

EXCURSION E - 9

LA FLANDRE DE PART EN PART

I. GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE DE LA VALLEE FLAMANDE ET DE LA PLAINE MARITIME BELGE

Prof. Dr. G. DE MOOR et Dr. F. MOSTAERT *

A. APERÇU GENERAL

1. Flandre intérieure et Vallée Flamande

Le Nord de la Belgique est une région basse et assez plate. Elle forme essentiellement un relief d'érosion fluviale, incisé dans des couches tertiaires. Celles-ci sont composées alternativement de sables et d'argiles et sont faiblement inclinées vers le Nord.

Les dénivellations de ce relief d'érosion sont atténuées par une couverture de dépôts quaternaires.

Les vallées sont partiellement colmatées par des dépôts quaternaires [Fig.1] qui y atteignent jusqu'à 30 m d'épaisseur. Dans les grandes vallées, ce colmatage comporte des dépôts fluvio - périglaciaires datant des glaciaires saalien et weichsélien et des couches fluviales et marines datant de l'interglaciaire émien. Vers le Nord, ils sont recouverts d'un manteau peu épais de sédiments éoliens tardiglaciaires. Au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, après la fixation du réseau fluviale, cette surface a été incisée et mise en relief par les rivières post - glaciaires avec formation des "vallées éo - holocènes". C'est à la suite du remblaiement partiel qui s'est fait plus tard, au cours de l'Holocène, que se sont formées les plaines alluviales. Ce n'est que vers le Nord que ces alluvions ont débordé sur la surface environnante.

Le réseau hydrographique de la Flandre est dominé par des rivières principales à direction Ouest - Sud - Ouest / Est - Nord - Est, qui s'écoulent parallèlement à la côte actuelle, et par des affluents de premier ordre dont l'orientation y est perpendiculaire. Les premières sont considérées comme rivières conséquentes, les secondes comme subséquentes.

Ce réseau hydrographique s'est graduellement développé à partir d'une surface d'émersion qui s'était formée au Plio - Pléistocène par retrait de la mer dans la partie méridionale du bassin de la Mer du Nord. Les rivières conséquentes ont graduellement suivi le retrait de la côte sur la surface d'émersion. Celle-ci biseautait les couches tertiaires plongeant dans une même direction. Les vallées subséquentes se sont développées par érosion différentielle, à la suite de l'adaptation de l'incision à la lithostructure du substrat tertiaire.

Les éléments essentiels des interfluves sont, mis à part les pentes, des cuestas à orientation Est - Sud - Est / Ouest - Nord - Ouest, des terrasses et des replats d'origine lithologique. Les cuestas correspondent aux affleurements des couches tertiaires plus résistantes, ce qui explique également leur asymétrie. Les terrasses, qui souvent forment des replats interfluviaux au lieu de terrasses de flanc de vallée, se sont formées à suite d'une succession de phases d'incision fluviale liées aux variations climatiques du Pléistocène et aux changements du niveau marin y associés. Les dépôts de gravier qui caractérisent ces terrasses ont provoqué une inversion de relief. Plusieurs niveaux de terrasses morphologiques ont été reconnues.

C'est au cours des périodes froides du Pléistocène Supérieur que l'incision fluviale a atteint ses niveaux les plus bas et que s'est graduellement incisé un complexe de profonds thalwegs, connu sous le nom de Vallée Flamande. Chaque phase d'incision a toutefois été suivie d'un colmatage partiel au cours de la période froide elle-même. Au cours de la dernière période froide, le colmatage par des dépôts fluvio - périglaciaires a été très important. De cette façon, les phases successives d'incision et de colmatage qui ont accompagné la formation

* G. DE MOOR et F. MOSTAERT Rijksuniversiteit Gent, Laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde, Krijgslaan, 281, B - 9000 Gent. 1989

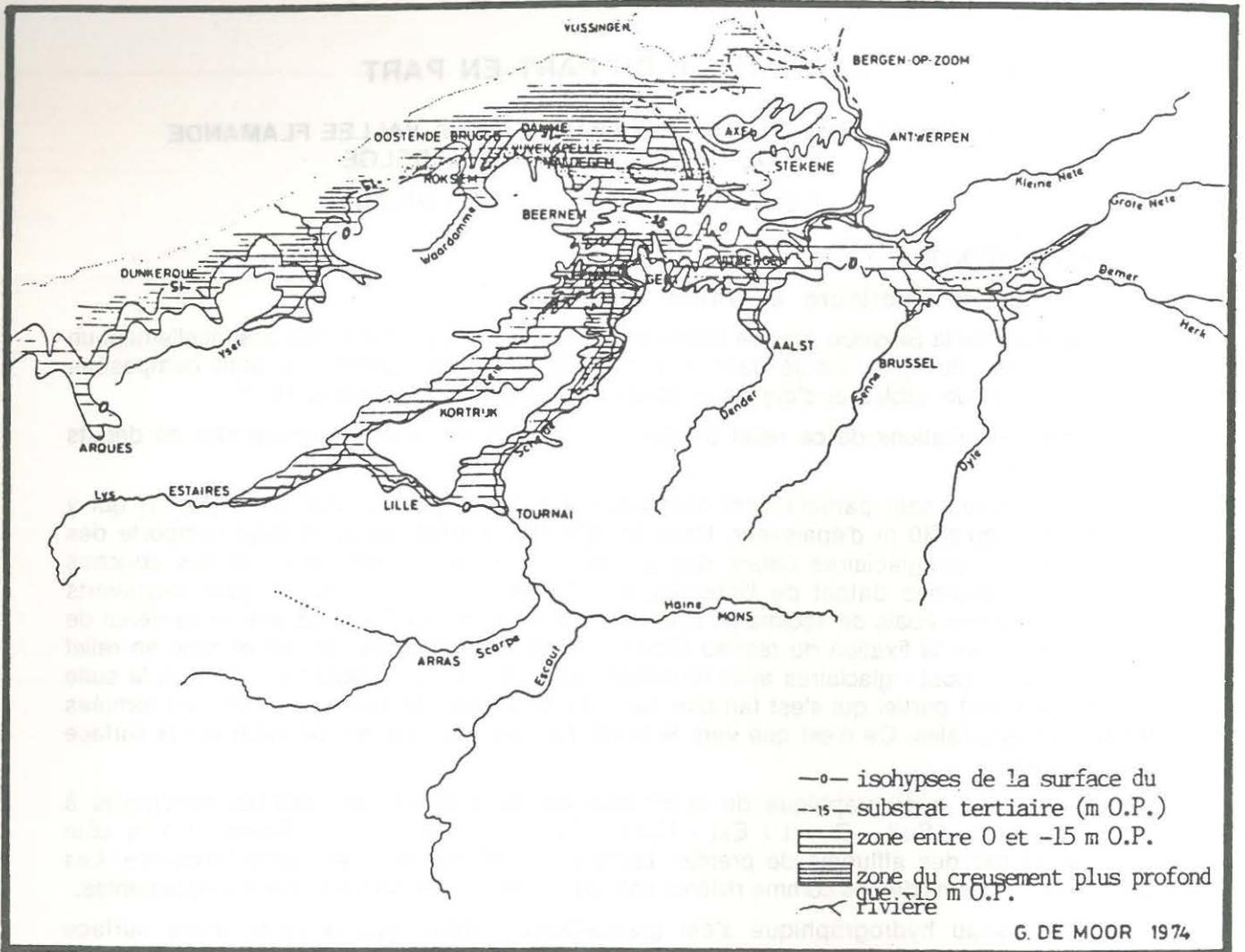


Fig. 1 : La Vallée Flamande et les fleuves tributaires principaux

de la Vallée Flamande et de ses embranchements ont finalement eu comme résultat la formation d'une grande et large plaine sableuse qui s'étend essentiellement au Nord et à l'Est de Gand. Cette surface de colmatage a été incisée elle-même par l'érosion fluviale entre la fin des conditions froides et le début de l'interglaciaire (incision éo-holocène). Ainsi la surface de colmatage correspond à une basse terrasse et elle y forme le paysage de la Vallée Flamande, qui se poursuit jusqu'à l'intérieur des embranchements majeurs. Certaines terrasses ont été reconnues enfouies sous les dépôts de cette basse terrasse.

Au cours de l'interglaciaire les parties suffisamment basses ont été recouvertes de dépôts marins, à la suite de la remontée du niveau marin accompagnant l'installation des conditions interglaciaires, tandis que les vallées éo-holocènes ont été partiellement remblayées par des alluvions fluviales dont la surface se situe le plus souvent à quelques mètres en contrebas de la basse terrasse.

