cartographie des Sols
Gand**

Dr. P. De Paepe

**LA GENESE DES
POLDERS MARITIMES BELGES**

64084

Extrait de " *La Géographie-De Aardrijkskunde* " 13^e année, n° 1. Gand 1961.

J. AMERYCKX

Centre de Cartographie des Sols

Gand

**LA GENESE DES
POLDERS MARITIMES BELGES**

VLIZ (vzw)
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE
FLANDERS MARINE INSTITUTE
Oostende - Belgium

LA GENESE DES POLDERS MARITIMES BELGES

par J. Ameryckx

Centre de Cartographie des Sols - Gand

Du point de vue géographique la plaine maritime belge fait partie de la plaine maritime qui s'étend le long de la Mer du Nord depuis les falaises du Boulonnais jusqu'au Danemark. C'est une région très plane, située en moyenne à 3-4 m au-dessus du niveau zéro ostendais et d'une largeur moyenne d'une dizaine de kilomètres.

Durant les 10 dernières années la géologie récente de la plaine maritime a fait d'énormes progrès, aussi bien en Belgique qu'aux Pays-Bas. Dans le cadre du levé systématique de la carte des sols de la Belgique (*), environ 200 000 sondages de 1,25 m de profondeur ont été effectués entre 1947 et 1953 dans les polders; en outre des dizaines de profils et presque toutes les argilières y ont été étudiés. Ce réseau d'observations assez dense (2 sondages à l'hectare) a permis de se faire une idée assez précise de l'évolution géologique récente des polders, tout en fournissant un grand nombre de données nouvelles.

1. Le substrat géologique

Le socle paléozoïque, qui est atteint à La Panne vers — 275 m, à Ostende à — 267,5 m et à Knokke vers — 450 m, fait partie du Massif du Brabant (Cambro-Silurien). Il est couvert de formations crétaciques (Sénonien) d'une épaisseur de 110 m à l'ouest, 60 m à Ostende et 50 m à Knokke.

Les formations tertiaires appartiennent à l'Eocène: Landénien (50 m), Yprésien (100-170 m), Panisélien (à l'est de la ligne Ostende-Oudenburg, 24 m à Blankenberge) et Bartonien (à Knokke). Ces couches tertiaires, qui forment le substrat géologique des polders, sont inclinées vers le nord; sous la plaine maritime elles ont été fortement érodées, de sorte que leur niveau descend en direction de la mer. A Oudenburg le Panisélien se trouve au niveau 0, à Ostende à — 30,5 m (fig. 1).

2. Le Pléistocène

Les sédiments pléistocènes, qui recouvrent le substrat tertiaire, appartiennent à l'interglaciaire Riss-Würm. Ce sont des sables marins à *Corbicula fluminalis* (R. TAVERNIER, 1954), qui constituent l'assise d'Ostende et qui se trouvent normalement à — 18 m. De cette période date la formation du Pas de Calais (transgression émiennne). Les sables de la zone de Leffinge sont d'âge würmien (fig. 1).

(*) Recherches effectuées sous les auspices de l'Institut pour l'encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture (IRSIA), par le Centre de Cartographie des Sols (dir.: Prof. Dr. R. TAVERNIER).

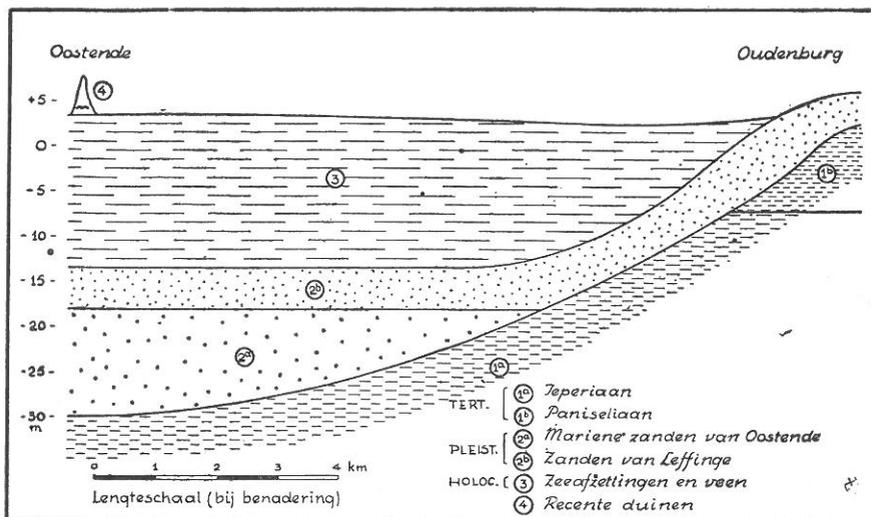


Fig. 1. — Coupe schématique des polders suivant la ligne Ostende-Oudenburg (d'après R. TAVERNIER, 1946).

1a : Yprésien, 1b : Panisélien, 2a : sables marins d'Ostende, 2b : sables de Leffinge, 3 : dépôts holocènes marins et tourbe, 4 : dunes récentes.

3. L'Holocène inférieur et moyen

Le Pléistocène a été suivi du Préboréal (8000 avant J. Chr.). Pendant le Boréal (7500-5000 avant J. Chr.) s'est formée la *tourbe à grande profondeur* («veen op grote diepte»); alors qu'aux Pays-Bas elle constitue une couche importante et continue, elle n'apparaît que localement en Belgique sous forme d'une couche peu épaisse entre les sédiments pléistocènes et les formations plus récentes. D'après les dernières données, cette tourbe serait en partie d'âge atlantique dans la plaine flamande.

