
LA TRANSGRESSION HOLOCÈNE DANS LE BASSIN DE SAINT-OMER

De la Mer au Marais

*Emmanuel GANDOUIN** (1-2)
Brigitte VAN VLIET-LANOE (2)
Evelyne FRANQUET (3)
Valérie ANDRIEU-PONEL (1)
David H. KEEN (†)
Philippe PONEL (1)
Murielle MEURISSE (2)
Jacques BRULHET (4)
Marcel BROCANDEL (4)

Résumé

L'étude présentée ici fait partie d'un programme de recherche multidisciplinaire (sédiment, pollen, chironomes, mollusques et Coléoptères) qui vise à reconstruire les paléoenvironnements et les paléoclimats du bassin de Saint-Omer (Nord de la France, Pas de Calais), depuis la fin du Glaciaire jusqu'à l'Holocène récent. Le présent papier se focalise sur les analyses sédimentologiques et les datations radiocarbone de 22 sondages réalisés à l'intérieur du bassin.

L'histoire régionale de la remontée du niveau marin au cours du Flandrien (Holocène) a pu être étudiée. A la fin du Tardiglaciaire, le bassin fonctionne comme un système de transition entre un système fluvial en tresse (en amont de bassin) et un système à méandres (en aval). Au Préboréal, au Boréal et lors du Subboréal, le système hydrographique est composé d'un chenal principal serpentant dans une vaste région marécageuse. Le début de la transgression du Calaisien, à la transition Boréal-Atlantique, survient plus précocement qu'au niveau régional. Pendant l'Atlantique, la mer envahit progressivement le bassin, parfois interrompue par des phases de stagnation ou de légère régression du niveau marin, au cours desquelles se met en place par endroit une sédimentation tourbeuse ou vaseuse à charophyte. La remontée du niveau marin s'arrête à la fin de l'Atlantique. La compaction des sédiments et la présence de cristaux de gypse dans le sédiment mettent en évidence une probable diminution des eaux de nappes et du niveau marin régional au cours du Subboréal. La tourbe subboréale est ensuite surmontée par les sédiments marins du Dunkerquien.

Seuls les épisodes des Calais I, II (~7700-6000 BP) et Dunkerque 0-I (~3500-2500 BP) correspondent à une réelle élévation de niveau marin régional. Les Calais III et Dunkerque II résultent probablement d'inondations post-tempêtes. Le Dunkerque III est mal enregistré dans les sédiments du bassin, probablement en raison d'un drainage croissant du marais de nature anthropique depuis le 8^{ème} siècle. Des processus néotectoniques à Saint-Omer ont probablement influencé la transgression flandrienne. L'incision fluviale massive de la sédimentation pléistocène, la précocité du calaisien et la surreprésentation du Dunkerque 0-I, ont probablement été induites par la subsidence du bassin. De plus, la réactivation récente du complexe flexural a probablement contrôlé la position du chenal tidal principal à travers le bassin.

Introduction

Le Marais de Saint-Omer est formé par une zone subsidente qui correspond à une extension anormale de la plaine maritime flamande au pied du Boulonnais et à proximité du Pas-de-Calais (fig. 1). Sa configuration géologique particulière délimite un bassin entre 2 seuils soulevés pour des raisons tectoniques. Le piège sédimentaire subsident qu'il forme, induit une dilatation des séquences sédimentaires préservées, et représente de fait un excellent relais de basse altitude pour les enregistrements climatiques quaternaires, entre les sites du Nord de l'Europe et ceux de France méridionale. L'analyse multidisciplinaire de la séquence de remplissage du bassin de Saint-Omer (Gandouin, 2003) a

permis d'obtenir sur le Nord de la France, une résolution élevée des fluctuations climatiques intra-holocènes.

En raison de la position quasi-littorale du bassin (localisé à 30 km à l'intérieur des terres) et de sa faible altitude (+2 m NGF), celui-ci a fonctionné en estuaire (Van der Woude et Roeleveld, 1985) durant les deux épisodes majeurs de remontée postglaciaire du niveau marin, décrit par Dubois (1924) et régionalement appelé les transgressions marines de Calais et de Dunkerque (cf., assises de Calais et Dunkerque). Par la suite, plusieurs subdivisions de ces transgressions ont été décrites autour de la Manche et de la Mer du Nord : Calais I – IV et Dunkerque 0 – III. La chronologie de chacun de ces épisodes marins diffère d'une région à l'autre en raison de processus complexes de réajustements glacio-hydro-eustatiques et de processus (néo)tectoniques (Denys et Baeteman, 1995 ; Lambeck, 1997 ; Waller et Long, 2003). Une chronologie de ces épisodes pour la plaine maritime germano-flamande est disponible dans Behre (2004). Lors des périodes de régression marine, dont la plus importante en durée et en amplitude a lieu au cours du Subboréal (aux alentours de 5 000 années BP), le bassin de Saint-Omer était occupé par un vaste système marécageux et fluvial, avec une végétation alluviale des milieux d'eau douce (Van der Woude et Roeleveld, 1985). La régression du Subboréal qui est reconnue à l'échelle globale (Bard *et al.*, 1990 ; Pirazzoli, 1991 ; Ybert *et al.*, 2003) sépare à Saint-Omer et jusque dans la plaine maritime en aval de Watten, très nettement les deux assises transgressives, et ce, par une épaisseur importante de tourbe (Sommé *et al.*, 1994).

Nous avons pu mener à partir de nombreux sondages réalisés à l'intérieur du bassin de Saint-Omer une analyse détaillée de la dynamique des différentes phases transgressives et régressives, qui caractérisent le Flandrien, l'enregistrement sédimentaire de l'Interglaciaire actuel, l'Holocène. Dans un premier temps, nous présenterons dans ce travail une réactualisation de la dynamique de transgression holocène par rapport aux travaux antérieurs (Dubois, 1924 ; Van der Woude et Roeleveld, 1985 ; Sommé *et al.*, 1994) ainsi qu'une quantification régionale de la régression du Subboréal. Dans un second temps, nous mettrons en évidence des indices d'activités tectoniques pour le bassin de Saint-Omer, puisqu'un changement de régime de contrainte tectonique est reconnu à l'échelle régionale (Mansy *et al.*, 2003).

Le bassin de Saint-Omer : bilan des connaissances

Jusqu'à présent, la stratigraphie quaternaire du bassin de Saint-Omer était relativement mal connue, puisque les sondages effectués pour l'élaboration de la carte géologique (1/50 000), concernaient surtout le substrat tertiaire ou plus particulièrement les tourbes du secteur de Clairmarais (cartes géologiques : Desoignies et Thibaut, 1968 ; Waterlot, 1968). Deux autres sondages seulement avaient été effectués pour la carte géologique de Saint-Omer (à 1/80 000), entre Saint-Omer et Saint-Momelin (Waterlot, 1957).

Par le passé, le bassin de Saint-Omer a déjà fait l'objet d'études stratigraphiques et paléoécologiques. Van der Woude et Roeleveld (1985) ont étudié le remplissage du bassin au niveau de Watten, Eperlecques, Saint-Momelin et Clairmarais. Ils y ont mis en évidence une sédimentation marine holocène très développée et permis une reconstitution de l'évolution des paléovégétations, au moyen de l'analyse palynologique de deux séquences sédimentaires de Saint-Momelin et Clairmarais. À la base de la séquence de Saint-Momelin (à 21,5 m), les résultats polliniques laissent envisager la présence d'une sédimentation anté-Holocène, pouvant être attribuée bio-stratigraphiquement à l'Eémien et au Weichsélien ancien. Malheureusement, à la différence des parties supérieures de la séquence, aucune datation n'avait pu appuyer cette hypothèse. La suite de la séquence avait montré une végétation typique d'une plaine alluviale très étendue à l'intérieur du bassin durant le Préboréal et le Boréal (entre environ 10 000 et 8 000 BP), interrompue lors de la transgression marine de Calais, par une végétation typique de schorres et de marais salés (jusqu'à environ 6 000 BP). Au cours de la régression du Subboréal, une végétation caractéristique des plaines alluviales est réapparue, puis, à de nouveau était interrompue par la transgression marine du Dunkerquien et l'expansion des pelouses halophiles.

Sommé *et al.* (1994) ont proposé une stratigraphie schématique du bassin, à partir des données antérieures (Van der Woude et Roeleveld, 1985) et d'un nouveau sondage localisé en aval de Watten, dans la plaine maritime. Sommé *et al.* (1994) ont observé le Weichsélien ancien, à la base d'un sondage réalisé à Watten, à la sortie du bassin de Saint-Omer. Les interstades de Brörup (MIS 5c) et Odderade (MIS 5a) ont été identifiés grâce à leur sédimentation fluviolacustre, composée de « tuf calcaire » et de « tuf sableux », caractéristiques des phases interglaciaires et début glaciaire (bassin à substrat crayeux). Les données palynologiques, notamment la présence de *Picea* dans des proportions non négligeables, sont significatifs de ces interstades. Ici encore, aucune datation isotopique n'a été effectuée à la base du sondage. La partie supérieure des sondages de Watten est Holocène.