Le paysage de la Vallée Flamande et de ses principaux embranchements est caractérisé par des rides et des dos de sables de couverture éoliens, datant du Tardiglaciaire weichsélien, essentiellement orientés d'Est en Ouest. Une de ces rides s'étend de Maldegem à Stekene et barre la Vallée Flamande. Sa formation s'est accompagnée d'une diversion de l'écoulement fluviale. L'Escaut inférieur qui draine la plus grande partie du Nord de la Belgique, traverse maintenant la cuesta des argiles de Boom par la percée de Hoboken et passe par Anvers, au lieu d'emprunter la Vallée Flamande, largement ouverte vers la mer, comme c'était le cas auparavant.

Cette surface de colmatage de la Vallée Flamande avec son manteau éolien plonge doucement vers la mer et forme la basse terrasse qui domine les vallées holocènes. Plus vers le Nord, elle se situe à un niveau suffisamment bas, pour qu'elle ait été recouverte par les dépôts marins des transgressions de l'Holocène.

2. La plaine maritime

La plaine maritime belge est une région plate, se situant entre +2 et + 4,5 m d'altitude O.P. (= niveau d'Ostende), en arrière d'un cordon de dunes et d'un estran qui s'étend sur les 65 km que compte la côte belge.

Tout comme la Vallée Flamande, la plaine maritime belge correspond à une zone de profonde incision du substrat tertiaire. Le colmatage quaternaire y comprend toutefois des couches marines émiennes plus importantes que dans la Vallée Flamande. En quelques endroits des dépôts holsteiniens marins ont été conservés, notamment sur la terrasse marine du plateau d'Izenberge.

La surface de la plaine maritime est presque entièrement développée dans les dépôts poldériens. Ceux-ci sont constitués de sédiments de wadden d'âge dunkerquien. Ils ont été gagnés sur la mer par endiguement et par drainage artificiel. Dans la plaine côtière cet endiguement a commencé à partir du X^{ème} siècle. Grâce au cordon dunaire et, là où celui-ci a fait défaut, aux digues, les polders ainsi formés sont protégés de l'inondation lors des marées hautes.

Ces dépôts de wadden ont été mis en place à partir de chenaux de marée qui, avant les endiguements, recoupaient le cordon littoral et les wadden situés à son arrière. Plusieurs faciès de sédiments se sont formés correspondant aux unités morphologiques caractérisant les wadden, notamment des dépôts de schorre et de slikke plus argileux et des dépôts de chenaux, plus sableux. Le schorre est cette partie de la zone intertidale qui n'est inondée que par les marées hautes de vives eaux et qui porte une végétation halophile.

A la suite du dynamisme tidal (l'amplitude de la marée moyenne atteint 4,5 m à l'Ouest et 3 m à l'Est), ces faciès ont continuellement migré. A la suite du relèvement graduel du niveau de sédimentation plusieurs faciès peuvent se succéder verticalement et former une séquence, chacune débutant par des dépôts subtidaux et finissant par des dépôts de schorre. Plusieurs séquences peuvent se superposer. On peut d'ailleurs distinguer plusieurs types de séquences. Ils varient d'après le mode de succession des divers faciès subtidaux, intertidaux (slikke sableuse, slikke vaseuse, schorre et levées de chenaux) et supratidaux.

Les séquences de dépôts de wadden datant du Dunkerquien (Subatlantique, recouvrent une couche de tourbe de surface subboréale qui s'était formée avant que la mer n'atteigne un niveau suffisamment élevé.

Là où la surface pré-marine était suffisamment basse, des cycles analogues s'étaient déjà manifestés avant le Subboréal, lorsque le relèvement du niveau marin holocène était encore moins avancé. Ceci est le cas dans la plaine côtière occidentale où plusieurs cycles analogues se superposent en-dessous de la couche de tourbe de surface. Elles datent du cycle calaisien, dont les dépôts reposent le plus souvent sur le substrat pléistocène.

Plusieurs facteurs peuvent avoir influencé le niveau local de l'inondation, entre autres l'éloignement des chenaux de marée, l'ouverture ou la fermeture de brèches dans le cordon littoral en avant des wadden, l'effet de bassin de flot, l'amplitude de la marée, etc.

Il n'y a pratiquement plus de wadden actifs sur le territoire belge, mis à part quelques restes dans l'embouchure de l'Yser et du Zwin, et à l'extérieur des digues le long de l'Escaut maritime et dans sa zone périmarine en amont d'Anvers.

La morphologie actuelle de la plaine maritime est caractérisée par la présence de dos sableux allongés qui correspondent à des chenaux de marée à remplissage sableux dans lesquels la tourbe avait été enlevée par l'érosion, et de cuvettes argileuses qui elles correspondent aux surfaces de slikke et de schorre originaires plus élevées mais surmontant directement la tourbe. La morphologie actuelle de la plaine maritime est influencée par l'action de l'homme. Le drainage artificiel a provoqué la compaction différentielle des couches argileuses et tourbeuses d'une part, et sableuses d'autre part, dont le résultat est une inversion de relief. En outre l'exploitation de l'argile et de la tourbe conservée sous les dépôts de wadden a été assez importante et explique de nombreuses dépressions.

Dans la plaine maritime, l'influence fluviale a été négligeable durant l'Holocène. Le passage des estuaires de l'Yser et du Zwin peut avoir influencé la sédimentation dans les wadden. Le grand estuaire médiéval du Zwin, autrefois si important pour Bruges, s'est graduellement colmaté à partir du XI^{ème} siècle, au moment même où, à peu de distance vers l'Est, s'élargissait le grand estuaire de l'Escaut occidental ce qui allait avantager le développement d'Anvers.

La plaine maritime s'adosse à un arrière - pays développé, soit dans un substrat de dépôts weichséliens, soit dans un substrat de sédiments tertiaires recouverts d'une couche peu épaisse de dépôts weichséliens. Le plus souvent, la transition est très graduelle et il n'y a pas de falaise morte à proprement parler. Localement des dépôts marins holocènes touchent un cordon éolien tardiglaciaire. Bruges est situé sur ce cordon éolien, à l'endroit où une petite rivière, la Waardamme - Reie, débouche dans la plaine maritime. Cette vallée a connu une plus grande importance au cours de la période pré - holocène.

3. La zone côtière

La côte belge, longue de 65 km, est rectiligne et mégatidale . Elle comprend un estran de sables fins et qui est de type à dos et à chenaux de plage. Cet estran est adossé à un cordon dunaire.

La largeur de la plage diminue de l'Ouest, où elle atteint 500 m par marée basse, vers l'Est où elle ne dépasse pas 200 m. La granulométrie moyenne atteint une moyenne graphique (FOLK & WARD) de l'ordre de 230 μm . Le sable est quelque peu plus fin vers l'Ouest, où la pente moyenne de la plage est également la plus faible.

Le cordon dunaire est plus large à l'Ouest de Nieuport (où sa largeur dépasse 2 km et où les dunes peuvent atteindre 30 m de hauteur), entre Bredene et Wenduine, et à l'Est de Knokke. Ailleurs sa largeur ne dépasse guère 200 - 300 m. Partout on retrouve une dune bordière qui domine la plage. Plus à l'intérieur du cordon, et surtout vers l'Ouest, on retrouve des dunes paraboliques, qui s'ouvrent vers le Sud - Ouest et qui parfois sont encore mouvantes. Elles présentent alors des faces de progradation et là où la déflation a atteint la nappe phréatique, se rencontrent des dépressions humides, appelées "pannes". Ces dunes sont postérieures à la transgression Dunkerquien II. Des vestiges de dunes d'âge atlantique ont été préservés entre Adinkerke et Nieuport et près de De Haan.

L'estuaire de l'Yser (à Nieuport), quoique endigué, est actuellement le seul exutoire naturel le long de la côte belge. L'estuaire du Zwin (à l'Est de Knokke) n'est actuellement plus qu'une brèche dans le cordon dunaire par où passe un chenal intertidal qui, par marée haute de vives eaux, inonde un schorre sableux, situé à l'arrière du cordon dunaire et largement endigué.

L'avant - côte plonge très doucement vers le large. L'isobathe de 5 m par marée basse se situe souvent à quelques kilomètres en avant de la laisse de haute mer.

La zone pré - littorale est caractérisée par la présence de grands bancs de sable qui atteignent des longueurs de 20 à 40 km et qui sont séparés par des chenaux atteignant jusqu'à plus de 30 m de profondeur. La hauteur relative des bancs varie entre 10 et 25 m. Vers le Sud, ces bancs présentent des bas fonds où par marée basse la profondeur ne dépasse guère 4 m.

D'après leur orientation on y reconnaît plusieurs groupes : les bancs côtiers, les bancs de Flandre, les Hinderbanken et les Zeeuwse Banken vers l'Est.

Tous ces bancs et aussi les fonds des chenaux environnants portent des structures de courant, notamment des vagues de sables (ridins) atteignant jusqu'à 8 m d'altitude, des mégarides et des rides, toutes organisées en champs.