Le fait le plus marquant de l'Atlantique (4500-2000 avant J. Chr.) est la *transgression flandrienne*, pendant laquelle le Pas de Calais fut considérablement élargi et approfondi (R. TAVERNIER, 1954). Les sédiments atlantiques (assise de Calais) ont une épaisseur moyenne de 10 m et affleurent dans les Moères franco-belges; en Belgique ils sont essentiellement sableux tandis que dans le nord ils sont plutôt argileux.

Pendant le Subboréal (2000-200 avant J. Chr.) une grande partie du paysage des «wadden» atlantiques était protégée contre la mer par les *dunes anciennes*, dont on trouve encore quelques massifs au sud-ouest d'Adinkerke (dunes intérieures d'Adinkerke-Ghyvelde, F.R. MOORMANN, 1951). De cette période date également la *tourbe de surface* («oppervlakteveen») d'une épaisseur de quelques décimètres à quelques mètres. Sa base est composée essentiellement de tourbe à roseaux (milieu saumâtre), surmontée d'une couche de tourbe à sphaignes (milieu oligotrophe); le long des cours d'eau, qui sillonnaient la tourbière, on trouve normalement une bande de tourbe eutrophe (tourbière boisée).

La transgression préromaine, qui a été signalée en Angleterre et aux Pays-

Bas, a été peu importante en Belgique ; F. R. MOORMANN a observé une petite superficie de ces sédiments entre Adinkerke et Ghyvelde.

4. L'Holocène supérieur

L'Holocène supérieur groupe les périodes subatlantique et récente. Il débuta, vers 200 avant J. Chr., par la *transgression dunkerquienne*, dont les sédiments, d'une épaisseur moyenne de plus d'un mètre, forment presque partout dans la plaine maritime la surface.

La remontée du niveau de la mer après la formation de la tourbe ne se produisit pas régulièrement mais plutôt par bonds successifs. Ainsi l'on distingue dans la plaine maritime belge 3 phases transgressives, qui ont duré chacune plusieurs siècles et qui sont séparées par des phases de régression. La connaissance de la transgression dunkerquienne est à la base de l'étude de l'évolution géologique récente des polders maritimes.

4.1. La transgression dunkerquienne 1 (2^e siècle avant J. Chr. - 1^{er} siècle après J. Chr.).

La première phase transgressive débuta par la rupture et l'érosion du cordon des dunes anciennes. Grâce à des recherches archéologiques, cette transgression a pu être datée au Pays-Bas, à Walcheren et dans le Westland. En Belgique elle s'est limitée au centre et à l'ouest de la côte. Une aire de rupture importante se situe au Cocq (plage de Klemskerke), où l'on trouve des sédiments de cette phase jusqu'à 7 km derrière la côte actuelle (fig. 2) ; à l'ouest une rupture de faible envergure eut lieu à Wulpen. Une partie assez restreinte de la plaine tourbeuse fut donc submergée.

Les sédiments dunkerquiens 1 se distinguent souvent par une microstratification typique. Des feuilletts argileux et sableux d'un ou de quelques millimètres y alternent. Ils semblent correspondre aux sédiments de la « vroeg-Romeinse transgressie » signalée à Walcheren par J. BENNEMA et K. VAN DER MEER (1952).

Les sédiments dunkerquiens 1 n'affleurent nulle part dans la plaine maritime belge ; de ce fait l'étude de leur extension présente des difficultés. Il n'est donc pas impossible, que l'aire submergée soit plus étendue qu'il n'est indiqué à la fig. 2.

4.2. La régression romaine (1^{er}-4^e siècle)

La montée du niveau de la mer prit fin au 1^{er} siècle de notre ère. L'existence de la régression romaine est démontrée par la présence e.a. d'artefacts témoignant de l'occupation par l'homme de la surface des sédiments dunkerquiens 1 (e.a. à Klemskerke et Bredene vers 1 m de profondeur). Souvent on trouve au sommet de ces sédiments un horizon noirâtre, démontrant l'existence d'une végétation sur les schorres émergents. Dans la région de Wulpen-Furnes on a même observé une couche de tourbe de quelques centimètres séparant les sédiments dunkerquiens 1 et 2.

Lors de la régression romaine un cordon dunal s'est formé. Ces *dunes subrécentes* ont été épargnées localement par les transgressions ultérieures et existent encore dans la région de Bredene, Klemskerke et Vlissingem.

4.3. La transgression dunkerquienne 2 (4^e-8^e siècle)

La deuxième phase transgressive, appelée transgression du Haut Moyen Age (« vroeg middeleeuwse transgressie ») par J. BENNEMA et K. VAN DER MBER (1952), a une importance beaucoup plus grande pour la côte belge. Elle a pu être datée de façon assez précise grâce surtout à des pièces de monnaie romaines trouvées sur la tourbe (R. BLANCHARD, 1906). Les artefacts les plus anciens remontent à la première moitié du 4^e siècle, de sorte que l'on peut admettre que cette transgression ait débuté vers l'an 300.

En 1899, lors du creusement du canal Bruges-Zeebrugge, l'on découvrit l'épave d'un bateau, « le bateau de Bruges », dans des sédiments dunkerquiens 2, à 400 m au nord de la ville. Le « bateau d'Ostende », découvert en 1952 dans un chenal de la transgression dunkerquienne 2, date probablement également de cette période (J. AMERYCKX & A. NAGELMACKERS, 1956).