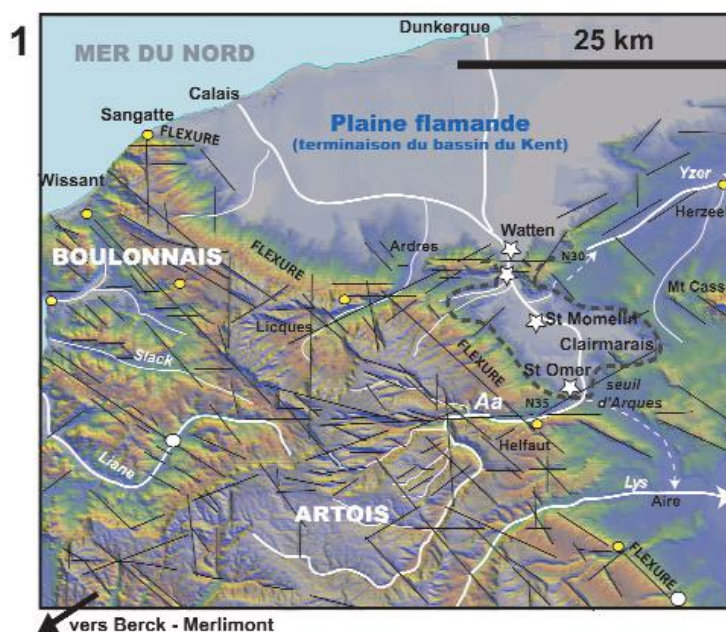
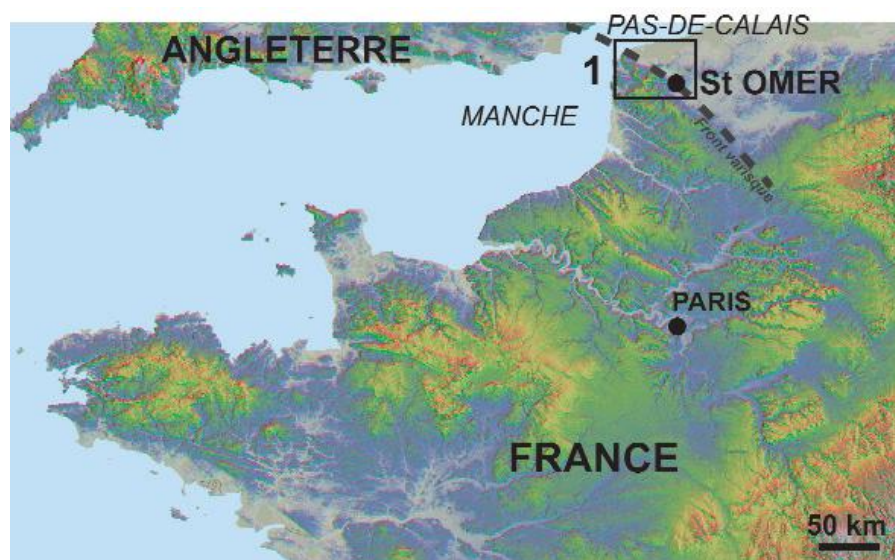


Fig. 1 - Localisation générale et carte MNT du bassin de Saint-Omer. Le bassin *sensu stricto* est délimité par des pointillés de couleur noire. La partie du Front varisque passant à l'ouest du bassin de Saint-Omer a été figurée par une ligne pointillée de couleur grise.

Fig. 1 - General location of the Saint-Omer basin. The basin *sensu stricto* is delimited by a black dotted line. The Variscan front is shown by a grey dotted line.

Contexte géologique

Généralités

Le bassin de Saint-Omer est localisé au pied du Boulonnais lequel constitue un dôme antiforme affectant le Crétacé et le Jurassique, et la terminaison du bassin inversé du Weald anglais. Le socle paléozoïque hercynien sous-jacent s'enfonce très profondément avec sa couverture crayeuse sous les formations tertiaires et quaternaires du bassin de la Mer du Nord. L'Artois, prolonge indirectement le Boulonnais et correspond à la terminaison soulevée du Bassin parisien (Mansy *et al.*,

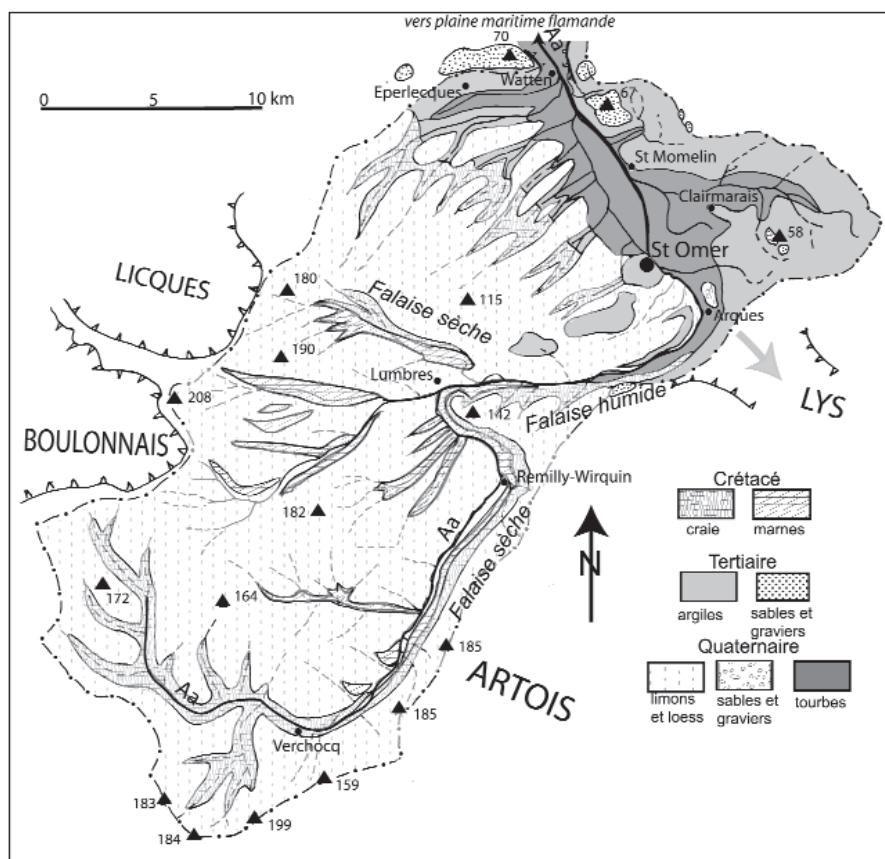


Fig. 2 - Lithologie du bassin versant de l'Aa et du bassin de Saint-Omer, depuis Verchocq jusqu'à Watten. La flèche grise représente l'ancienne vidange (jusqu'au Quaternaire ancien) de l'Aa dans le bassin de la Lys.

Fig. 2 - Lithology of the drainage basin of both river Aa and Saint-Omer basin, from Verchocq to Watten. The grey arrow shows the former drainage channel (until the Late Quaternary) of the river Aa into the Lys basin.

2003). Ce plongement brutal correspond à un complexe flexural localisé plus ou moins à l'aplomb du front varisque. Le plongement du Boulonnais ainsi que le détroit du Pas de Calais sont situés à la limite de deux domaines structuraux. Au sud, le front varisque septentrional qui correspond au chevauchement hercynien, dont la structure faillée a été réactivée au Cénozoïque (Mansy *et al.*, 2003 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004). Le second domaine, au Nord, correspond au Parautochtone Brabançon avec des zones faillées verticales d'âge permo-triasique (Lewandowski *et al.*, 1999). À la limite des deux, se localisent des bassins houillers souvent chevauchés par le front, comme à l'ouest de Saint-Omer, lesquels constituent des zones toujours subsidentes. Enfin, la plaine flamande dunkerquoise correspond jusqu'à Watten à la terminaison orientale du bassin houiller du Kent.

Spécificités structurales et sédimentaires du bassin de Saint-Omer

La structuration profonde à l'aplomb du bassin de Saint-Omer n'est pas très différente de celle du Boulonnais à Sangatte. Le bassin de Saint-Omer s'est

installé au nord-est du réseau de failles de l'Artois (Mansy *et al.*, 2003). Son bord ouest est armé par une flexure fonctionnelle contrôlée par des failles profondes listriques. Il est donc subsident comme la plaine flamande et le bassin de la Lys. Ainsi, quand un épisode de rejeu tectonique comprime le domaine localisé au sud de la faille du Midi, le relief de la bordure est de l'Artois et du Boulonnais se soulève et le domaine brabançon, au nord, s'enfonce. Ceci aboutit à un basculement du bassin vers le nord-est en période d'activité tectonique. Ces phénomènes (subsidence et basculement) induisent des changements paléo-environnementaux dans les bassins sédimentaires. Par exemple, dans la vallée de la Liane moyenne (Boulonnais), la sédimentation historique (surtout à partir de l'époque mérovin-gienne) a enregistré une accumulation colluviale en amont des failles de la Liane et de Wimereux-Belles (basculements de blocs), parallèles à la flexure de Saint-Omer (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004).

Localisée au nord des flexures de Landrethun et Saint-Omer, au pied des reliefs de l'Artois et du Boulonnais, le « bassin » subsident de Saint-Omer a été comblé par des sédiments tertiaire et quaternaire (fig. 2). Le « bassin » est incisé dans les formations paléogènes s'élargissant à l'amont dans des sables (à partir de Saint-Momelin) et à l'aval dans des argiles compactes. La morphologie du bassin est naturellement dissymétrique (flexure) : les versants nord-ouest sont doux et incisés dans la craie et les argiles tertiaires (thanétiennes). Ils se terminent par une petite plate-forme avant de passer au marais proprement dit. Au contraire, les versants nord-est sont constitués par une « cuesta » raide dans les argiles yprésiennes. Le bassin de Saint-Omer est séparé de la plaine flamande par un exutoire-seuil calqué sur un linéament N30 affectant le Crétacé et le Paléogène. Ce linéament contrôle l'exutoire unique du marais (1 km de large au niveau de Watten) et par ce biais, la vidange du bassin versant de l'Aa. Au sud-est de Saint-Omer, le bassin est séparé actuellement de la vallée de la Lys par un seuil tectonique N35 d'une altitude de 30 m. Le même accident tectonique contrôle aussi l'exutoire de la partie amont du bassin versant de l'Aa. Ce seuil est calqué sur des failles varisques observables sur l'ensemble du bassin houiller Nord-Pas-de-Calais (Meilliez, 1989). L'Aa s'est vidangée jusqu'au Quaternaire ancien dans le bassin de la Lys. Elle a été ensuite capturée par le bassin versant du Pas-de-Calais/Mer du Nord (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004).

Présentation du site d'étude

Le bassin versant de l'Aa

Le bassin versant de l'Aa entaille la retombée nord du Boulonnais (fig. 2). La partie haute et moyenne du bassin versant est principalement composée de limons et de loess, tandis que l'Aa s'écoule directement sur substrat crayeux. Lorsque les limons sont épais, des sols lessivés acides supportent naturellement une hêtraie. Les vallons sont caractérisés par des bois calcicoles drainés. Dans le reste du bassin versant de l'Aa, au-delà d'Arques et de Saint-Omer, la sédimentation holocène est essentiellement fine, carbonatée et organique, surmontant un gravier de fond périglaciaire. Enfin, les collines de Watten et la forêt de Clairmarais reposent sur les argiles des Flandres. Notons que la nature carbonatée du bassin versant est favorable au développement d'un milieu eutrophe et productif (aussi bien terrestre qu'aquatique). Ainsi, une végétation bien développée limite les phénomènes d'érosion du bassin versant.