Ces bancs et structures se situent dans un milieu de marée hautement dynamique. L'intensité et l'orientation des courants changent graduellement dans un mouvement circulaire au cours de chaque marée semi - diurne, comme il est indiqué par les roses de courant elliptiques. La vitesse de surface des courants de marée peut atteindre 2 noeuds par courant de pointe de flot aux vives eaux. Ces courants de pointe de flot se dirigent vers le Nord - Ouest, les courants de pointe de jusant ont une direction plus ou moins opposée.

De ce fait, les courants de marée les plus forts longent plus ou moins la côte et montrent une certaine asymétrie de vitesse. Ceci y provoque des courants de pointe longitudinaux qui, vu la différenciation de ces vitesses de pointe, engendrent un transit sédimentaire résiduel bidirectionnel et un classement différentiel des sables.

Localement, la côte est actuellement soumise à une forte érosion, plus spécialement à l'Ouest de La Panne, entre Bredene et De Haan et à l'Est de Heist. Cette érosion est partiellement et localement conditionnée par les dragages pour les chenaux d'accès aux ports (par l'interruption du transit sédimentaire) et par la construction de môles, surtout à l'Est de Zeebrugge (par déviation des courants côtiers). Toutefois, l'érosion est en partie un phénomène naturel qui a un caractère cyclique et migratoire.

L'abaissement des plages, le retrait des dunes et le danger de rupture de dunes ont nécessité d'importants travaux de défense, notamment la construction d'épis, de digues longitudinales, des rehaussements artificiels de plage, la mise en place de haies et de plantations d'oyats afin de stabiliser les dunes et de fixer du sable en transport éolien.

Actuellement la côte présente des structures de défense sur plus de 70 % de sa longueur.

La régularisation de la côte au cours de l'Holocène a eu comme conséquence que localement (surtout à l'Ouest de Nieuport et près de Bredene) on retrouve des dunes anciennes à l'arrière de la côte actuelle, tandis qu'en d'autres endroits, la côte actuelle recoupe des dépôts de wadden et les tourbes sous-jacents. Ceci se marque par la présence locale d'une surface d'abrasion établie dans les tourbes de surface. Lors des périodes d'abaissement de l'estran, celles-ci pointent temporairement au travers des sables de la plage, notamment entre Middelkerke et Ostende.

B. LES SEQUENCES QUATERNAIRES DANS LA RÉGION DE BRUGES

La région de Bruges offre l'occasion d'étudier les séquences émiennes et holocènes et d'en déduire des informations au sujet des fluctuations du niveau de la mer.

Au cours de cette excursion, l'attention sera concentrée sur la plaine maritime orientale et sur ses aspects géomorphologiques, paléogéographiques et géologiques.

Le substrat tertiaire y est constitué de couches éocènes. Ces couches ont une inclinaison faible (moins de 1%) en direction du Nord - Nord - Est. L'épaisseur des couches quaternaires de la plaine maritime augmente rapidement vers le Nord de 2 à plus de 30 m. La topographie de la base des dépôts quaternaires est influencée par la lithostructure du substrat tertiaire dont les couches les moins sensibles à l'érosion sont constituées de passages de grès, d'argile compactée et de bancs de coquilles.

Peu de témoins de l'évolution pré-émiennne sont conservés. Au Sud de Bruges, on retrouve quelques niveaux d'aplanissement entre + 30 m et + 15 m O.P., qui, en partie, pourraient correspondre à des terrasses pléistocènes. Dans le thalweg Waardamme - Reie, l'érosion pré-émiennne a atteint la cote -8 à -12 m O.P. Les dépôts pré-émiens comportent des sables fluvio-périglaciaires recouvrant des dépôts caillouteux.

Les dépôts émiens comprennent des sédiments de wadden et des séquences pré-littorales et littorales sableuses. La sédimentation des séquences émiennes de wadden s'est étendue jusque près de la limite de la plaine maritime actuelle, à l'exception de la vallée de la Waardamme - Reie où, au cours de l'Eemien, les marées entraînent beaucoup plus vers l'amont que pendant l'Holocène [Figure 2]. Les dépôts littoraux émiens se développaient beaucoup plus au Sud qu'au cours de l'Holocène. La figure 3a, établie à l'aide de sondages, montre la répartition et l'importance des faciès émiens.

Les dépôts weichséliens comprennent d'une part des sédiments fluviaux et fluvio-périglaciaires, d'autre part des sédiments nivéo-éoliens et éoliens plus récents. Ces derniers forment le cordon éolien de Gistel - Bruges - Maldegem - Stekene.

Les séquences holocènes comprennent une superposition de couches de tourbe, de sédiments de slikke et de schorre, des colmatages de chenaux tidaux. La figure 3a montre l'importance relative des séquences holocènes aux environs de Bruges. Sur une grande étendue, la tourbe de surface y repose directement sur le substrat pléistocène. A sa surface s'est développé un paléosol holocène. Ce n'est qu'aux environs de Bredene - Zandvoorde qu'on

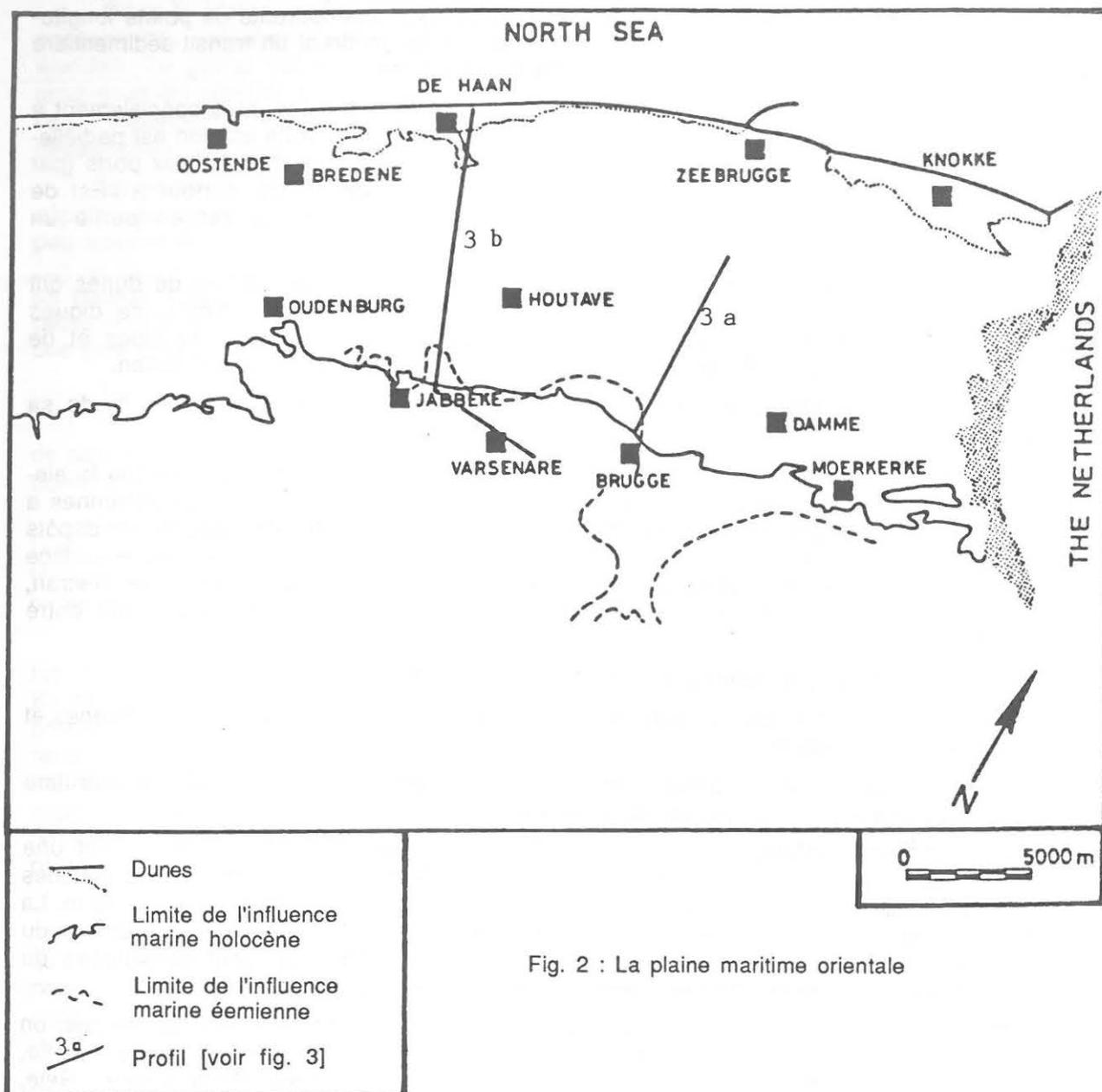


Fig. 2 : La plaine maritime orientale

rencontre des sédiments holocènes marins sous cette tourbe [fig. 3b]. Les dépôts marins qui couvrent la tourbe se sont formés depuis environ 2800 ans BP. Dans cette période dunkerquienne, les variations des niveaux marins étaient peu importantes (au maximum 1,5 m). La zone de wadden, située à l'intérieur d'un cordon littoral interrompu par des chenaux de marée, pénétrait sur plus de dix kilomètres en direction de l'arrière - pays.