Non seulement la plaine tourbeuse, mais également une partie des terrains pléistocènes adjacents fut inondée lors de cette transgression, jusqu'à la cote 4,5 dans le nord-est et 5 m dans le sud-ouest (fig. 2). En outre toute l'aire de sédimentation de la transgression dunkerquienne 1 ainsi que les sédiments de la transgression préromaine à l'ouest d'Adinkerke furent submergés. A l'exception d'un nombre d'« îles », la plaine maritime actuelle était inondée deux fois par jour. Les îles les plus importantes étaient :

- les dunes anciennes d'Adinkerke et de La Panne,
- les dunes subrécentes de Vlissingem, Bredene et Klemskerke,
- quelques buttes pléistocènes (« donken »),
- un nombre de tourbières bombées à sphaignes : les Moères franco-belges, la Moère basse de Meetkerke et quelques plages à Zevekote. Quelques îlots tourbeux entre Oostkerke et Kaaskerke, ainsi que la région de Gistel-Moere ne furent pas submergés lors de cette transgression.

Les trois premières sortes d'îles forment aujourd'hui des buttes faiblement marquées dans la plaine poldérienne. Les tourbières bombées furent exploitées par après, de sorte qu'elles forment maintenant les dépressions les plus basses de la région.

L'attaque de la zone côtière par les eaux de mer se passa comme suit. Le cordon dunal protecteur fut rompu en plusieurs endroits ; fortement entamé et érodé, il n'en reste que les quelques vestiges déjà mentionnés ci-dessus. Près de la mer, des aires de ruptures se creusèrent profondément dans la tourbe et même dans les sédiments marins sous-jacents. A partir de ces aires, des chenaux de marée s'érodèrent dans la tourbe en pénétrant très loin dans la plaine. Tout en formant un système fortement ramifié, ils découpèrent la plaine en un nombre immense d'îlots tourbeux.

Ce premier stade d'érosion intense fut suivi d'un second de durée beaucoup plus longue et à forte prédominance de sédimentation : recouvrement des îlots tourbeux et colmatage des chenaux. Les deux processus, l'érosion et la sédimentation, ne peuvent cependant être séparés de façon nette. Le mode de sédimentation est très important ; il détermine en effet essentiellement la topographie, l'habitat, l'agriculture, etc. dans les polders. Cette sédimentation, qui sera décrite plus loin en détail, est sélective, de sorte que des faciès argileux et

sableux s'y côtoient. L'épaisseur de ces alluvions varie de quelques centimètres à quelques mètres.

4.4. *La régression carolingienne* (8^e-11^e siècle)

Vers le 8^e siècle débuta une seconde régression, qui dura jusque vers l'an 1000. De cette période date la première occupation et mise en culture des polders. Les premières traces témoignant de l'activité humaine remontent au 8^e mais surtout au 9^e siècle, pendant lequel on mentionne de plus en plus des *marisci*, c.-à-d. des schorres salins affectés à l'élevage des moutons, surtout pratiqué par les abbayes. Les origines de Lissewege-Dudzle et probablement Houtave remontent au 9^e siècle ; il ne s'agit cependant pas de communautés mais plutôt de centres d'élevage de moutons (A. VERHULST, 1959). Les premiers villages proprement dits sont mentionnés en 988 (Leffinge, Vlissegem) et en 1003 (Klemskerke, Houtave).

Lors de cette période de répit un nouveau cordon dunal (*dunes récentes*) se dressa formant une barrière entre la mer et la plaine.

4.5. *La transgression dunkerquienne 3* (11^e siècle)

Pendant la transgression dunkerquienne 3 la plaine encore peu habitée fut de nouveau submergée à partir de deux aires de ruptures, où le cordon dunal avait été attaqué par les eaux : l'estuaire de l'Yser (Nieuport) et le Zwin (frontière belgo-hollandaise).

Cette transgression se situe dans la première moitié du 11^e siècle. En effet, les *Annales Blandinienses* font mention d'inondations catastrophiques en 1014 et 1042, alors qu'à partir de 1060 apparaissent déjà les premiers villages dans la plaine émergente : Leffinge (1060/1070), Snaaskerke (1067), Pervijze (1089), Lissewege (1060/1070), Uitkerke (1060/1070). En outre les documents historiques mentionnent Meetkerke, situé au-dehors de la zone inondée, en 1041, donc en pleine transgression. Remarquons enfin que certains sites, qui existaient déjà au 9^e-10^e siècle, ne sont plus mentionnés dans la première moitié du 11^e siècle : Leffinge (de 988 à 1060/1070), Testerep (de 992/994 à 1065), tous les deux situés dans la zone inondée. Ces données historiques précises sont dues aux recherches minutieuses de A. VERHULST (1959).

Ci-dessous l'évolution de la zone occidentale et de la zone orientale pendant et après la transgression dunkerquienne 3 sera décrite séparément.

4.5.1. *La zone d'inondation occidentale* (région de l'Yser)

Au début du 11^e siècle une vaste aire de rupture avec un système de chenaux de marée se forma près de Nieuport (*). Le système complet était plus important qu'il n'est indiqué à la fig. 3, où ne figurent que les chenaux majeurs, d'où partaient une multitude de petites criques, souvent de 1 m de largeur et de profondeur seulement.

(*) Nieuport, que nous employons ici comme point de repère, n'existait pas encore ; la ville fut fondée en 1163.