Le marais de Saint-Omer

Le marais de Saint-Omer est alimenté principalement par l'Aa, mais aussi par un ensemble de petits affluents et l'eau souterraine du Boulonnais. Le marais en lui-même représente une superficie de 3 400 ha, dont 500 ha sont encore cultivés. Dans ce marais, l'homme a su maîtriser au fil des siècles la présence de l'eau. C'est ainsi qu'un réseau de 160 km de douves ou « watergangs » dessert encore actuellement les parcelles cultivées et les pâtures. Mille hectares de prairies humides, de bois de saules, d'aulnes et d'anciennes tourbières entourent les zones anthropisées. Une réserve naturelle accueille une flore et une avifaune importante (Parc Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais).

Le climat tempéré océanique du bassin de Saint-Omer est caractérisé par des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm, des températures moyennes du mois le plus chaud et du mois le plus froid respectivement d'environ 18 °C et 3 °C, et une température moyenne annuelle proche de 10,5 °C (Gehu, 1970).

Méthodes d'analyses

Enregistrement lithostratigraphique

Ce travail repose sur 18 sondages tarières et 2 carottés (fig. 3), dont le choix est fortement conditionné par l'accessibilité des sites (marais) aux engins de sondages (camion de 19 t et carottier à chenille). La zone centrale du marais n'a pas pu être prospectée en raison du poids des engins. Le « marais » d'Eperlecque en aval de bassin n'a pas été sondé, en raison de sa localisation dans l'axe des bombardements alliés de la seconde guerre mondiale (blockhaus allemand à V2). Les tourbières de cette zone renferment encore de nos jours de nombreuses bombes non explosées. La profondeur maximale atteinte est de 28 m à Watten, soit -26 m NGF.

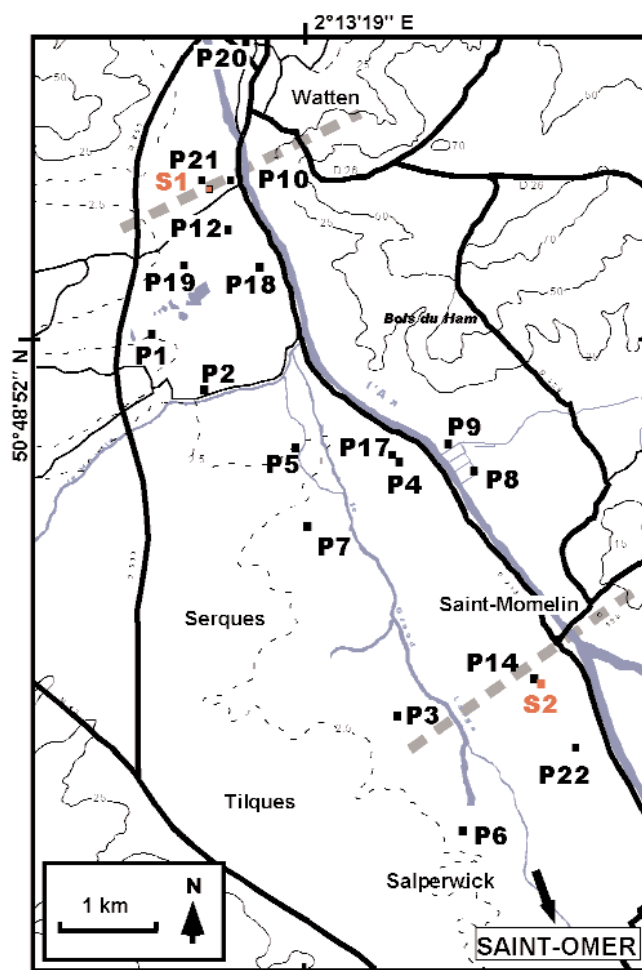


Fig. 3 - Localisation des différents points de sondages effectués sur le bassin de Saint-Omer. P1 à P22, sondages-tarières ; S1 et S2, sondages-carottés. Les transects lithostratigraphiques amont et aval (cf. fig. 5, 6, 7a et 7b) ont été représentés en pointillé.

Fig. 3 - Borehole location in the Saint-Omer basin. P1 to P22: rotary drill holes; S1 and S2: piston corers holes. The downstream and upstream lithostratigraphic transects are shown as dotted lines.

La description lithostratigraphique des sondages tarières (P1 à P22) a pu être directement effectuée sur le terrain, puis complétée par les résultats des analyses sédimentologiques (granulométrie et calcimétrie) effectuées en laboratoire. Les profondeurs des différents faciès lithostratigraphiques ont pu être ainsi extrapolées à partir de la somme totale des longueurs (forées) des raccords de la vis tarière. La description lithostratigraphique des sondages carottés (S1 et S2) a été effectuée en laboratoire. Nous distinguerons donc en sondages et carottes, des faciès (Cojan et Renard, 1997) :

- de plaine alluviale avec des tourbes continentales ou des gyttja ; des vases lacustres plus ou moins organiques, souvent laminées, à charophytes et planorbes ; des apports colluviaux de versant laminés mais riches en fragments crayeux ou charbonneux ; et des vases fluviaux à lamines irrégulières avec des passées de sables et de bois flottés ;

U.L.S. (Unité lithostratigraphiques)	Type de sédiment	Description des membres
R	Remblais	Le membre R regroupe les unités perturbées par les activités anthropiques. (Tourbe cultivée et remblais).
G2	Tourbe brune	Le membre G est recoupé par les sondages P10 et P18. Ce membre est composé d'unités limono -sableuses, sableuses (de couleur ocre sur P18, par oxydation) et d'une fine pellicule de tourbe brune sur P10 (unité G2).
G1 ₂	Vases à charophytes, tourbes brunes, tourbes cultivées	
G1 ₁	Limons sableux ou sable ocre	
F2	Tourbe brune	Le membre F , est composé pour l'essentiel de sable marin vert en raison de sa teneur en fer réduit (voir limono-sableux sur la partie haute des sondages P12, P21). Un niveau de tourbe est observable (unité F2) au sommet du membre F, lorsque que les activités anthropiques (remblais, laboure et exploitation) l'ont épargné.
F1 ₁₋₂ et E2'	Limons sableux ou sables verts	
E2 _{21...n}	Succession variable d'unités tourbeuses, pouvant être à charophytes ou flottées	Le membre E est caractérisé par une base, composée d'unités sableuses à limono-sableuses, suivie par une épaisse couche de tourbe (2-3 m en moyenne) rencontrée pratiquement dans tous les sondages du Bassin de Saint-Omer, excepté dans les sondages P12, P10 et P18 de Watten. C'est l'émersion la mieux marquée dans la séquence. Elle survient à partir de la fin de l'Atlantique à Saint-Momelin et se poursuit jusqu'au début du Subatlantique (à Watten).
E2 ₁ et E2''		
E1		
D2 _{1...n}	Tourbe ou vases /limons organiques/gyttja	Le membre D , présente en générale des unités limono-argileuses organiques micro-laminées (e. g. unité D1 sur S1, P12, P19), des unités incluant des vases à charophytes (e.g. D2 sur S1) mais également des sables limoneux (e.g. D1 ₂₋₃ sur P14, S2, P22, P12) ou strictement sableux (e.g. D1 sur P10, P18).
D1 ₂ etc	Succession variable d'unités plus ou moins limono argilo-sableuse et à lamines micro ou centimétriques	
D1 ₁		
C2 _{1...n}	Tourbe	Le membre C , limono-argileux, est caractérisé par des lamines centimétriques. Il présente par endroit des traces d'enracinement humifiées, des faciès à pseudo-gley (e.g. S1, vers 1600 cm), des cristaux de gypse et des précipitations de carbonate, qui signalent des émergences. Ce membre se termine le plus souvent par des unités à charophytes puis, par une fine couche de tourbe, datée aux alentours de 7800 BP. Cette succession est observable, aussi bien sur les sondages effectués en amont, qu'en aval de bassin. La tourbe peut être remplacée en aval par des limons organiques (e.g. P10, P21).
C1 ₂ etc	Argile ou limons argileux plus organiques, etc.	
C1 ₁	Argile ou limons argileux à lamines centimétriques	
B2 _{1...n}	Charophyte ; tourbes à charophytes ; tourbe ; gyttja	Les sédiments quaternaires débutent par le membre B fluviatile , composé à sa base d'unités crayeuses et détritiques (B1) pouvant varier d'une granulométrie grossière à une granulométrie argileuse, selon leur position topographique dans le bassin. Ce membre se termine par des unités (B2) organo-biogéniques (tourbes et charophytes) ou organo-détritiques (gyttja et vases organiques construites ou tourbes flottées de zone lacustre ou lagunaire).
B1c-B1d	Vase argileuse - limon crayeux	
B1b	Sable crayeux	
B1a-a'	Argile-Gravier, à silex	
A2b A2a	a. Argile yprésienne altérée -b. Argile mélangée à silex	Le membre (A) basal tertiaire yprésien, peut être composé d'unités sableuses (unité A1a) ou argileuses (unité A1b). Cette base tertiaire peut être altérée à son sommet (unité A2a) ou mélangée à des graviers de silex (unité A2b). La limite entre les sédiments tertiaires et quaternaires se situe entre 19 et 20 m à Saint-Momelin et entre 23 à 27 m à Watten.
A1b A1a	a. Argile- b. Sable glauconieux yprésien (tertiaire)	

Fig. 4 - Description des membres et unités lithostratigraphiques rencontrés dans la sédimentation du bassin de Saint-Omer. La description des faciès qui ont permis le découpage en membre et unités lithostratigraphiques s'appuie sur les travaux de (Cojan et Renard, 1997).

Fig. 4 - Description of the lithostratigraphic members and units found in the Saint-Omer basin. Facies descriptions follow (Cojan and Renard, 1997).