Les séquences subtidales et intertidales dunkerquiennes de la plaine maritime présentent les caractéristiques sédimentologiques suivantes :

- Des indications pour une alternance fréquente de phases érosives et accumulatives et pour une diminution graduelle de leur importance au fur et à mesure du rehaussement du niveau de sédimentation.
- Un affinage des sédiments vers le haut des séquences. La couche d'argile qui recouvre les sables intertidaux et subtidaux reste néanmoins peu importante (< 1,5 m).
- Une bimodalité de la direction du transport telle qu'elle est indiquée par les structures sédimentaires internes et par l'orientation des coquilles transportées.
- Une juxtaposition et une superposition de lithofaciés différents.
- Des mégarides subtidales constituées de "foresets" montrant une succession de "sets" typique. Chacun d'eux est constitué de deux lamines d'argile sédimentée au moment des

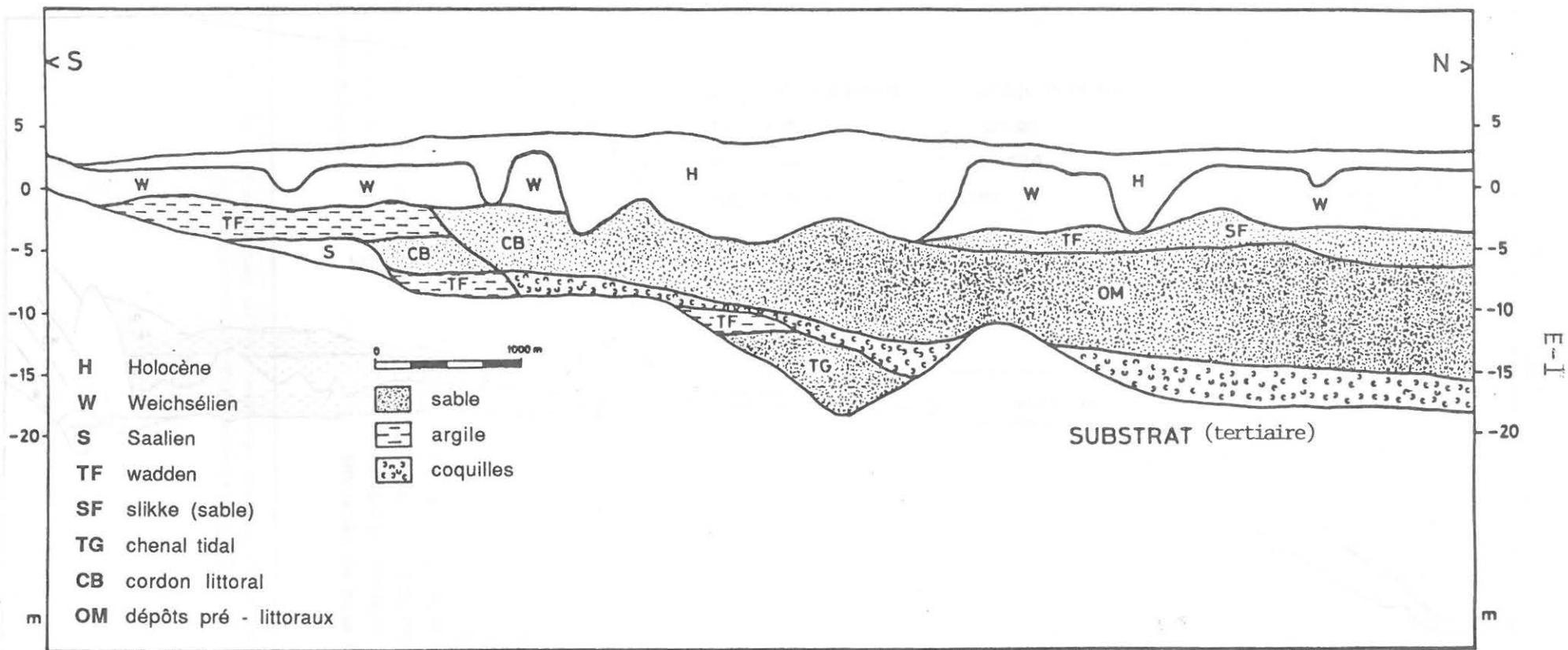


Fig. 3a : Les séquences émiennes

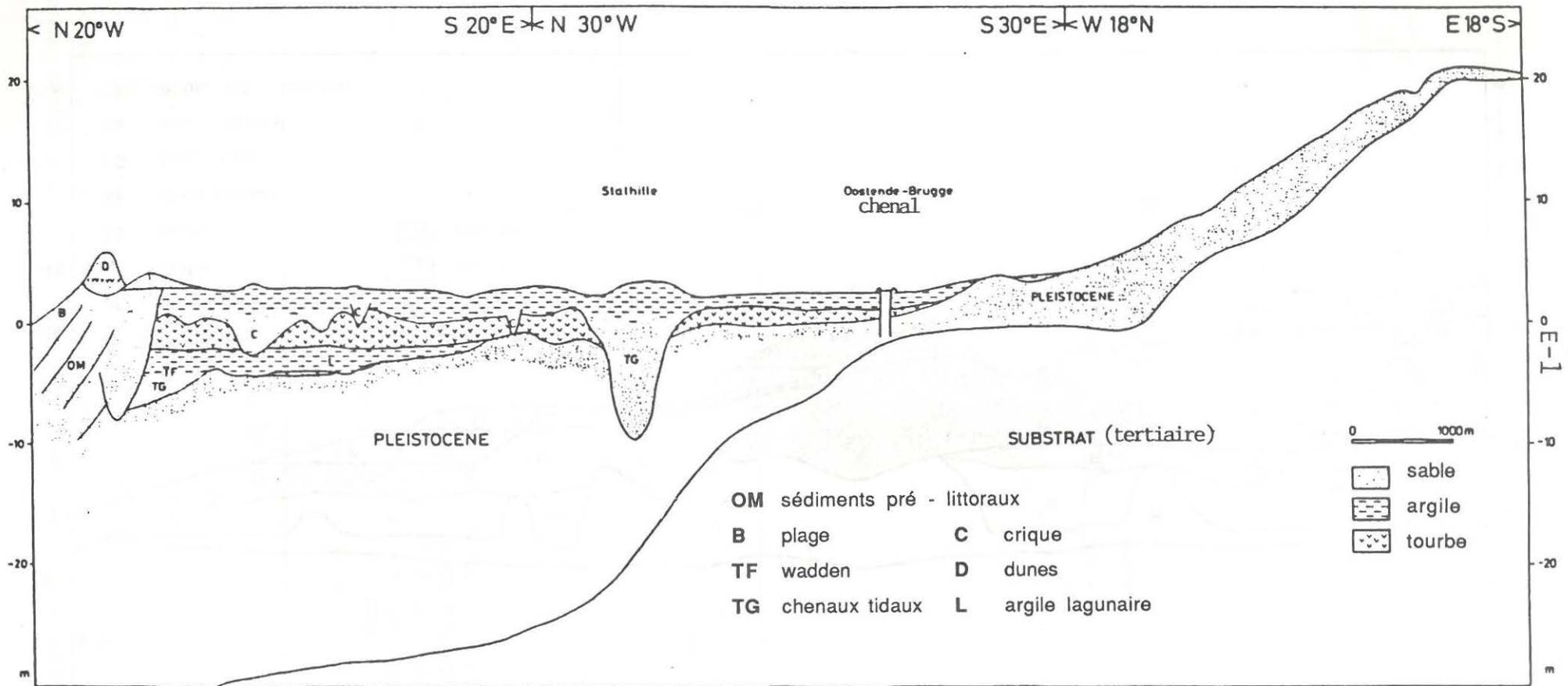


Fig. 3b : Les séquences holocènes

changements de marée. Elles sont séparées par une lamine de sable déposé durant la marée subordonnée et surmontées par une mince couche de sable formée au cours de la marée dominante. Cette structure interne démontre donc l'impact différent du flot et du jusant.