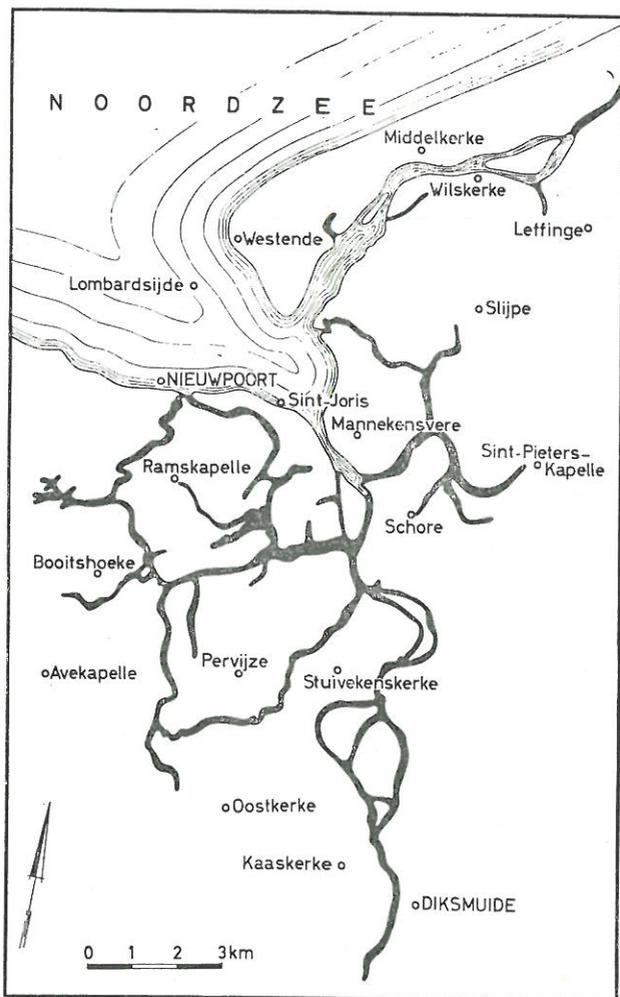


Fig. 3. — L'estuaire de l'Yser et les principaux chenaux de la transgression dunkerquoise 3.

Afin de protéger une partie de la plaine déjà habitée, bien que de façon peu dense, on construisit dans le Métier de Furnes l'ancienne digue de mer (« Oude Zeedijk ») pour arrêter les inondations vers l'ouest et le sud-ouest (fig. 4). Cette digue s'étend entre Oostduinkerke et Fort Knokke, d'où elle se dirige vers Turkeyen, un hameau au sud de Lo (cette dernière partie de la digue porte le nom de rue de Lo, « Lostraat ») (F. R. MOORMANN, 1951).

Les eaux venant de Nieuport, qui étaient arrêtées à l'ouest par le Oude Zeedijk, s'étendaient évidemment aussi en direction est. Le pendant oriental du Oude Zeedijk est la digue de la Wateringue de Blankenberghe (fig. 4), qui forme en partie la limite occidentale de cette wateringue. Cette digue se dirige à partir des dunes, environ 400 m à l'ouest du village de Bredene, vers l'Ecluse bleue et de là vers Plassendale et Oudenburg. Son rôle a été cependant peu im-

portant; en effet les inondations atteignaient environ la ligne Ostende-Zandvoorde, où s'étendait un estran de quelques kilomètres de largeur et où l'eau n'était que peu profonde, tandis que des chenaux importants y font défaut.

La région de Gistel-Moere, qui avait été épargnée au 4^e siècle, fut submergée lors de cette transgression.

Les sédiments dunkerquiens 3 sont essentiellement argileux; ce n'est que dans les chenaux que l'on trouve parfois du sable. Dans la zone inondée, les sédiments dunkerquiens 2 furent donc recouverts par une nouvelle couche d'argile. Les chenaux se colmatèrent, bien qu'incomplètement, de sorte qu'on les retrouve dans le paysage sous forme de faibles dépressions étirées, convergeant vers Nieuport (fig. 3).

Au 12^e siècle, l'estuaire de l'Yser fut entouré d'une digue et asséché progressivement par la construction d'une dizaine de diguettes en forme d'arc (J. AMERYCKX, 1950). Le village de Slijpe est mentionné en 1115, Mannekensvere en 1171 et Schore en 1176.

4.5.2 La zone d'inondation orientale (région du Zwin)

Dans la zone orientale on distingue deux sous-phases de la transgression dunkerquienne 3 — la 3A et la 3B — séparées par une brève période régressive.

4.5.2.1. La transgression dunkerquienne 3A (11^e siècle)

Le début de cette phase se situe à peu près au même moment que la rupture près de Nieuport, au début du 11^e siècle. Le fait le plus marquant est la formation ou l'extension du Zwin, qui devient un réel bras de mer, dont les eaux inondent la partie orientale de la plaine. Afin de protéger une partie de la région, on éleva la digue de Blankenberge (fig. 4). Cette digue, qui est la plus ancienne de celles au nord de Bruges, va de Blankenberge à Bruges, par Saint-Jean-sur-la-Digue et Saint-Pierre-sur-la-Digue. La digue de Blankenberge a été aplanie; on la reconnaît cependant aisément sur les plans cadastraux de

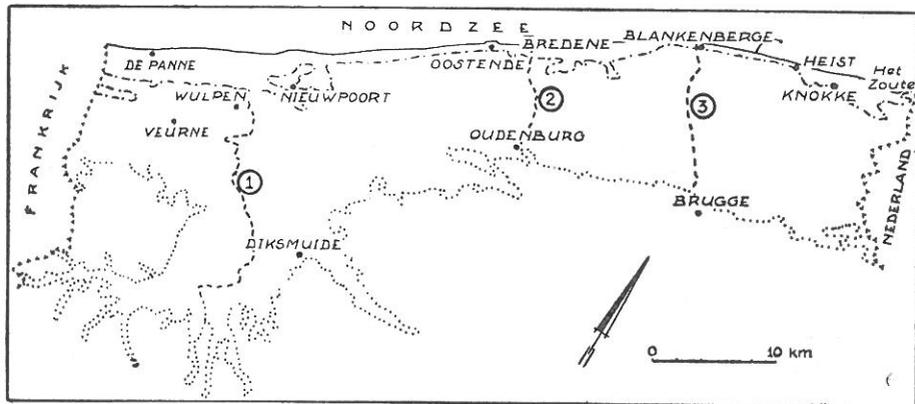


Fig. 4. — Les trois digues les plus anciennes de la région des polders (11^e siècle) : 1) Ancienne digue de mer — 2) Digue de la Wateringue de Blankenberge — 3) Digue de Blankenberge.