Borehole	Depth (cm)	N°-Lab	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio	Conventional radiocarbon age	Cal BP
S1	2000-2015	Hv – 24811	-26.2 o/oo	7250 ± 110 BP	8125 – 7920
S1	1206	Beta – 166492	-31.0 o/oo	6920 ± 100 BP	7950 – 7580
S1	1165	Beta – 166491	-27.7 o/oo	6710 ± 60 BP	7640 – 7470
S1	1126-1134	Beta – 166490	-26.3 o/oo	6570 ± 60 BP	7580 – 7410
S1	860	Beta – 166493	-28.4 o/oo	5100 ± 50 BP	5930 – 5730
S1	558	Beta – 166494	-28.8 o/oo	1900 ± 70 BP	1990 – 1700
S1	241	Beta – 166495	-30.1 o/oo	1680 ± 60 BP	1720 – 1420
P12	2350	Beta – 166499	-26.9 o/oo	9250 ± 90 BP	10670 – 10220
P12	2220	Beta – 166498	-28.2 o/oo	8220 ± 50 BP	9400 – 9360 / 9310 – 9020
P12	1550	Beta – 166497	-29.1 o/oo	6890 ± 40 BP	7790 – 7660
P12	1250	Beta – 166496	-28.9 o/oo	6500 ± 60 BP	7490 – 7290
P21	2250	Beta – 166501	-27.4 o/oo	9410 ± 60 BP	10750 – 10500
P21	1200	Beta – 166500	-27.1 o/oo	6500 ± 60 BP	7490 – 7290
P10	2300	Beta – 166502	-27.7 o/oo	9340 ± 60 BP	10690 – 10390
S2	1723	Beta – 161061	-28.3 o/oo	7740 ± 110 BP	8960–8940/8850–8840/8780–8350
S2	1530	Hv – 24812	-30.5 o/oo	7150 ± 90 BP	7990 – 7830
S2	1400	Beta – 161062	-28.5 o/oo	6990 ± 50 BP	7940 – 7700
S2	1025-1030	Hv – 24813	-30.0 o/oo	5880 ± 80 BP	6840 – 6635
S2	900	Beta – 161063	-30.0 o/oo	5830 ± 100 BP	6870 – 6410
S2	800	Beta – 161064	-29.0 o/oo	4850 ± 70 BP	5720 – 5460
S2	600-604	Hv – 24814	-29.7 o/oo	3265 ± 70 BP	3565 – 3385
S2	76-79	Hv – 24815	-31.9 o/oo	2510 ± 90 BP	2745 – 2360
S2	50-54	Hv – 24816	-29.3 o/oo	1975 ± 45 BP	1960 – 1870
P14	1700	Beta – 161067	-29.1 o/oo	9450 ± 70 BP	11070–10940 / 10860 – 10520
P14	1625-1630	Beta – 161066	-28.2 o/oo	8610 ± 70 BP	9720 – 9500
P14	1600	Beta – 161065	-28.1 o/oo	7740 ± 60 BP	8620 – 8400
P14	1000	Hv – 24806	-29.7 o/oo	5810 ± 50 BP	6710 – 6540
P14	700	Hv – 24807	-29.0 o/oo	5040 ± 55 BP	5890 – 5720
P14	650	Hv – 24808	-28.9 o/oo	4180 ± 45 BP	4825 – 4575
P22	1490-1485	Hv – 24810	-27.9 o/oo	7690 ± 80 BP	8500 – 8370
P22	1200	Hv – 24809	-28.1 o/oo	6190 ± 65 BP	7175 – 7000
P1	590	Hv – 24817	-29.7 o/oo	5095 ± 45 BP	5910 – 5750
P1	150	Hv – 24818	-28.2 o/oo	2550 ± 60 BP	2745 – 2495

Tabl. 1.- Dates ^{14}C obtenues par la méthode radiométrique standard sur les sédiments du Bassin de Saint-Omer. Le calibrage est basé sur le programme « INTCAL98 calibration » utilisant « the intercept method » (Stuiver *et al.*, 1998).

Tabl. 1.- Radiocarbon dates performed on bulk sediment with a conventional radiocarbon dating procedure. The calibrated age ranges were based on the INTCAL98 calibration procedure, using the intercept method (Stuiver *et al.*, 1998).

- des faciès de vasières végétalisées (schorre) à lamines régulières plus ou moins marquées, avec fragments coquilliers et hydrobies ;
 - des faciès de slikke à lamines régulières à hydrobies et coquilles parfois en position de vie ;
 - des faciès de chenaux de granulométrie sableuse à limono-sableuse, à stratification irrégulière et grossière, avec des fragments coquilliers et des galets de tourbes ou bois flottés. La pénétration d'un gel profond (traces de ségrégation de glace en lentille) ou de niveau de compaction (émersion, dessiccation) sont également pris en compte ;
 - lorsque des cristaux de gypse ont été observés dans les résidus de tamisage (extraction au pétrole : Gandouin *et al.*, 2005) ou encore des traces d'oxydation (précipitations ferriques ou mélanisation de la matière organique), ces observations ont été consignées en position stratigraphique sur les carottes ou sondages, notamment en ce qui concerne Watten et Saint-Momelin.
- Afin de synthétiser les informations paléo-environnementales contenues dans chacun des sondages de Saint-Omer, des regroupements (ou membres) d'unités lithostratigraphiques ont été effectués (fig. 4). Une unité litho-stratigraphique (unité ou U.L.S.)

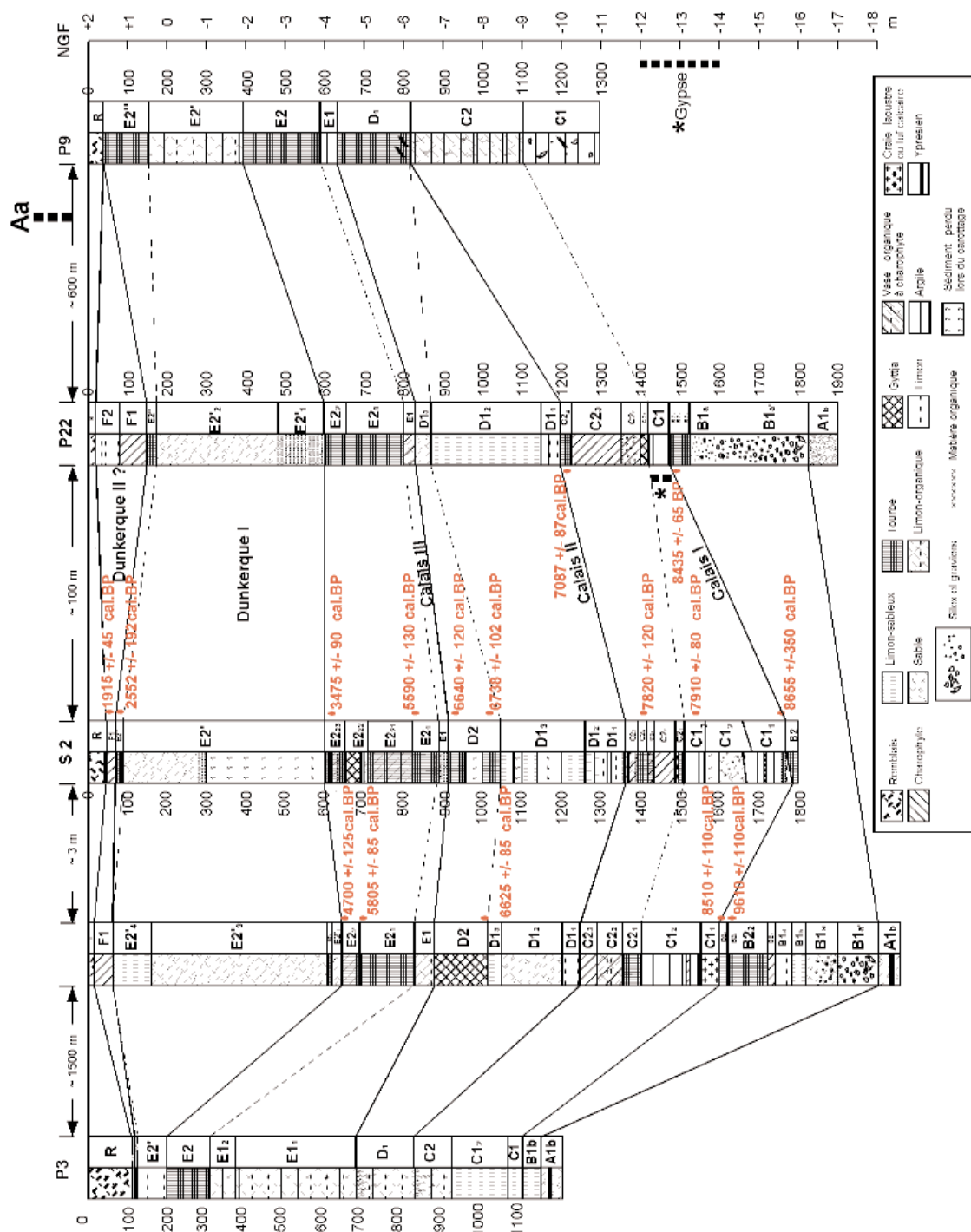


Fig. 5 - Transect amont du bassin de Saint-Omer. Les membres lithostratigraphiques sont représentés par des lettres de A à H. Ces membres sont décomposés en unités, auxquelles on attribue un chiffre (e.g., A1, B2) ; ces unités peuvent elles-mêmes être décomposées en sous-unités en fonction de leur nature plus ou moins limoneuse ou sableuse par exemple. On leur attribue alors un indice (e.g., C1₂, E2₁). Les dates ¹⁴C sont en années BP calibrées (2σ). Les traits pleins relient les membres, les traits pointillés relient les faciès estuariens.

Fig. 5 - Upstream transect through the Saint-Omer basin. A-H are lithostratigraphic members, subdivided into numbered units (e.g., A1, B2); all lithostratigraphic units can be subdivided into sub-units (e.g., C1₂, E2₁), for example according to their more or less silty or sandy nature. Radiocarbon dates are in calibrated ages B.P. (2σ). Unbroken lines connect the lithostratigraphic members, whereas dotted lines connect the estuarine facies.