- Des mégarides intertidales dont les sets, au moins dans les chenaux, ne comprennent pas de deuxième lamine argileuse, ce qui les différencie des mégarides subtidales. L'absence d'une deuxième lamine argileuse provient de la mise à sec de la zone intertidale au cours de la période de basse mer ne permettant pas ainsi de sédimentation lors du second changement de marée à chaque cycle.
- Un changement de la succession verticale des lithofaciès dans les séquences de wadden selon leur distance du cordon littoral. Les analyses séquentielles à Bredene (près du cordon littoral) et à Bruges (situé à plus de 7 km du cordon) donnent quelques indications au sujet de ces variations [fig. 4 a,b,c).
- Un manque de structures lenticulaires et à flasers.
- De structures rubanées subhorizontales dans les sédiments argileux.
- La faible différence d'altitude entre les sédiments de la slikke sableuse et ceux de la slikke vaseuse.
- L'importance des bioturbations dans les sédiments de la slikke sableuse. Là, l'équilibre entre l'érosion et la sédimentation permettait une prolifération des colonies de bivalves (e.a. *Cerastoderma edule*) et de vers (*Nereis sp.* et *Arenicola marina*).
- La présence de structures de "longitudinal crossbedding" et de structures de glissements dans les séquences intertidales. Ces structures sont respectivement associées à la rive accumulative et au côté érosif des chenaux.
- De dépôts de levées plus sableux.

LES SÉQUENCES À BREDENE	LES SÉQUENCES À BRUGES
SITUATION	SITUATION
La marge orientale d'un chenal de marée Profondeur de 6 à 3 m. < 1 km de l'embouchure	La marge orientale d'un chenal de marée Profondeur de 8 à 10 m. > 7 km de l'embouchure
SEQUENCES SEDIMENTAIRES	SEQUENCES SEDIMENTAIRES
<ul style="list-style-type: none"> - couche argileuse d'une épaisseur de 1 m - "Tidal bedding" - les bioturbations sont très rares - pas de structures "longitudinal crossbedding" - lithofaciès subtabulaire - aggradation de microrides de courant - faciès pseudo - tabulaire/planaire - superposition de mégarides subtidales - complexe tabulaire inférieur - lithofaciès de base manque 	<ul style="list-style-type: none"> - couche argileuse d'une épaisseur < 1 m - "Tidal bedding" - zone restreinte de bioturbations - "longitudinal crossbedding" - lithofaciès tabulaire - aggradation de microrides de courant - lithofaciès planaire - niveau unique de mégarides - complexe tabulaire - lithofaciès de base (sables grossiers et coquilles)

Fig. 4a : Les séquences sédimentaires des chenaux tidaux holocènes en fonction de la position paléogéographique.

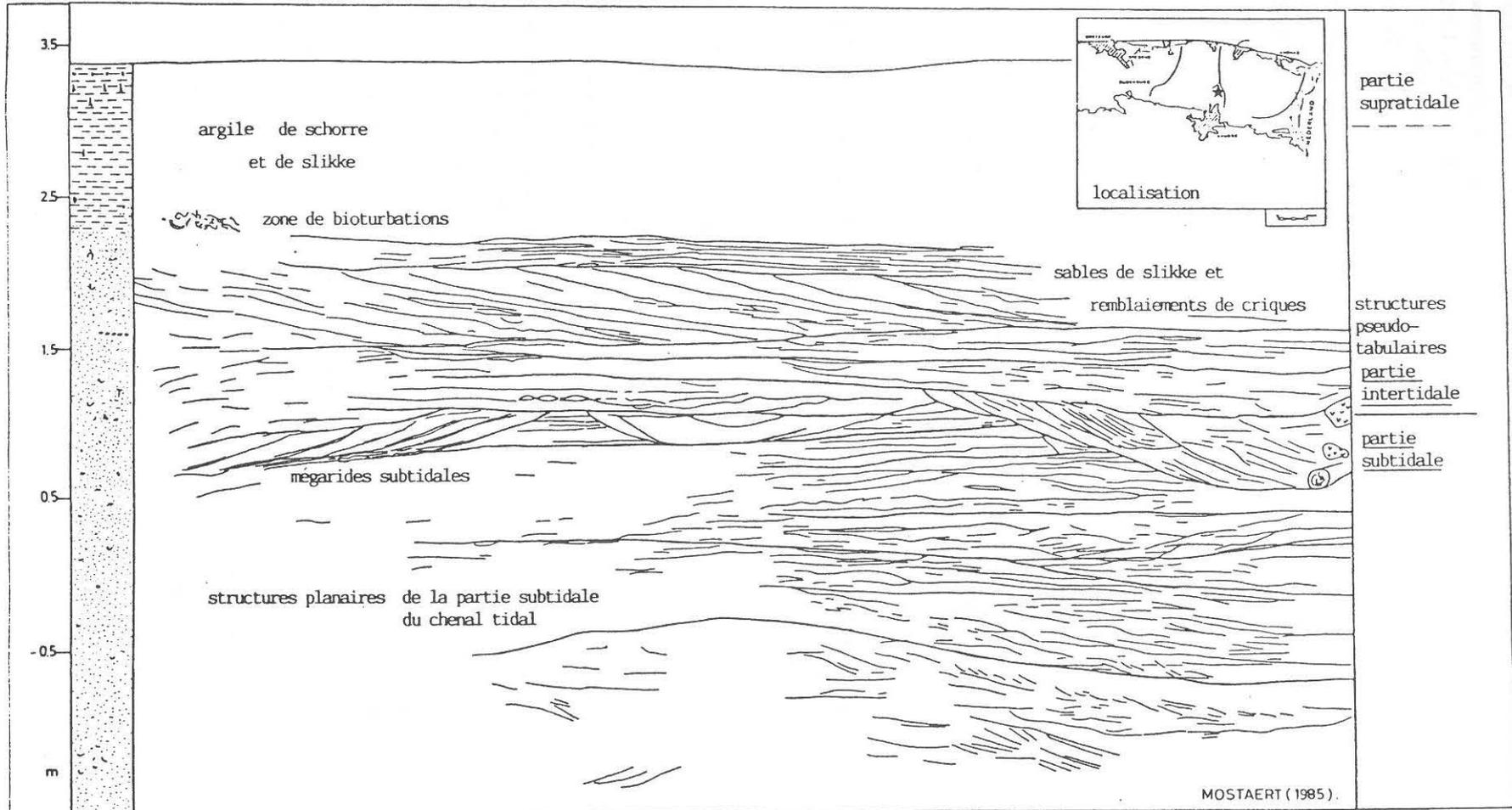


Fig. 4b : Séquence typique d'un remplissage d'un chenal de marée au Nord de Bruges, avec une couverture de sédiments intertidaux de slikke et de schorre.

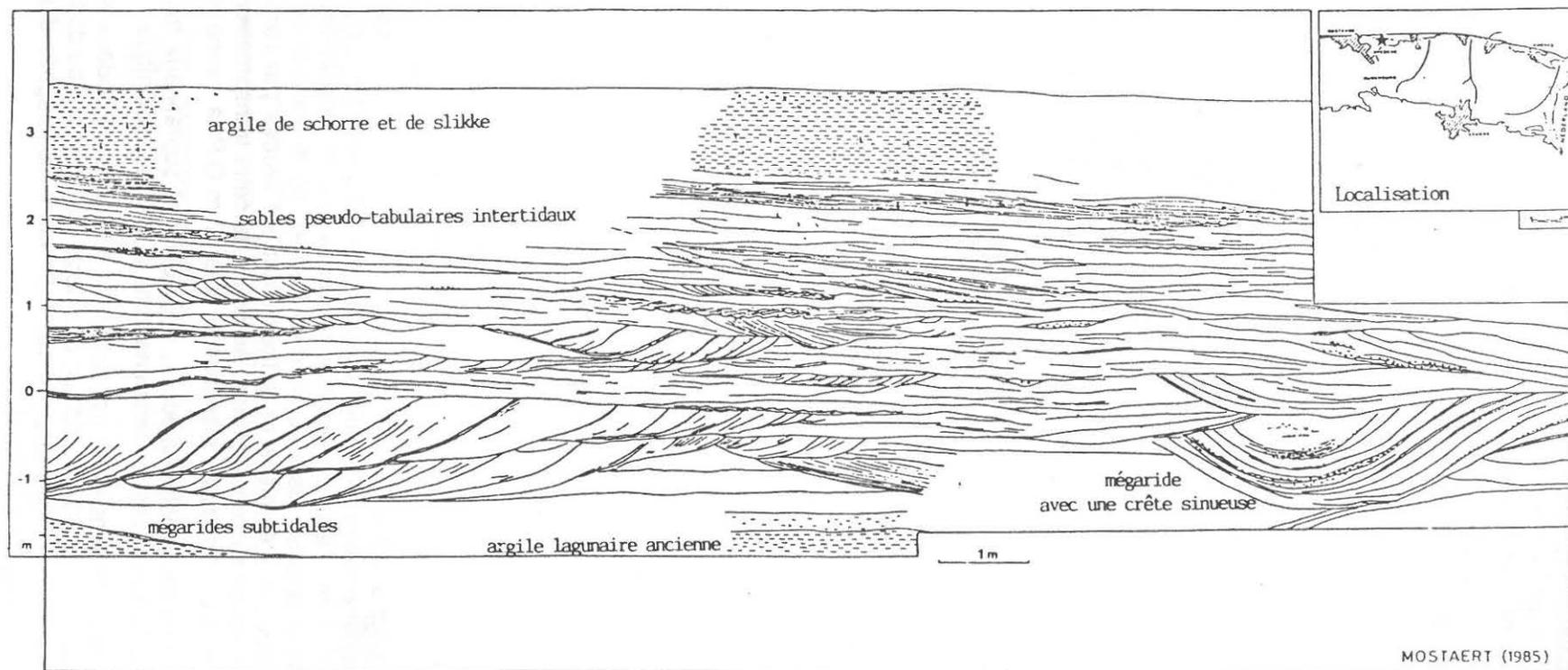


Fig. 4c : Séquence typique d'un remplissage d'un chenal de marée à Bredene, avec une couverture de sédiments de slikke et de schorre.