Popp. Une seconde digue, le Dulle Weg, presque parallèle à la première, a également été aplanie.

A Ramskapelle et Westkapelle, une couche d'argile peu épaisse a été déposée sur la surface dunkerquienne 2 ; à l'ouest de cette ligne s'étendait un estran où les sédiments plus légers n'ont qu'une épaisseur de 30 cm.

Les inondations durèrent une cinquantaine d'années, faisant place à un bref répit. Uitkerke et Lissewege sont mentionnés entre 1060 et 1070, Westkapelle en 1100. Dudzele et Oostkerke, mentionnés resp. en 1060/1070 et 1086, doivent être plus anciens, puisqu'on en fait déjà mention entre 1019 et 1030 ; ils se trouvent d'ailleurs en bordure de la zone inondée. Remarquons enfin que Lapscheure est également mentionné entre 1019 et 1030 et devait donc être situé en dehors de la région submergée, ce qui avait déjà été démontré grâce au levé de la carte des sols (J. AMERYCKX, 1953).

4.5.2.2. *La transgression dunkerquienne 3B (12^e siècle)*

Cette phase débuta vers 1130. Un argument pédologique en faveur de cette date est le suivant : en 1180, lors de la fondation de Damme par Philippe d'Alsace après la construction d'une digue à travers le Zwin à cet endroit, les sédiments nouveaux avaient déjà atteint une épaisseur de 50 cm, pour laquelle nous estimons qu'une période de 50 ans est nécessaire. A. VERHULST (1959) situe le début de cette transgression vers 1134, en se basant sur des données historiques. Il trouva en effet qu'un nombre de villages, situés dans la zone d'inondation, sont mentionnés entre 1110 et 1127 (Lapscheure : 1110, 1114, 1127 ; Moerkerke : 1110, 1114 ; Kadzand : 1111, 1115 ; Wulpen : 1110, 1114), alors qu'on n'en retrouve plus de trace entre 1127 et 1163 dans les documents historiques pourtant nombreux à cette époque ; diverses annales et chroniques citent cependant une inondation marine catastrophique en 1134, qui aurait atteint surtout l'embouchure de l'Escaut.

Le Zwin atteint à ce moment son extension maximale : 4 km de large à son embouchure à l'est de Knokke, il pénètre dans la plaine par de nombreux chenaux, dont le plus important relie Damme à la mer ; entre Damme et Bruges s'étend un estran sans chenaux de quelque importance.

Dans le nord et l'ouest on construisit une longue digue, afin de circonscire la zone submergée. Elle va de Uitkerke à Sainte-Croix, par Heist, Knokke, Westkapelle, Hoeke, Oostkerke et Damme. Elle est composée de divers tronçons qui portent chacun leur nom, mais qui datent à peu près du même moment : Evendijk, Kalvekededijk, Bloedlozendijk, Krinkeldijk, digue de Rombautswerve. Cette digue est représentée à la fig. 5 (trait continu à petits tirets perpendiculaires). Vers 1180 on la prolongea par Moerkerke jusqu'à Den Hoorn, en barrant en même temps le Zwin à Damme.

Après 1180 on commença à construire des diguettes à Damme et Moerkerke afin de regagner une partie des terres inondées. Au début du 13^e siècle on endigua plusieurs grands polders à Damme et Lapscheure (A. VERHULST, 1959), le polder de Greveninge à Westkapelle et le Vardenaarspolder à Knokke.

Dans le nord on assécha un grand nombre de petits polders en construisant des diguettes en forme d'arc. Un exemple typique est l'accroissement du

Vardenaarspolder à l'ouest de l'ancien Zwin au 13^e-14^e siècle, où l'on distingue nettement 8 petits polders qui s'arquèboutent.

Au nord du polder de Greveninge ce mode d'endiguement fut suivi jusqu'au début du 15^e siècle. A ce moment on fortifia la partie encore active des diverses diguettes, de sorte à former une longue digue de mer continue, appelée la digue du Comte Jean. Les digues internes ne présentant plus d'utilité furent aplanies.

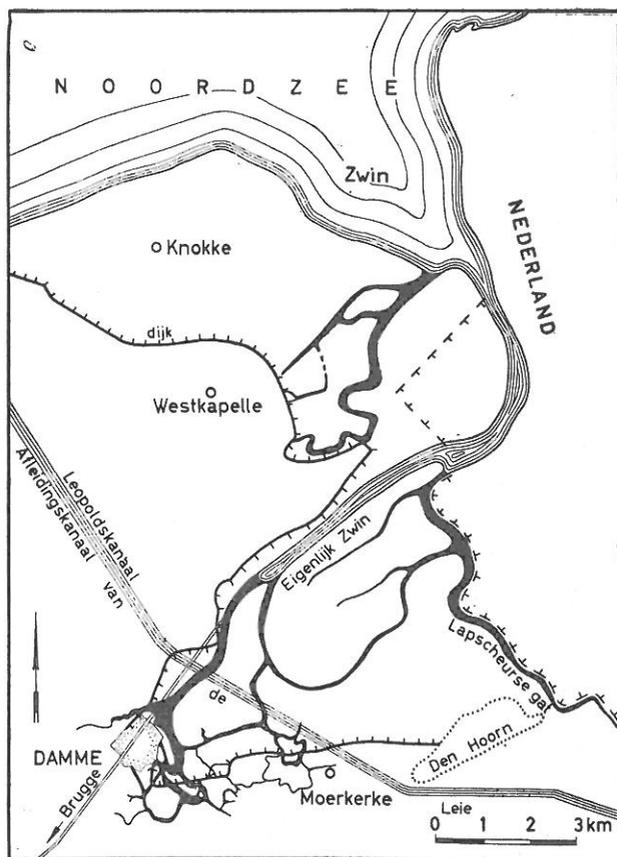


Fig. 5. — L'embouchure du Zwin et les principaux chenaux dunkerquiens 3B (le Lapscheurse Gat date cependant du 16^e siècle).