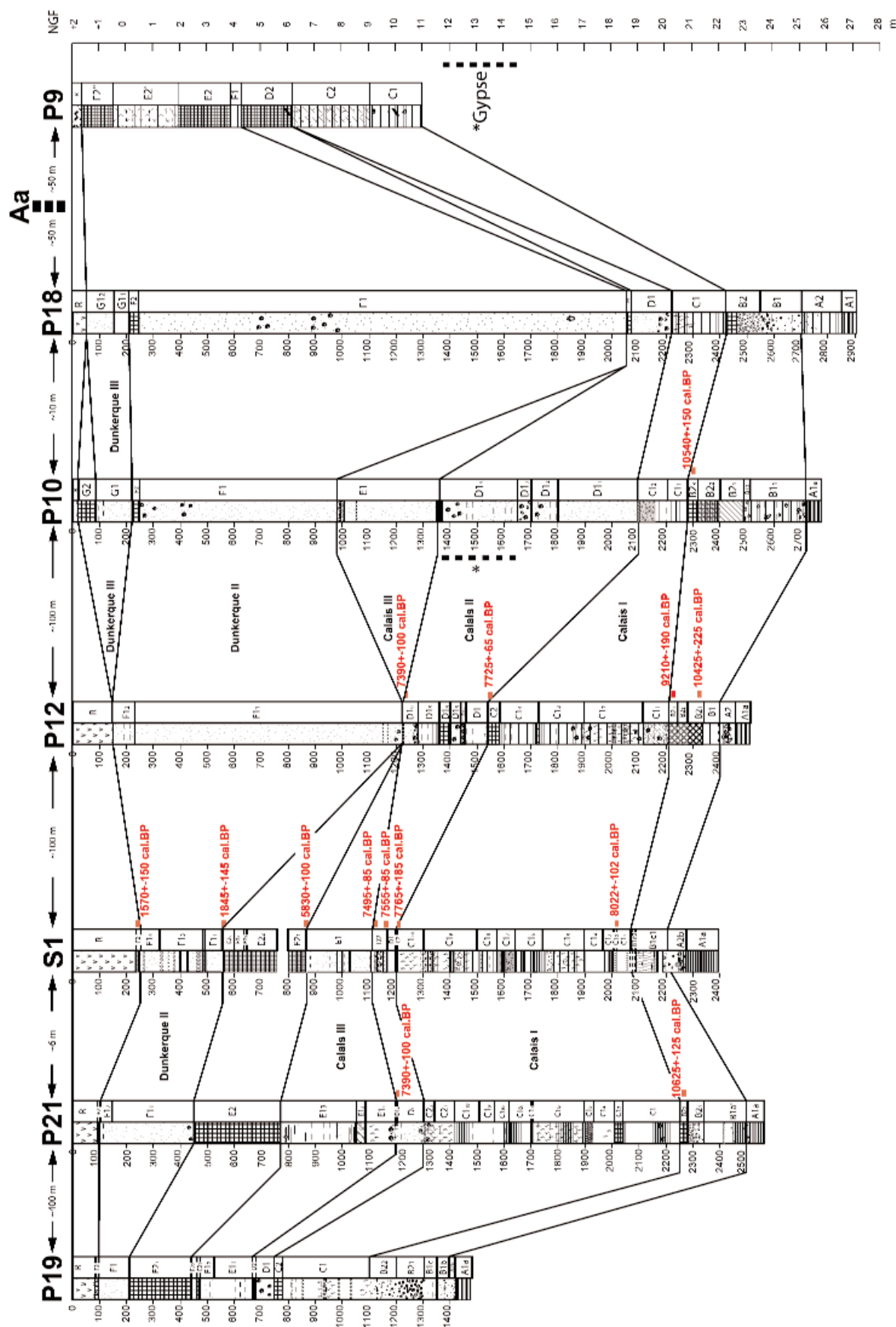


Fig. 6 - Transect aval du bassin de Saint-Omer. Les membres lithostratigraphiques sont représentés par des lettres de A à H. Ces membres sont décomposés en unités, auxquelles on attribue un chiffre (e.g., A1, B2) ; ces unités peuvent elles-mêmes être décomposées en sous-unités en fonction de leur nature plus ou moins limoneuse ou sableuse par exemple. On leur attribue alors un indice (e.g., C1₂, E2₁). Les dates ¹⁴C sont en années BP calibrées (2σ). Les traits pleins relient les membres.

Fig. 6 - Downstream transect through the Saint-Omer basin. A-H are lithostratigraphic members, subdivided into numbered units (e.g. A1, B2); all lithostratigraphic units can be subdivided into sub-units (e.g. C1₂, E2₁), for example according to their more or less silty or sandy nature. Radiocarbon dates are in calibrated age B.P. (2σ). Unbroken lines connect lithostratigraphic members.

est caractérisée soit par des faciès sédimentaires à affinité marine plus ou moins minérogénique (limon-argile-sable), soit par des faciès plus continentaux et plus organiques (tourbe, vase à charophyte, etc.). Un membre litho-stratigraphique est caractérisé par une succession d'unités marines suivies d'unités continentales. Le membre B sera une exception puisqu'il n'est composé que d'unités continentales à caractère fluvial. Le membre A constitue quant à lui le substratum tertiaire et les argiles d'altérations.

En corrélant les différents sondages de Saint-Omer grâce à des datations radiocarbone, il est possible d'élaborer deux profils de sondages au travers du bassin, un en partie amont (Saint-Momelin, fig. 5) et un en aval (Watten, fig. 6) afin de mieux retracer la dynamique de remplissage du bassin lors des phases de régression et de transgression marine. Ces données ainsi que celles des autres sondages ont permis des représentations schématiques et cartographiques des étapes du remplissage du bassin (fig. 7, 8, et 9).

Datations radiocarbone

Des datations radiocarbone conventionnelles ont été effectuées par les laboratoires de Géochronologie de Hanovre (GGA, Allemagne) et Beta analytic (USA, Miami) sur des volumes importants (10 à 30 g en masse) de sédiments organiques (tourbe, gyttja, limon organique et charophyte) et plus rarement sur des morceaux de bois. Les échantillons tourbeux et organiques ont été préalablement traités par des bains acides/alcalins /acides. Ils sont ensuite datés au moyen des isotopes du carbone. Les dates radiocarbone (tabl. 1) ont été calibrées à partir du programme de calibration INTCAL98 et en utilisant la « méthode d'interception » décrite par Stuiver *et al.* (1998).

Nous avons daté en priorité la base organique des sondages-tarières les plus profonds, en amont et en aval de bassin (P10, P12, P14, P21, P22), puis borné les différents niveaux tourbeux ou organiques des sondages carottés (S1 et S2), mais également des sondages-tarières annexes (P1, P12, P14, P21 et P22). Les parties sommitales des sondages P1, S1 et S2 ont aussi été datées, pour contraindre la fin du remplissage sédimentaire du marais. Les niveaux datés ont permis de recouper de la manière la plus large possible, l'histoire sédimentaire du bassin de Saint-Omer.

Densités

Dans un contexte géologique comme celui de Saint-Omer, il est important de pouvoir différencier une subsidence induite par la diagenèse précoce d'une subsidence d'origine tectonique afin d'expliquer les invasions marines et de pouvoir reconstruire une courbe eustatique valide. La densité initiale des sédiments évolue normalement par compaction sous la charge sédimentaire. Toutefois, dans un petit bassin sans surcharge importante comme celui de Saint-Omer, c'est

essentiellement lors du drainage du marais en période d'incision que la compaction s'acquiert par retrait lors de la déshydratation (consolidation) des sédiments ou des tourbes (Baeteman, 1994 ; Louwye et Declercq, 1998). Il s'agit de la forme la plus simple de diagenèse précoce des sédiments. Par exemple, une vase fraîche et hydratée passera par déshydratation partielle d'une densité réelle de 0,5 à 1,2 voire plus, tandis qu'une tourbe passera d'une densité de 0,5 à 1.

Les mécanismes de consolidation peuvent être décrits de la façon suivante. Les tourbes de roseaux sont généralement modérément compressibles. Mais un abaissement du niveau d'eau amène un ressuyage des tourbes et leur humification et mélanisation. La pédofaune décompose les débris mal humifiés. La densité hydratée des tourbes et sédiments augmente, la pyrite (FeS_2) s'oxyde en gypse automorphe (CaSO_4) et les formations se tassent, parfois sur plusieurs mètres. Une incision de 5 m conduit par rabattement de la nappe à un tassement des tourbes d'au moins 2 m en 1000 ans. C'est également le cas des vases. Par contre, les sables se tassent peu mais deviennent légèrement plus compacts, mais beaucoup moins que sous l'impact direct du déferlement de la houle. Ainsi, en considérant que le niveau marin antérieur au Subboréal est le même que celui enregistré en milieu sableux à la côte (Meurisse *et al.*, 2005), donc quasiment au même niveau que les hautes mers actuelles (+ 4m NGF), il est possible d'estimer la compaction des unités antérieures acquises lors de l'incision du Subboréal (le niveau actuel du marais, + 2m NGF, servira de référence).

Résultats

À partir de la série de sondages effectués sur le bassin de Saint-Omer, nous avons défini 6 membres lithostratigraphiques. Ces membres correspondent le plus souvent à un cycle de transgression-régression avec tourbe finale. La séquence de base d'un cycle commence par une tourbe, passe en période de transgression marine par des faciès de schorre, de slikke et de chenal tidal en période d'inondation maximale pour revenir à une tourbe en période de régression. La quasi-totalité des sondages profonds effectués sur Saint-Omer, à Watten comme à Saint-Momelin, montre une séquence lithostratigraphique semblable, dont la terminologie et les différents faciès sédimentaires (Cojan et Renard, 1997) sont décrits dans la figure 4.

La superposition des membres et unités lithostratigraphiques à l'intérieur du bassin est donnée par les profils transverses amont et aval (fig. 5 et 6). Dans le profil amont (à hauteur de Saint-Momelin), la superposition des différents membres semble être relativement uniforme. Elle s'organise de façon symétrique autour d'un axe passant par S2 et P14, sondages avec le plus d'unités chenalisées, recoupées pour chaque phase transgressive (tidal). Les extrémités est et ouest (P9 et P3) du profil présentent en toute logique (bords de bassin) des faciès plus continentaux, fluviaux et marécageux.