C. PALEOGEOGRAPHIE DE LA RÉGION DE BRUGES

1. L'Eemien

La vallée de la paléo - Waardamme incisée jusqu'à -12 m O.P. au Nord de Bruges et jusqu'à -8 m au Sud fut inondée par les transgressions émiennes. Cette paléovallée semble avoir eu un axe principal orienté vers le Nord et des affluents en direction Est - Ouest.

Le rehaussement du niveau marin et l'installation des marées y provoquaient une sédimentation de wadden au moment où le niveau de la marée haute commençait à dépasser la cote -12 m O.P. Des dépôts de haute slikke vaseuse, de schorre et des sédiments de chenaux de marée et de slikke sableuse furent graduellement mis en place [Fig. 5a]. A ce moment aussi le thalweg a été élargi par le déplacement latéral des chenaux de marée. Les figures 5a, 5b, et 5c montrent l'évolution de ces wadden dans l'estuaire émien de la Waardamme au cours de la remontée des eaux atteignant successivement la cote -10, -5 et 0 m O.P.

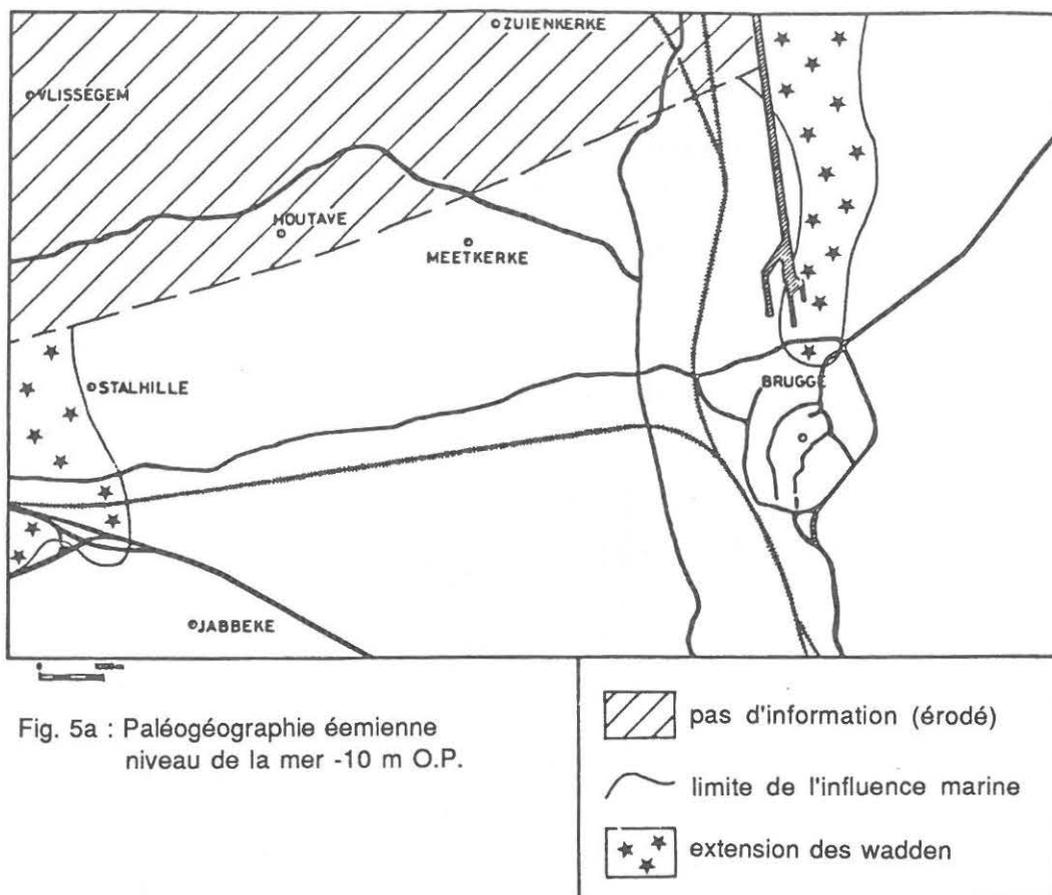


Fig. 5a : Paléogéographie éémienne
niveau de la mer -10 m O.P.

Plus vers le Nord, en avant de la côte, s'était formé un cordon littoral qui protégeait des wadden à l'extérieur de cet estuaire. A la suite du relèvement du niveau moyen de la mer de la cote -13 O.P. jusqu'à -1 m, l'action marine y repoussait ce cordon littoral vers le Sud. Finalement celui-ci s'est stabilisé juste au Nord de Bruges, où le substrat se relève. Durant cette avance, les dépôts pré - émiens et tertiaires ont été érodés par l'érosion côtière et localement de petites falaises se sont formées. Au cours de cette transgression éémienne les plus hauts niveaux marins ont atteint au minimum la cote +2 m O.P. à marée haute.

Plusieurs séquences de dépôts subtidaux, intertidaux et supratidaux qui se recouvrent montrent ainsi l'effet de la transgression dans une zone à stabilité tectonique.

Toutefois, la présence de séquences tronquées, où des dépôts subtidaux sont directement enfouis sous des sédiments supratidaux, indique des fluctuations du niveau de la mer au cours de cette transgression éémienne. Ces abaissements étaient accompagnés d'un déplacement temporaire de la zone littorale vers le Nord.

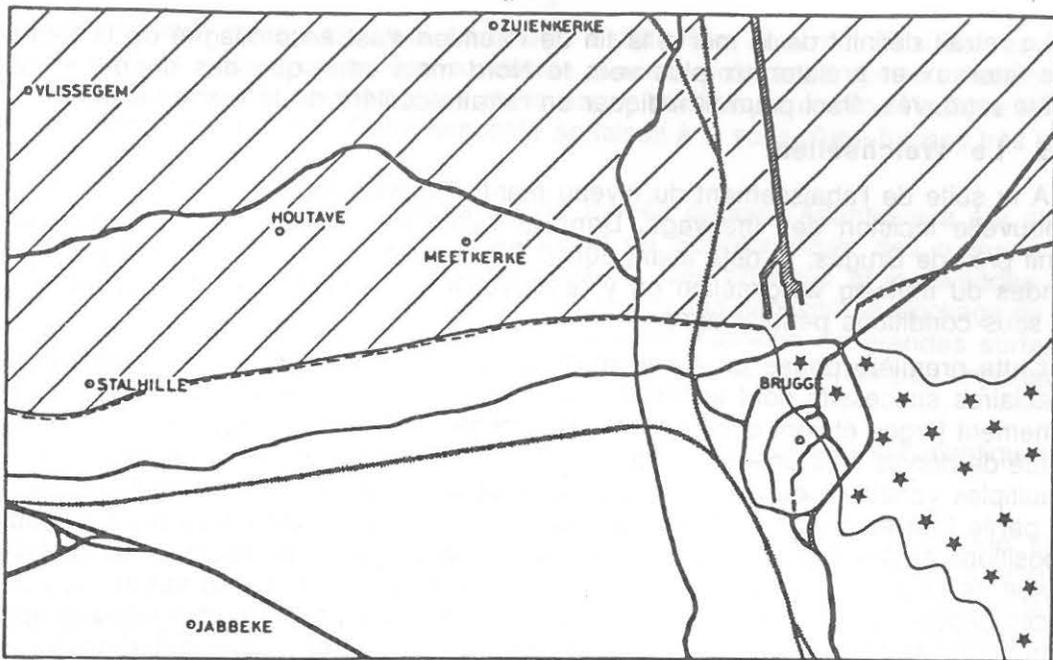


Fig. 5b : Paléogéographie éémienne
niveau de la mer -5 m O.P.