Au 15^e siècle il ne restait guère plus grand-chose de la zone inondée dans la région de Damme-Lapscheure. Entre deux digues, distantes seulement de quelques centaines de mètres, s'étirait le chenal du Zwin presque totalement ensablé. Au 16^e siècle le chenal n'était plus navigable et l'on creusa un canal de Bruges à l'Ecluse. Sur la carte de POURBUS (1571) le Zwin figure comme un chenal très étroit flanqué de digues.

Au 16^e siècle la région de l'Ecluse fut mise sous eau avec des buts stratégiques. Un chenal important, le Lapscheurse Gat, se forma tandis que la région subit de profonds changements par suite de nouveaux endiguements. En 1650 on endigua le polder le plus important, celui de Saint-Job.

Les endiguements de grande envergure dans l'embouchure du Zwin déburent au 17^e siècle. On assécha consécutivement : l'Ancien polder du Hazegras (1627), le polder Beukels-Godefroy (1718), le Nouveau polder du Hazegras (1784), le Zoute polder (1786) et le polder Willem-Léopold, ce dernier par la construction de la Digue Internationale en 1872. Aujourd'hui il ne reste de l'embouchure du Zwin qu'un petit schorre qui de temps en temps vient encore sous eau.

L'épaisseur des sédiments dunkerquiens 3B, qui sont surtout argileux et parfois sableux, dépend de l'âge du polder : les polders endigués les premiers ont une couche peu épaisse, tandis que dans les plus récents les sédiments dunkerquiens 3B atteignent plusieurs mètres d'épaisseur. Les chenaux, même celui du Zwin à Damme, sont presque entièrement colmatés ; ce n'est que dans les polders les plus récents (Hazegras, Willem-Léopold) que l'on trouve encore des criques témoignant des inondations.

4.6. *Les inondations dans la région d'Ostende (17^e-18^e siècle)*

Ces inondations sont dues essentiellement à l'intervention de l'homme et de ce fait ne peuvent être considérées comme une phase transgressive.

A la fin du 16^e siècle la ville d'Ostende fut assiégée lors de la guerre de religion, opposant les Espagnols aux Néerlandais. On fortifia la ville et les dunes à l'est furent aplanies afin d'inonder la région. Bientôt les eaux de mer creusèrent un chenal, le « Oostgeul », qui fut à l'origine du port actuel (A. BELPAIRE, 1855 ; J. AMERYCKX, 1949). Les eaux inondaient la région de Stene, Bredene, Zandvoorde, Leffinge, Oudenburg et Snaaskerke.

Après le siège (1601-1604) on circonscrit les inondations par une digue (digue de Stene, 1608 ; digue Verte 1612).

A partir du « Oostgeul » des chenaux s'enfonçaient dans le pays : la crique du Gauweloze, la Zoute kreek, la Schaperijkreek, la crique de Sainte-Cathérine et la crique du Keignaard.

Vers 1660 le chenal du port étant fortement ensablé, on décida de construire un nombre de polders de chasse, afin de curer l'entrée du port. C'est là que se trouve l'origine des nombreux « polders » autour d'Ostende, qui fonctionnèrent tous comme polder de chasse pour le port jusqu'en 1803. Voici la liste des polders les plus importants, avec leur période de fonctionnement :

- le polder du Keignaard (Zandvoorde) : 1664-1700, 1721-1803,
- le grand Polder (Bredene),
- le polder de l'Ecluse (Bredene),
- le polder du Gauweloze (Zandvoorde, Stene),
- le polder de Sainte-Cathérine (Stene, Ostende) : 1627-1774,
- le Nouveau polder (Zandvoorde, Oudenburg) : 1664-1700,
- le polder de Snaaskerke (Snaaskerke, Stene, Leffinge) : 1721-1803.

Dans ces polders une couche argileuse s'est déposée ; son épaisseur varie de 50 à 100 cm (on peut admettre un dépôt d'un centimètre par an en moyenne).

Les polders d'Ostende se trouvent donc à un niveau supérieur d'environ un mètre à celui de la région environnante. On y trouve parfois des criques, dont celle du Keignaard à Zandvoorde constitue l'exemplaire le plus beau.