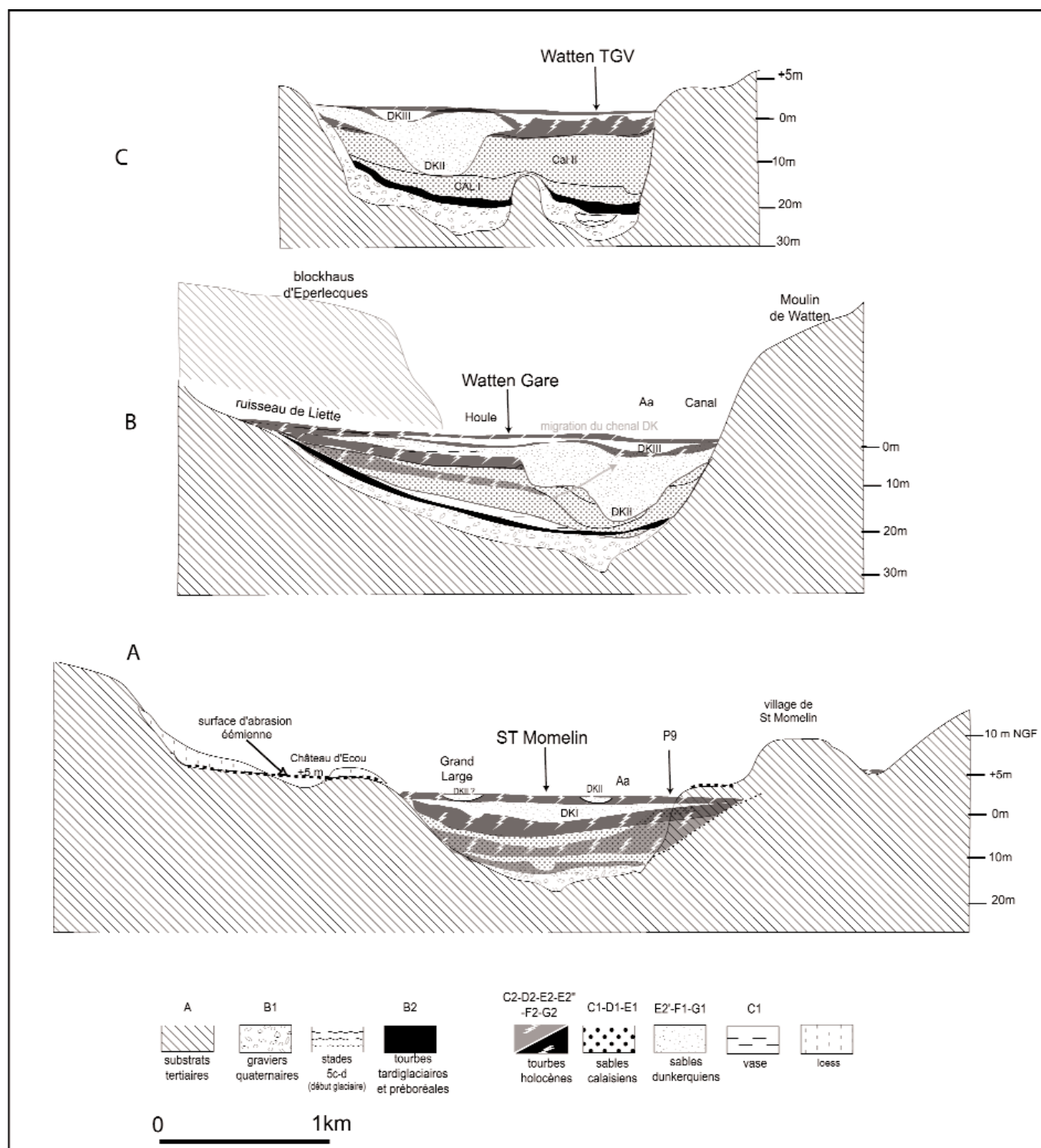


Fig. 7 - Coupes transversales de synthèses de la sédimentation du bassin de Saint-Omer à hauteur de : a : Saint-Momelin (amont) ; b : Watten (aval) ; c : Watten, plaine maritime (d'après Sommé *et al.* (1994)). DK : Dunkerque ; CAL : Calais.

Fig. 7 - Interpretative cross-sections through the Saint-Omer basin at: a: Saint-Momelin (upstream); b: Watten (downstream); c: Watten, coastal plain (after Sommé *et al.* (1994)). DK: Dunkirk; CAL: Calais.

Dans les sondages du transect aval (à hauteur de Watten), les unités recoupées sont presque exclusivement marines et, les faciès de chenaux tidaux sableux ou sablo-vaseux, notamment, sont plus fréquents que les unités continentales (fluviales, lacustres et terrestres). Le profil montre également une forte asymétrie géométrique des

unités recoupées dans les sondages. Cette asymétrie est liée au surcreusement du chenal tidal de l'unité F1 (sondage P18). Dans ce sondage, un tessou de poterie gallo-romaine (terre sigillée, 0-II^e siècle après J.C. (Revillon, comm. pers.) a été exhumé à plus de 18 m de profondeur et a permis d'attribuer la base de cette unité à la

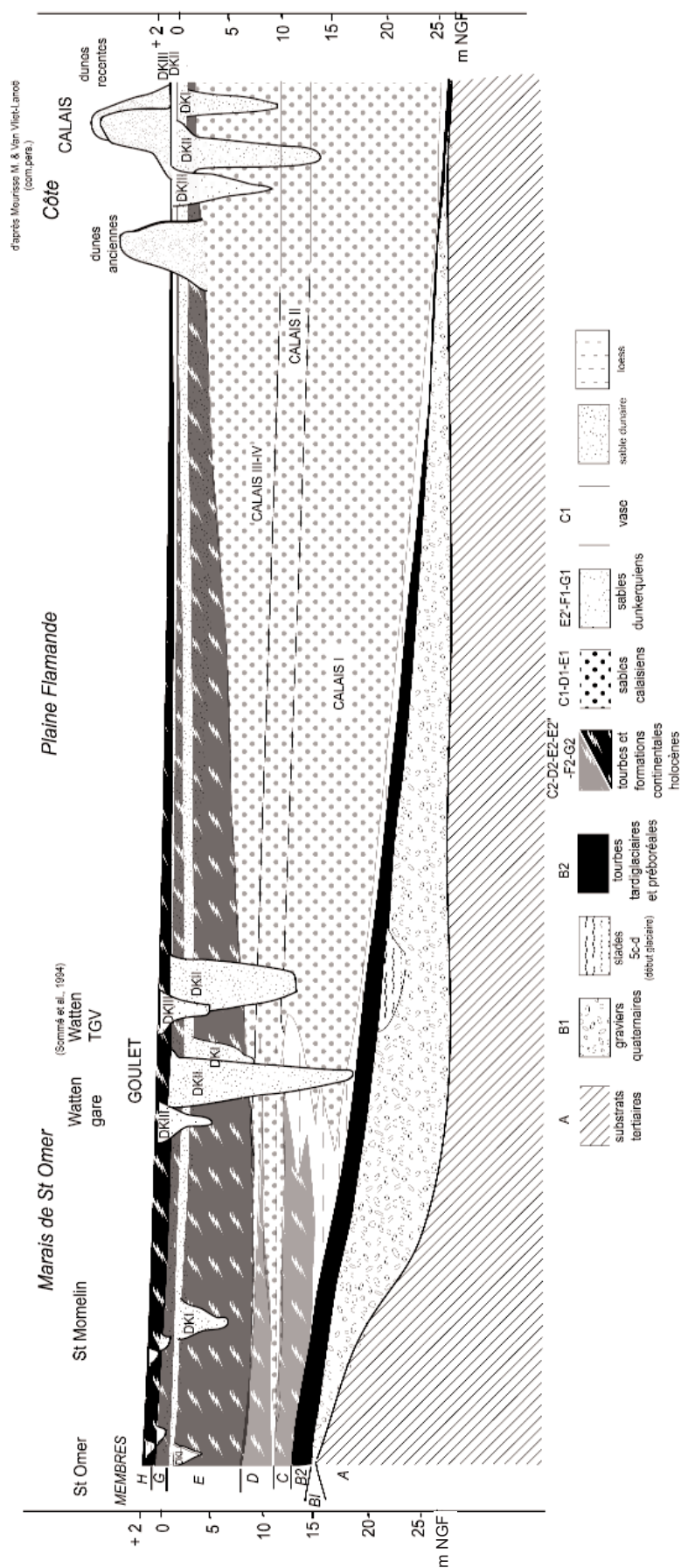


Fig. 8 - Coupe longitudinale de synthèse de la sédimentation depuis l'amont, à Saint-Omer, vers l'aval, à la côte (Calais).

Fig. 8 - Interpretative longitudinal-section through the Saint-Omer basin and the coastal plain, from Saint-Omer (upstream) to Calais (downstream).

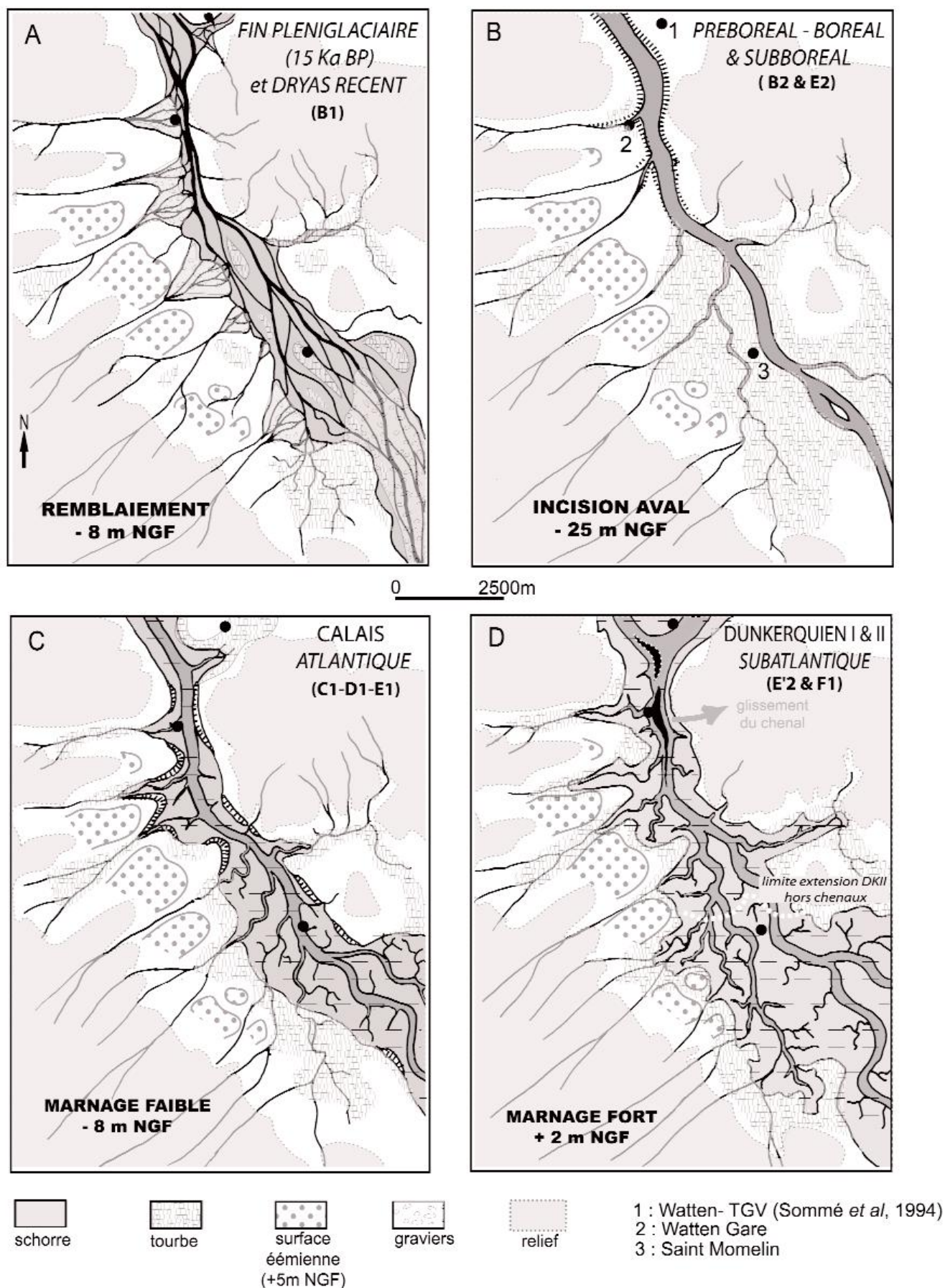


Fig. 9 - Géomorphologie et fonctionnement du bassin versant de l'Aa depuis le Pléniglaciaire jusqu'à l'Holocène.