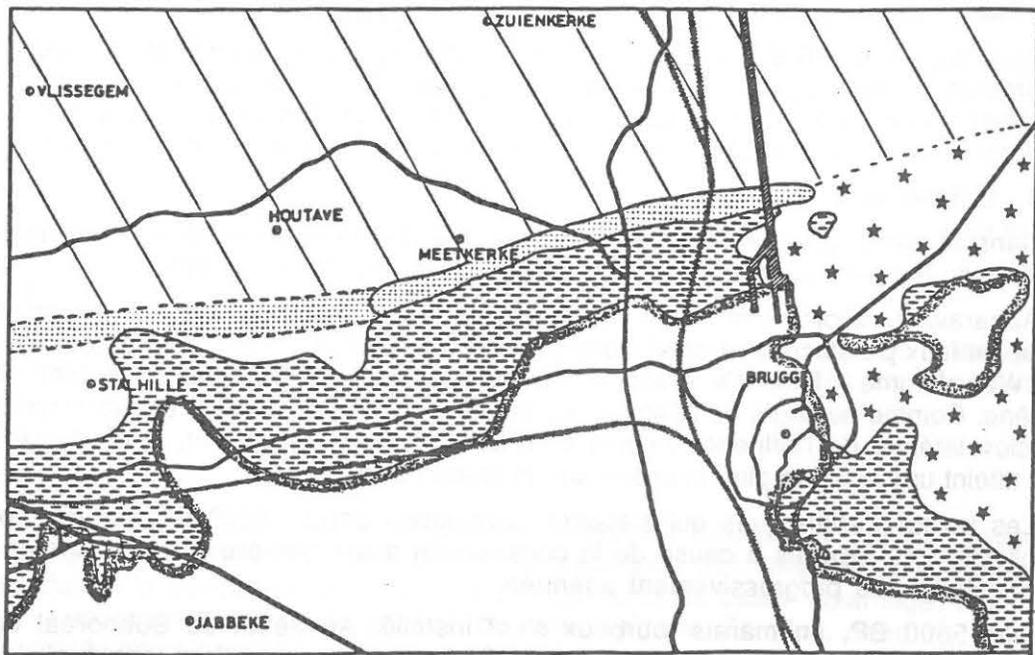
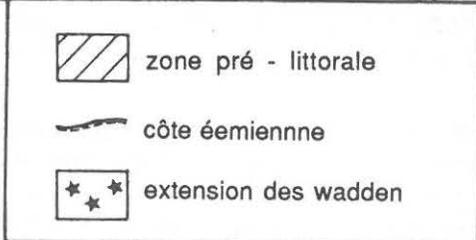
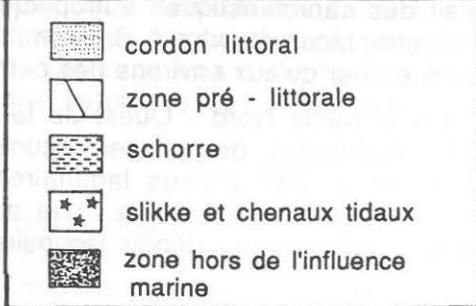


Fig. 5c : Paléogéographie éémienne
niveau de la mer ± 0 m O.P.
niveau maximal



Le retrait définitif de la mer à la fin de l'Eemien s'est accompagné de la formation de dépôts littoraux et pré-littoraux plus vers le Nord mais sans que des dépôts infralittoraux aient été retrouvés. Ceci pourrait indiquer un retrait accéléré de la mer éémienne.

2. Le Weichsélien

A la suite de l'abaissement du niveau marin, l'érosion régressive des rivières provoqua une nouvelle incision des thalwegs. Dans la vallée de la Waardamme - Reie, celle-ci atteint près de Bruges, et déjà avant 30000 BP, la cote -7 m O.P. Dans les parties les plus profondes du thalweg weichsélien on y retrouve des sédiments fluviaux grossiers mis en place sous conditions périglaciaires.

Cette première phase fut suivie d'une période d'incisions et de remblaiements fluvio-périglaciaires successifs dont le résultat fut un colmatage partiel des vallées dont les fonds extrêmement larges étaient occupés par un système de rivières divagantes. Ce colmatage est constitué de dépôts hétérogènes. L'alternance de couches sableuses et limoneuses témoignent des multiples variations du niveau énergétique dans ce milieu de sédimentation. Elle suggère qu'en partie tout au moins, ces dépôts correspondent à des séquences qui font suite à des juxtapositions et des migrations de faciès fluvio-périglaciaires au cours de ce colmatage. La présence de structures périglaciaires (coins de glace, fentes de gel et autres cryoturbations) dans ces dépôts sont une indication de conditions froides. La position chronostratigraphique de ces structures montre que cette région connaissait des conditions de permafrost au cours de la période située entre 28000 et 15000 BP (KOLSTRUP, 1980). D'autres observations permettent d'avancer que pareilles conditions y existaient déjà avant 50000 BP (DE MOOR, 1981).

Durant les dernières phases froides du Weichsélien, l'impact de la sédimentation éolienne devint de plus en plus important. Un cordon éolien s'est formé entre Gistel et Maldegem en passant par le centre et le Sud de Bruges. L'action éolienne a été interrompue par des phases plus humides durant lesquelles des niveaux tourbeux se sont formés (les niveaux de l'Alleröd et du Bölling). Dans quelques dépressions, une sédimentation lacustrine aux niveaux marneux pouvait s'installer.

Déjà depuis 15000 BP, la disparition du permafrost, la régularisation des débits et les changements de la végétation avaient provoqué une modification de l'écoulement fluvial, l'écoulement divagant étant graduellement remplacé par des rivières plus stabilisées et moins larges et qui commençaient à s'inciser localement, même à travers le cordon éolien.

3. L'Holocène

Dans la partie orientale de la plaine maritime, l'influence marine ne s'est manifestée qu'à partir du moment où la marée haute atteignait -4 m O.P. (6200 BP).

Auparavant, la plaine maritime n'avait connu que le développement d'un podzol sur le substrat sableux pleistocène et celui d'une couche de tourbe à -4 m O.P. L'embouchure de la vallée Waardamme - Reie n'a pratiquement pas influencé la sédimentation marine durant l'Holocène. Comme au cours de l'Eemien, la remontée du niveau marin a été accompagnée par l'extension latérale de l'influence marine vers le Sud - Est. Cependant, le cordon littoral n'a jamais atteint une position plus avancée que pendant l'Eemien.

Les wadden atlantiques qui s'étaient développés depuis 6200 BP, se transformaient graduellement en lagunes à cause de la construction d'une barrière côtière. Ainsi l'influence marine s'était - elle progressivement atténuée.

Dès 5600 BP, un marais tourbeux s'est installé. Au début du Subboréal celui-ci présentait des caractéristiques eutrophiques. Plus tard ces conditions ont évolué vers un milieu oligotrophique (tourbe à Sphagnum) dans lequel des conditions eutrophiques n'ont continué à exister qu'aux environs des petits cours d'eau en provenance de l'intérieur.

Dans la partie Nord - Ouest de la région étudiée (c'est - à - dire aux environs de Bredene - Wenduine), des phases lagunaires ont parfois interrompu le développement du marais tourbeux. Ces phases lagunaires se sont développées avant la disparition des conditions eutrophiques, c'est - à - dire avant 4300 BP, comme il est indiqué par l'âge des tourbes sus-jacentes aux dépôts lagunaires.

Entre - temps le marais tourbeux continuait à s'étendre, couvrant ainsi des zones qui, avant, n'avaient pas encore connu des conditions marines holocènes. Cette extension de la tourbe a été provoquée par une remontée de la nappe phréatique comme l'indique le podzol enfoui en - dessous de la tourbe. Cette remontée se faisait à la suite d'une hausse très lente du niveau de la mer.

Entre - temps la barrière côtière qui s'était formée depuis l'Atlantique a été attaquée par l'érosion marine. Finalement, à partir du début du Subatlantique, des ruptures de ce cordon ont amené l'installation de chenaux de marée. Ces chenaux et les wadden qui se développaient pouvaient alors gagner de l'importance grâce à la capacité de stockage du bassin de flot qui s'était ainsi formé. Ces wadden comprenaient d'ailleurs de grandes surfaces de haute slikke et de schorre. L'extension de la slikke sableuse a toujours été peu importante.