5. Quelques processus génétiques importants

5.1. Sédimentation sélective

Pendant chaque phase transgressive s'est formé un système de chenaux

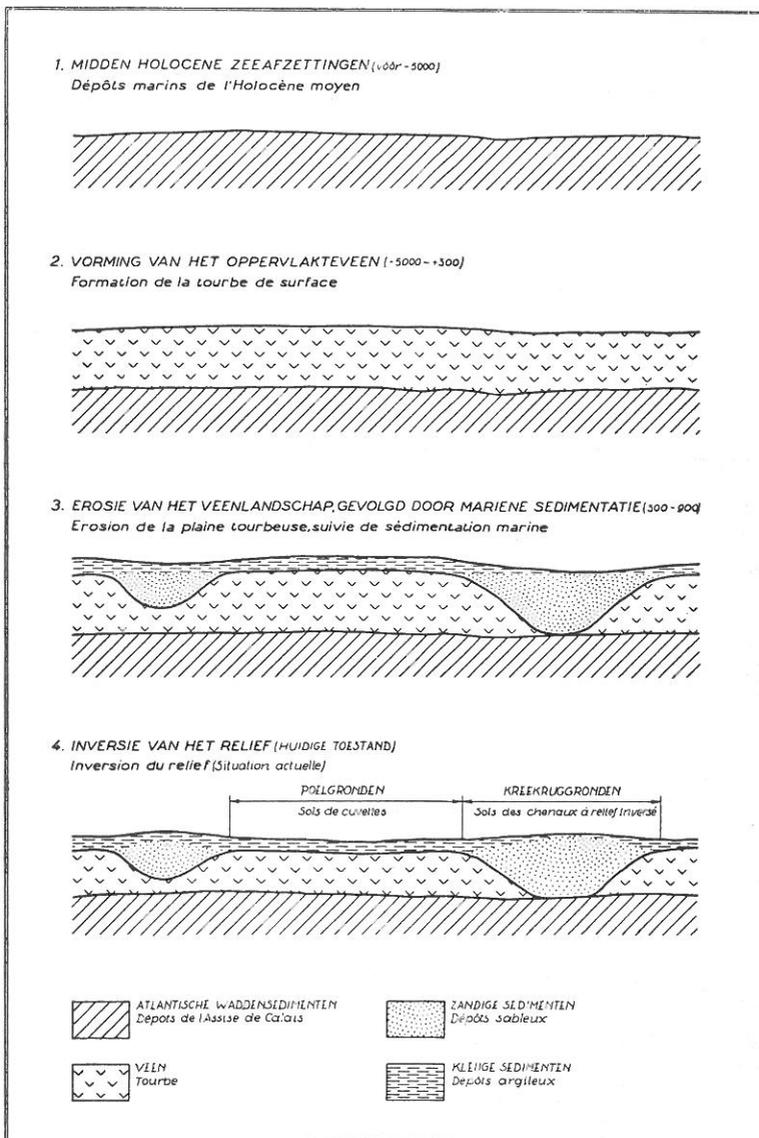


Fig. 6. — L'inversion du relief dans les polders anciens (d'après R. TAVERNIER, 1947).

de marée à partir des points de rupture. Ces chenaux se sont érodés dans le substrat inondé, le plus souvent de la tourbe. Par suite du courant de l'eau assez vif dans les chenaux, il n'y a que les particules grossières (sable, $> 50 \mu$) qui peuvent s'y déposer. L'eau qui déborde des chenaux et qui submerge la plaine tourbeuse contient à ce moment essentiellement des particules fines, argileuses ($< 2 \mu$) et limoneuses (2-50 μ), qui se déposent dans l'eau stagnante sur le substrat tourbeux. Par suite de cette sédimentation sélective, il se forme après quelques siècles un système de chenaux colmatés incomplètement de matériaux surtout sableux, et de zones où une couche argileuse repose sur de la tourbe (fig. 6).

5.2. *Inversion du relief*

Après une transgression le schorre émergeant est formé de chenaux enablés peu profonds et d'îlots d'argile sur tourbe quelque peu surélevés. Après le dessèchement ces matériaux perdent une grande partie de leur eau et se tassent. Ce tassement dépend en premier lieu du matériau même; ainsi le sable ne se tasse pas ou peu, l'argile modérément et la tourbe très fortement. Par suite de ce tassement sélectif les chenaux sableux sont restés à leur niveau primitif et se sont mis en relief par rapport aux îlots d'argile sur tourbe, dont le niveau a descendu considérablement. On distingue ainsi deux unités morphogénétiques majeures: des chenaux à relief inversé (« kreekkruggen ») et des cuvettes (« poelen, kommen »).

5.3. *Formation de dépressions artificielles*

La tourbe était jadis un combustible de grande valeur, qui fut exploité dans les polders jusque dans la seconde moitié du 19^e siècle (J. AMERYCKX, 1956). Les endroits détournés forment dans le paysage des dépressions, parfois d'une centaine d'hectares, à limites rectilignes.

Dans les tourbières bombées, qui n'avaient pas été submergées pendant les transgressions, la tourbe affleurait et fut entièrement enlevée, laissant des dépressions de quelques mètres de profondeur qui ne tardèrent pas à être envahies par l'eau. Ces lacs furent asséchés au 17^e siècle (J. AMERYCKX, 1953; F.R. MOORMANN, 1955). Ce sont les Moères franco-belges et la Moère basse de Meetkerke; dans celles-là affleurent les sédiments atlantiques, dans celle-ci le sable pléistocène.

L'exploitation de l'argile des polders pour la briqueterie a également donné naissance à de nombreuses dépressions.

5.4. *Ruptures de digues*

De nombreuses digues ont été rompues, souvent à plusieurs reprises. A l'endroit de la rupture, les eaux turbulentes creusent un puits d'où le matériau, le plus souvent sableux, est rejeté à la périphérie. Ces puits (« wiel ») à auréole essentiellement sableuse (« overslag ») permettent d'identifier et de localiser les endroits de rupture. Les « wielen » sont assez rares dans nos polders; on en trouve quelques uns remblayés entre Heist et Blankenberge le long du Evendijk. Les dépôts de rupture sableux sont assez communs, surtout dans la région du Zwin.

6. *Les paysages*

D'après leur constitution géologique on distingue cinq paysages (fig. 2).

6.1. *Polders anciens*

Couche superficielle: Dunkerquien 2.

Mise en culture: 8^e-9^e siècle.

Régions: Métier de Furnes et région de Bruges.

Relief: inversion très marquée.

Hauteur: 3-4 m.

6.2. *Polders moyens*

Couche superficielle: Dunkerquien 3A et B.

Mise en culture: 11^e-12^e siècle.

Régions: occidentale et orientale.

Relief: inversion peu marquée.

Hauteur: 3-4 m.

6.3 *Polders récents*

Couche superficielle: Postdunkerquien 3.

Mise en culture: après le 12^e siècle.

Régions: Yser et Zwin.