Fig. 9 - Geomorphological map of the river Aa in the Saint-Omer basin during the Late Glacial and Holocene periods.

Densities				
Sédiments	Préboréal	Cal	Subboreal	DK
Colluvial silt	1.6	-	-	1.2-1.3*
Charophytes mud	-	0.9 (Cal I)	-	0.5 (Dk II)
Peat	-	0.5-0.8 (Cal I) (unité C2)	0.2-0.4 (unité E2)	0.2* (1700BP)
Tidal silt	-	1.5 (Cal I-III)	-	1.2*
Tidal clay	-	1.3 (Cal I-III)	-	0.9*
Tidal sand	-	1.5 (Cal I-III)	-	1.4 (Dk II)

Tabl. 2.- Résultats des mesures de densités moyennes des sédiments prélevés sur les sondages S1 et S2 du bassin de Saint-Omer : Cal : Calaisien ; Dk : dunkerquien ; * pour des densités de mise en place actuelle en baie d'Authie et pour des sondages superficiels à Saint-Omer (prélèvements Van Vliet-Lanoë).

Tabl. 2.- Results of average density measurements of the sediments sampled in boreholes S1 and S2 of the Saint-Omer basin: Cal: Calaisian; Dk: Dunkerquian; * for the densities of present-day sediments in the Authie Bay and for the shallow boreholes at Saint-Omer (sampling by Van Vliet-Lanoë).

transgression du Dunkerque II. Cette unité est délimitée dans le sondage S1 par deux dates radiocarbone à $1\,570 \pm 150$ cal. BP et $1\,845 \pm 145$ cal. BP. Pour finir, dans le sondage P10 des cristaux automorphes de gypse ont pu être observés en continu entre 13,5 et 16,4 m de profondeur (11,5-14,4 m NGF) dans une vase organique, attestant d'une oxydation de la pyrite.

Les résultats concernant les mesures de densité sont répertoriés dans le tableau 2. Il est difficile de faire un calcul exact de la compaction, en fonction de l'épaisseur du faciès, étant donné la variation latérale rapide des faciès, mais les vases sont quasiment aussi compressibles que les tourbes. Seuls les sables se compriment peu.

Discussion : le remplissage du bassin de Saint-Omer

Nous présenterons ici une synthèse globale du fonctionnement du bassin au cours de l'Holocène pour en tirer les apports géodynamiques essentiels (fig. 10). Les détails paléoclimatiques et paléoécologiques sont disponibles par ailleurs (Gandouin, 2003 ; Gandouin *et al.*, 2005, 2006, in press ; Ponel *et al.*, in press).

Vidange des sédiments interglaciaires/glaciaires à l'intérieur du bassin

Les sédiments quaternaires du bassin de Saint-Omer colmatent une incision du substrat tertiaire. Les sondages effectués à l'intérieur du bassin n'ont permis de recouper que des sédiments principalement d'âge holocène avec une base (unité B1) probablement contemporaine de la fin du Tardiglaciaire et d'un Dryas récent plus ou moins bien développé et bien enregistré par les faunes d'insectes sténothermes froids (Gandouin *et al.*, in press ; Ponel *et al.*, in press). Les sédiments tardiglaciaires se présentent

sous la forme de limons argileux à gravier et à silex (unité B1), caractéristiques d'un cône d'épandage de pente en aval d'un système en tresse (fig. 9 A). C'est à la base de ces sédiments qu'une séquence de tufs du Weichsélien ancien avaient été étudiée dans la plaine maritime en aval de Watten par Sommé *et al.* (1994) et à Saint-Momelin par Van der Woude et Roelveld (1985). Des séquences du complexe de tufs sont probablement conservées de façon erratique dans le bassin, mais d'une façon générale, depuis Watten jusqu'à Saint-Momelin, la disparition des enregistrements interglaciaires anciens et pléniglaciaires est liée à deux facteurs complémentaires :

- le bassin de Saint-Omer a probablement été affecté par deux phases érosives puissantes : la première, en début de glaciaire, qui vidange généralement les remplissages interglaciaires des vallées (Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995) ; la seconde, à la fin du Pléniglaciaire à *circa* 19-17 ka BP, qui correspond à une érosion généralisée des sols (Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995) jusqu'aux approches externes de la Manche. À cet endroit, Auffret *et al.* (2002) et Ménot *et al.* (2006) ont pu aussi mettre en évidence une phase d'érosion majeure. Cette phase est connue pour les systèmes alluvionnaires, notamment dans la Haine (Haesaerts et Van Vliet-Lanoë, 1981), la Somme et la Seine (Antoine *et al.*, 2000 ; Pastre *et al.*, 2000) et pour d'autres fleuves en Europe (Huisink, 2000 ; Mol *et al.*, 2000). Ces deux phases d'érosion s'expliquent par le passage des cours d'eau à un régime en tresse avec érosion latérale, encore plus active pour l'événement à 19-17 ka BP et suivi par un refroidissement majeur (Frechen *et al.*, 2001) ;
- enfin, au début de la transgression flandrienne, il est probable que l'efficacité d'une dynamique glacielle a pu prolonger l'érosion de la fin du Pléniglaciaire. Cette dynamique aurait permis l'arrachement de blocs gelés de sédiments de schorre. Ces blocs sont ensuite

U.L.S	Chronologie (cal BP)		Reconstruction Paléo-environnementale
G2	Récant		La base de la tourbe reflète des conditions marécageuses et ce bien avant l'aménagement du Bassin de Saint-Omer, par l'homme.
G1	1570 ±150 BP < Marin VI		Dunkerque III : unité marine sableuse discrète, uniquement ressentie sur les sondages proche du chenal principal de transgression en aval du bassin et probablement due à une sur-cote de tempête.
F2	1570 ±150 BP		Retour à des conditions marécageuses - fluviales et mise en place de tourbe en période de régression marine.
F1	1845 ± 145 BP < Marin V <1570 ±150 BP		Dunkerque II : nouvelle unité estuarienne = Transgression romaine du Dunkerque II, absente en amont de bassin (Limitée à la partie aval?). Chenal tidal surcreusé en aval de bassin avec migration vers l'est
E2	E2"	1845 ± 145 BP 2552 ± 190 BP	Retour à des conditions marécageuses – fluviales et mise en place de tourbe par colmatage de chenal (régression marine)
	E2'	<2552 ± 190 BP Marin IV 3475 ± 90 BP <	Dunkerque 0 - I : unité estuarienne bien ressentie en amont de bassin
	5590 ±130BP ; 5830 ±100BP		Pause relativement longue dans la transgression holocène = tourbe subboréale
E1	<5830 ±100 BP Marin III 6640±120 BP<		Calais III : phase transgressive bien enregistrée en aval de bassin mais à faible amplitude de pénétration dans le bassin (peu ressenti à Saint-Momelin)
D2	6625±85 BP 6738 ± 100 BP		(« TOURBE FLOTEE ») Retour à des conditions marécageuses - fluviales (régression marine): - colmatage de chenal en amont de bassin - faciès lagunaire ou d'estuaire interne en aval de bassin.
D1	<6625±85BP Marin II 7087±85BP<		Calais II : nouvelle unité estuarienne à faciès plus chenalisé pouvant par endroit présenter des caractères lagunaires. On assiste à une nouvelle phase transgressive de plus grande ampleur que lors du Calais I (C1).
C2	7087± 85 BP 7820 ± 120 BP		Mise en place progressive d'un niveau tourbeux lors du retrait des conditions marines .
C1	8510± 110BP<MarinI<7910±80BP		Calais I : unité estuarienne très épaisse. Système probablement à marnage faible, micro-tidal et principalement composé de faciès de slikke et de schorre.
B2	8510± 110BP 9210 ± 190 BP 9610 ± 110 BP 10425 ± 225 BP 10540 ± 150 BP		Passage à un système à méandre en zone marécageuse. Colmatage organique progressif des anciens bras lors de la remontée des eaux de nappes au fur et à mesure de la transgression holocène.
B1	Fin Pléniglaciaire à Tardiglaciaire		Fluviale périglaciaire lent, probablement caractéristique d'un cône d'épandage de pente, en aval d'un réseau en tresse

Fig. 10 - Synthèse paléoenvironnementale des différents membres et unités lithostratigraphiques rencontrés dans la sédimentation du bassin de Saint-Omer.

Fig. 10 - Palaeoenvironmental synthesis of the lithostratigraphic members and units found in the Saint-Omer basin.

évacués au dégel sous forme de radeaux de glace. Ces mécanismes de formation et d'action d'une banquise hivernale pendant les hivers froids ont été décrits dans l'estuaire actuel du Saint-Laurent (Dionne, 1981).

Évolution géométrique de la sédimentation au cours de l'Holocène

À partir de l'observation analytique générale des deux profils amont et aval du bassin de Saint-Omer, il est possible de comprendre l'évolution géométrique du remplissage de l'estuaire. En effet, la partie amont du bassin (Saint-Momelin) présente une géométrie relativement symétrique et uniforme avec une dominance des unités continentales. Au contraire, la partie aval du bassin (Watten), dominée par des unités estuariennes, présente une géométrie

asymétrique liée au surcreusement d'un chenal tidal de la transgression du Dunkerque II. Des schémas interprétatifs (fig. 7) ont pu être établis pour les successions sédimentaires transgressives et régressives. Ce travail a été mené jusqu'à la côte (fig. 8) en réactualisant les données lithostratigraphiques fournies par Sommé *et al.* (1994) et ce, à la lumière de nos sondages et des données de Meurisse *et al* (2005).