* * *

Cinq phases de sédimentation ont été distinguées dans les séquences subatlantiques :

a. Phase lagunaire et extension des chenaux et slikkes

Au début des inondations de la zone infra - littorale (située derrière le cordon littoral), le niveau de marée haute dans cette zone était moins élevé qu'en pleine mer, à la suite de l'effet de bassin de flot. Des conditions lagunaires avec peu de sédimentation s'installaient. L'élargissement des chenaux de marée, accompagné de la réduction de l'effet du bassin de flot, implique une légère hausse des niveaux de marée haute à l'arrière du cordon littoral. En plus l'effet des marées y devenait de plus en plus important.

b. Première phase d'extension des schorres

Dès qu'un équilibre s'était installé entre les dimensions des chenaux et le potentiel de stockage du bassin de flot, l'importance de l'érosion diminuait graduellement. Ainsi l'accumulation est devenue dominante, conduisant finalement au grand développement des schorres. L'extension de ces schorres n'a cependant pas produit un arrêt complet de la sédimentation marine.

c. Phase de réactivation des chenaux de marée

Les séquences reflètent un regain de l'érosion le long des chenaux, accompagné d'une accumulation de sable sur les schorres existants. Cette réactivation pourrait avoir été provoquée par le déplacement des brèches dans le cordon littoral.

d. Seconde phase d'extension des schorres

Cette phase correspond à un nouveau colmatage des chenaux et à une nouvelle extension des schorres.

e. Phase d'endigement

Cette phase accompagne la seconde phase d'extension des schorres. L'endigement provoquait la diminution de la capacité de stockage d'eau sur les wadden. La sédimentation a été artificiellement conditionnée.

* * *

FACTEURS DE CHANGEMENT

Les changements dans cette sédimentation peuvent être dus à des fluctuations peu importantes du niveau marin, à l'intensité et à la fréquence des tempêtes, aux variations de ces effets durant la période considérée, aux changements du paléo - marnage, aux changements de la morphologie et de la position du cordon littoral. En plus, dans les wadden, le niveau de marée haute peut changer à cause de changements survenus dans l'effet de bassin de flot et qui se manifestent à la suite de la sédimentation ou de l'érosion même. Les chenaux de marée s'adaptent d'ailleurs à leur tour aux débits de flot et de jusant. La figure 6 montre les facteurs interactifs qui conditionnent les effets des variations du niveau marin dans les wadden.

CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE

A première vue, les phases de l'extension des chenaux de marée (phases 1 et 3) peuvent être corrélées respectivement aux transgressions dunkerquiennes I et II. La transgression dunkerquienne III s'est déroulée après que les phases d'endigement aient commencé.

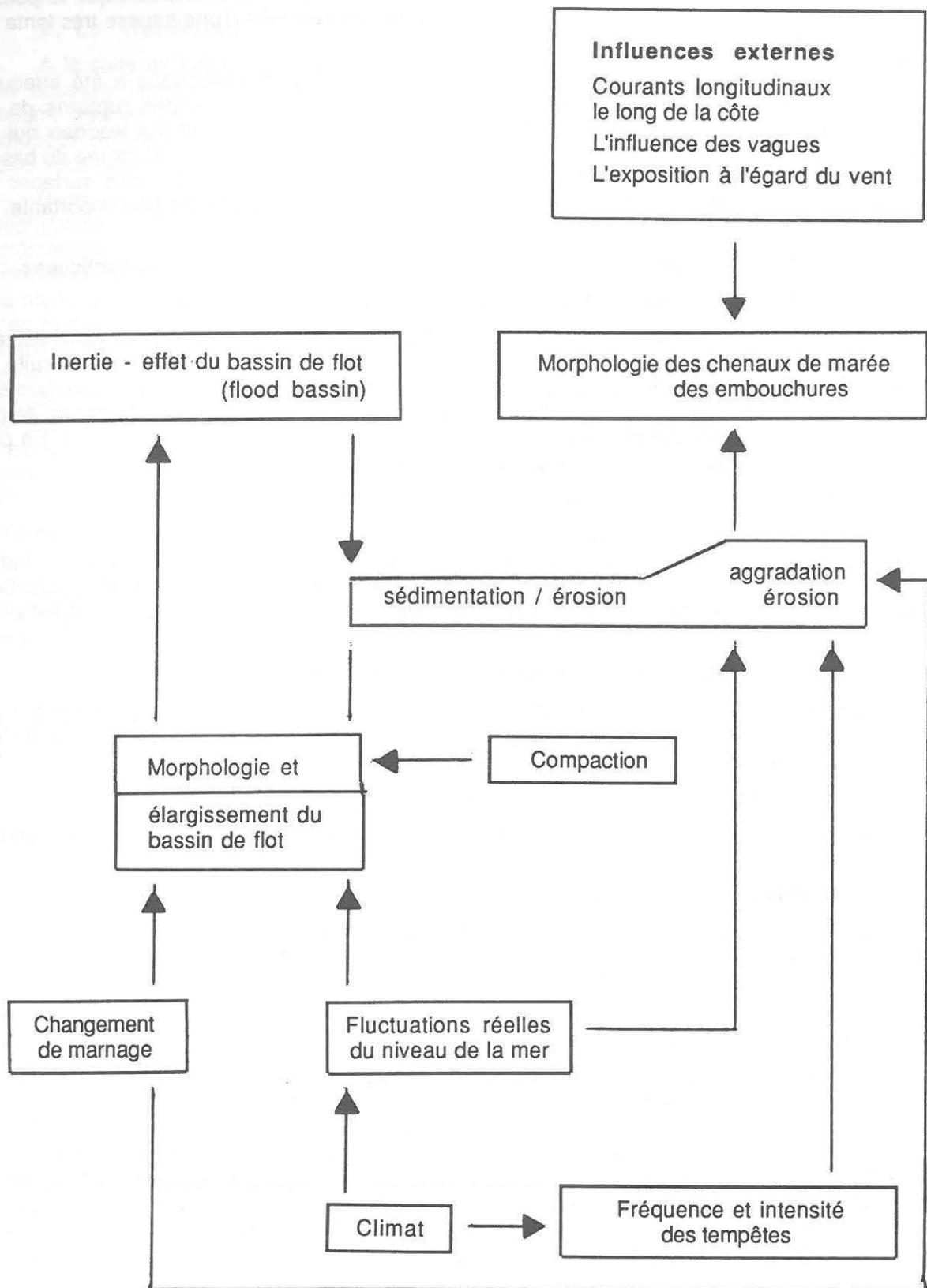


Fig. 6 : Interaction des facteurs qui influencent les niveaux de la mer dans la zone infra - littorale.

D. REFERENCES

- DE MOOR, G., 1978. Structures périglaciaires dans quelques terrasses fluviales du Nord de la France et en Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 87, 55 - 65.
- DE MOOR, G., 1981. Periglacial deposits and sedimentary Structures in the upper pleistocene infilling of the Flemish Valley (NW - Belgium). *Biul. Periglac.*, 28, 277 - 290.
- DE MOOR, G., 1988. The Flemish Valley and the Quaternary river morphology in Northern Belgium. - dans : Belgian Physical Geographers at home and in the world between 1950 and 1985. (Ed. DE MOOR, G.) *Bull. Soc. belge Et. Géogr.*, 57, 1, 37 - 43.
- DE MOOR, G. & DE BREUCK, W., 1973. Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische Kustvlakte. *Natuurwet. Tijdschr.*, 55, 3 - 96.
- DE MOOR, G., & HEYSE, I., 1978. Dépôts quaternaires et géomorphologie dans le Nord - Ouest de la Flandre. *Bull. Soc. belge Géol.*, 87, 37 - 47.
- DE MOOR, G., HEYSE, I. & DE GROOTE, V., 1978. An outcrop of Eemian and Early - Weichselian deposits at Beernem (N.W. Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 87, 27-36.
- DE MOOR, G., HEYSE, I., VERBRUGGEN, C. & KIDEN, P., 1986. Flemish Valley paleohydrology. INQUA Eurosiberian Subcommission for the study of the Holocene, Symposium Oct. 1986 : Paleohydrology of the temperate zone in the last 15000 years, 17 pp., 18 fig., 4 diagr.
- KOLSTRUP, E., 1980. Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30000 B.P. and 13000 B.P., with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 32, 1, 181 - 253.
- MOSTAERT, F., 1985. Bijdrage tot de kennis van de Kwartairgeologie van de Oostelijke kustvlakte op basis van sedimentologisch en lithostratigrafisch onderzoek. Thèse doctorale inédite, 588 pp., 113 fig., 55 tab., 78 cartes.
- MOSTAERT, F., & DE MOOR, G., 1984. Eemian Deposits in the neighbourhood of Brugge : a paleogeographical and sea level reconstruction. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, 3 : 279 - 286.
- TAVERNIER, R., & DE MOOR, G., 1974. L'évolution du Bassin de l'Escaut. - dans : L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale, Liège, Centenaire Soc. Géol. Belgique, 159 - 231, 7 fig.
- VANDENBERGHE, J., VANDENBERGHE, N. & GULLENTOPS, F., 1974. Pleistocene and Holocene in the neighbourhood of Brugge. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. Sch. Kunsten, Kl. Wet.*, 36, 3, 1 - 77.
-