Relief: très plat.

Hauteur: 4 m.

6.4. *Polders historiques d'Ostende*

Couche superficielle: argile d'Ostende 17^e-18^e siècle.

Mise en culture: 18^e siècle.

Région: Ostende.

Relief: très plat.

Hauteur: 4-5 m.

6.5. *Lacs asséchés*

Couche superficielle: Atlantique (Moères franco-belges),
Pléistocène (Moëre basse de Meetkerke).

Mise en culture: 17^e siècle.

Régions: Les Moères, Moëre basse de Meetkerke.

Relief: très plat.

Hauteur: 1-2 m.

BIBLIOGRAPHIE

AMERYCKX, J.: De Historische Polders van Oostende. « Natuurwet. Tijdschr. », 31, blz. 142-150, 1 fig. Gent, 1949.

Over de indijking van enkele polders in het IJzerestuarium. « Natuurwet. Tijdschr. », 32, blz. 99-103, 2 fig., pl. I. Gent, 1950.

Bodemkaart en verklarende tekst van de kaartbladen: Middelkerke 21 W - Oostende 21 E (1952), De Haan 10 W - Blankenberge 10 E (1953), Westkapelle 11 E - Het Zwin (1953) - Heist 11 W (1953) - Bredene 22 W (1954) - Brugge 23 W (1958) - Houtave 22 E (1958) - Leke 36 E (1958) - Gistel 37 W (1959) - Moerkerke 23 E (in voorbereiding).

Ontstaan en evolutie van het Zwin in België. « Natuurwet. Tijdschrift. », 34, blz. 99-110, 6 fig. Gent, 1953.

De Lage Moere van Meetkerke. « Biekorf », 54, blz. 153-157, 1 fig. Brugge, 1953.
Bodem en bewoning in de Zeepolders. « Natuurwet. Tijdschr. », 40 (1958), blz. 176-193, 6 fig., pl. XI-XVIII. Gent, 1958.

De jongste geologische geschiedenis van de Belgische Zeepolders. « Technisch-Wetensch. Tijdschrift. », 29 (1960), nr. 1, blz. 13-20. Antwerpen, 1960.

- AMERYCKX, J. & NAGELMACKERS, A. : De boot van Oostende. « Biekorf », 57, nr. 15, blz. 135-138. Brugge, 1956.
- AMERYCKX, J. & VERHULST, A. : Enkele historisch-geografische problemen in verband met de oudste geschiedenis van de Vlaamse kustvlakte. « Handel. Maatsch. Gesch. en Oudheidk., Gent ». Nieuwe reeks, XII, blz. 3-26. Gent, 1958.
- BELPAIRE, Ant. & Alph. : De la plaine maritime depuis Boulogne jusqu'au Danemark. Anvers, 1855.
- BENNEMA, J. & VAN DER MEER, K. : De genese van Walcheren. « Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardrijksk. Gen. », LXVII, blz. 138-48, 3 fig. Leiden, 1950.
De bodemkartering van Walcheren. « De Bodemkartering van Nederland. ». XII. 's-Gravenhage, 1952.
- BLANCHARD, R. : La Flandre. Paris, 1906.
- BRIQUET, A. : Le littoral du Nord de la France en son évolution morphologique. Paris, 1930.
- CORNET, J. : Leçons de géologie. Bruxelles, 1927.
- DE LANGHE, J. : De oorsprong der Vlaamsche kustvlakte. Knokke, 1939.
- DE SMET, A. : Het waterwegennet ten noordoosten van Brugge in de XIII^e eeuw. « Revue belge de Phil. et d'Histoire », XII, 1933, pp. 1023-1059, en XIII, 1934, pp. 83-121. Bruxelles, 1933.
De geschiedenis van het Zwin. Antwerpen, 1933.
- DE SMET, J. : Het Vlaamse polderland en de kust. Brugge, *s. d.*
- EDELMAN, C. H. : Overslaggronden. « Boor en Spade », I, blz. 142-148. Utrecht, 1948.
- MOORMANN, F. R. : De bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne-Ambacht. « Natuurwet. Tijdschr. », 33, blz. 1-124, 27 fig., pl. I-III. Gent 1951.
Bodemkaart en verklarende tekst van de kaartbladen : Lampernisse 51 W (1951), Oostduinkerke 35 E (1951), De Moeren 50 W.
- MOORMANN F. R. & AMERYCKX, J. : De bodemgesteldheid van de Zeepolders. « Versl. over navorsingen van het I.W.O.N.L. », 4, blz. 37-60, 3 fig., 3 krt. Brussel, 1950.
Bodemkaart en verklarende tekst van het kaartblad Nieuwpoort 36 W. Gent, 1951.
- TAVERNIER, R. : De geologische ontwikkeling van de Vlaamsche kust. « Wetenschap in Vlaanderen », 4, blz. 41-48, 3 fig. Gent, 1938.
L'évolution de la plaine maritime belge. « Bull. Soc. belge de Géol. », LVI-3, pp. 332-343, 2 fig. Bruxelles, 1947.
Le Quaternaire in « Prodrôme d'une description géologique de la Belgique », pp. 555-589. Liège, 1954.
- VAN DER FEEN, P. : Geschiedenis van de bewoning van Walcheren. « De Bodemkartering van Nederland », XII, blz. 147-160. 's-Gravenhage, 1952.
- VERHULST, A. : Historische geografie van de Vlaamse kust vóór 1200. « Bijdragen voor de Geschiedenis der Nederlanden », 14, nr. 1. Den Haag-Antwerpen, 1959.
Middelleeuwse inpolderingen en bedijkingen van het Zwin. « Bull. Soc. Belge Et. Géogr. », XXXVIII, 1, blz. 21-54. Leuven, 1959.