De la fin du Tardiglaciaire au Boréal : un milieu continental en cours de stabilisation

Les sédiments de l'unité B1 sont surmontés par l'unité B2, d'âge Préboréal à Boréal. Cette unité est d'abord essentiellement détritique avec des limons organiques caractéristiques de phénomènes de décantation. Ces

derniers sont liés au ruissellement de versant qui viennent colmater les chenaux. Ensuite, la sédimentation devient nettement plus biogène avec des faciès à gyttja ou à vases à charophytes, tous deux caractéristiques de zones peu profondes. À cette époque, le système hydrographique était probablement constitué par un chenal fluvial principal qui méandrait faiblement au milieu d'une vaste zone marécageuse (fig. 9 B). Enfin, le colmatage des chenaux se termine à certains endroits, par la mise en place d'un niveau tourbeux biogénique, daté de manière récurrente à *circa* 9 400 BP (*circa* 10 600 cal. BP). Ce niveau tourbeux s'est étendu probablement au fur et à mesure de la remontée conjointe, du niveau marin et des eaux de nappes continentales. Ce colmatage préboréal et boréal des chenaux est un phénomène généralisé autour de la Mer du Nord. Berendsen et Southam (2000) l'ont observé sur de nombreux chenaux résiduels du delta du Rhin et de la Meuse aux Pays-Bas.

Les transgressions calaisiennes

Traditionnellement, la transgression calaisienne remonterait de la Manche via le chenal Lobourg (-50 m), selon Jelgersma (1979), pour atteindre la côte actuelle à 8 300 BP (date 14C conventionnelle) (*circa* 9 300 cal. BP) à Schouderdervliet en Zeelande (-17 m) et régresser vers 7 000 BP (Baeteman et De Gans, 1993) (*circa* 7 800 cal. BP). Au cours de la transgression du Calaisien, la sédimentation marine envahit progressivement l'estuaire (zone d'estuaire interne, fig. 9 C). Au début de la transgression (Calais I), le bassin est en position d'estuaire très interne comme en témoigne la sédimentation limono-argileuse laminée et les modélisations de Scource et Austin (1995) pour le début de l'Holocène dans cette région du complexe Manche/Mer du Nord. La transgression du Calais I, enregistrée en estuaire à Watten (8 220 ± 50 BP, 9 210 ± 190 cal. BP, -20 m NGF) et à Saint-Momelin (*circa* 7 740 BP, *circa* 8 600 cal. BP, -15 m NGF), semble avoir été légèrement plus précoce qu'aux Pays-Bas et en Allemagne, mais surtout que sur la plaine de la côte picarde entre Berck et Merlimont, où la tourbe basale des sédiments côtiers à -21 m NGF a été datée à *circa* 7 400 BP (*circa* 8 200 cal. BP) (Vinchon *et al.*, 2000). Baeteman (2005) localise l'arrivée de la mer dans les Moeren (frontière belge) à -14 m vers 8 700 cal. BP. À l'embouchure actuelle de l'Aa (Gravelines : Leplat et Sommé, 1989) la base du chenal est à -25 m, comme à Calais (ancien chenal). Il est donc possible que l'importance de l'incision du chenal de l'Aa, accentuée par les précipitations induites par le relief du Boulonnais, ait favorisé cette arrivée précoce de la mer. Il est également possible que la transgression soit remontée plutôt à partir de la Mer du Nord, à l'encontre du schéma transgressif classique proposé par Jelgersma (1979), via par exemple la prolongation du chenal Lobourg, en raison d'une déformation glacio-isostatique non encore rééquilibrée en Mer du Nord et une inertie du front varisque au passage du bourrelet marginal glacio-isostatique contrôlé par sa structure profonde. Cet aspect structural n'a jamais été pris en compte par les modélisateurs comme celles de Lambeck (1997) ou Scource et Austin (1995).

Après une brève stabilisation du niveau marin, marquée par un niveau tourbeux, la transgression du Calaisien pénètre cette fois tout le bassin, pratiquement jusqu'à la ville de Saint-Omer. Cette reprise de la transgression, le Calais II, se situe après 6 890 ± 40 BP (7 725 ± 65 cal. BP) à Watten et 6 190 ± 65 BP (7 087 ± 87 cal. BP) à Saint-Momelin (fig. 5 et 6).

La troisième inondation, le Calais III, centré régionalement autour de 5 000 BP, serait enregistrée en aval de bassin, à Watten, après une légère stabilisation entre 6 920 ± 100 BP (7 765 ± 185 cal. BP) et 6 570 ± 60 BP (7 495 ± 85 cal. BP) et avant la mise en place de la tourbe E2 à 5 100 ± 50 BP (5 830 ± 100 cal. BP). À Saint-Momelin, il serait enregistré très brièvement après 5 830 ± 100 BP (6 640 ± 120 cal. BP) et avant 4 850 ± 70 BP (5 590 ± 130 cal. BP). Régionalement, le Calais III n'est pratiquement jamais enregistré en tant que transgression vraie. Par exemple, il est enregistré en Picardie à Saint-Gabriel avec des évidences d'action de tempêtes avant 4 600 BP (5 400 cal. BP) (Meurisse et Van Vliet-Lanoë, 2004 ; Meurisse *et al.*, 2005).

L'émersion subboréale

Les sédiments calaisiens sont recouverts par la tourbe subboréale, récurrente non seulement dans tous les sondages effectués à l'intérieur du bassin mais également sur l'ensemble de la Mer du Nord (Hageman, 1969 ; Sommé et Cabal, 1972 ; Sommé, 1977 ; Waller, 1994). Cette tourbe est généralement interprétée comme une pause prolongée, voire une légère régression (Waller, 1994), dans la remontée postglaciaire du niveau marin. Nos résultats tendent en faveur d'une période de régression marine comme semblent le suggérer les traces d'oxydation de la pyrite et les modifications des densités des différentes unités sédimentaires, antérieures à la formation des tourbes E2. En effet, le niveau d'émersion subboréal est localisé entre -5 et -4 m NGF en sondage, à Saint-Momelin (sommet de la tourbe), alors que le sommet de la même tourbe est + 4 m NGF à la côte, sur substrat sableux non compressible (Meurisse *et al.*, 2005). Cette profondeur d'occurrence de la tourbe atteste un tassement des formations du marais et/une subsidence. L'oxydation de la pyrite en gypse sous le niveau subboréal entre -12 et -14 m NGF (fig. 5 et 6) à Watten, dans les sédiments sous-jacents atteste d'un rabattement relatif de l'aquifère d'environ 9 m par rapport à la tourbe subboréale (en admettant 1 m d'oxygénation de la nappe) et, pour la même raison, de 6 m environ à Saint-Momelin. Ces valeurs de 9 et 6 m suggèrent une incision régressive de l'Aa au moins équivalente, donc un abaissement de 9 m du niveau marin relatif à l'entrée du marais. Si l'on confère une altitude de référence de +2 m NGF au niveau marin de l'époque dans le marais, en raison de l'altitude comparable de la tourbe subboréale à la côte (+4 m NGF (Meurisse *et al.*, 2005) pour un niveau marin moyen actuel à +4 m NGF), nous pouvons estimer la chute du niveau marin régional d'environ 8-9 m. Ceci a été confirmé en sondage dans l'estuaire de la Canche (Meurisse, comm. pers. : thèse en préparation) où nous avons pu observer un paléostuaire pré-dunkerquien autour de -9,5 et -10 m NGF de profondeur.

D'autres indices d'abaissement de niveau marin sont également présents autour de la Manche Mer et de la Mer du Nord. En effet, une baisse importante du niveau marin pourrait expliquer l'incision anomale (environ 5-6 m) observée par Antoine *et al.* (2003) dans un affluent de la Somme, la Selle. De plus, pour la côte du Norfolk (Angleterre), Horton et Edwards (2005) ont déjà mis en évidence à partir d'assemblages de foraminifères un abaissement de 3 m du niveau marin. Enfin, si on se réfère à l'évolution du niveau marin dans des zones exemptes de rejeux de nature glacio-isostatique, cet abaissement pourrait s'inscrire dans un contexte plus global, comme semble le démontrer Bard *et al.* (1990) dans les récifs de la Barbade avec pour la même période une baisse de 10 m du niveau marin. C'est également le cas au Brésil (Angulo *et al.*, 1999), où le maximum eustatique est atteint vers 5 300 cal. BP (à + 4 m NGF) pour diminuer ensuite. Il faut donc se rendre à l'évidence, dans un secteur relativement bien abrité des surcotes de tempête comme le bassin de Saint-Omer, le niveau marin a atteint une cote voisine de l'actuelle à la veille du Subboréal. Baeteman (2005) considère d'ailleurs que le niveau marin actuel est atteint vers 7 700 cal. BP. Ensuite, une forte régression a permis une incision importante avant une remontée à l'identique lors de la transgression du Dunkerquien.

Les transgressions dunkerquiennes

La tourbe subboréale (unité E2) est incisée une première fois avant $2\,510 \pm 90$ BP ($2\,552 \pm 192$ cal. BP) par la phase transgressive du Dunkerque 0-I. Cette phase, très peu reconnue dans les séquences marines régionales et à l'intérieur des terres, n'a pu être détectée qu'en amont de bassin (Saint-Momelin), et ce, pour des raisons logistiques (sondages et datations). Cette découverte suppose une amplitude de pénétration importante du Dunkerque 0-I à l'intérieur des terres, ce qui confirme les travaux de Van der Woude et Roeleveld (1985). Cette pénétration est supérieure à celle du Dunkerque II. Ceci peut s'expliquer par la compaction des sédiments (tourbes et vases) lors de la régression du Subboréal et l'augmentation de l'espace disponible pour l'ennoiement du bassin, et ce, à la différence de la zone côtière à faciès nettement plus sableux.

La représentation du Dunkerque II dans le bassin est particulièrement atypique, et ce pour deux raisons. Premièrement, le Dunkerque II, à Watten (fig. 7b), présente un caractère de surcreusement important dans les sédiments sous-jacents. De tels surcreusements existent dans le delta du Rhin-Escaut ou de la Gironde (Allen et Posamentier, 1993). Ce phénomène est associé probablement à un marnage important avec effet Venturi (fig. 9D), c'est-à-dire une accélération des courants de marée provoquée probablement par le rétrécissement géomorphologique à hauteur de Watten, du goulet de l'Aa vers la plaine maritime, incisé dans les dépôts du Calaisien compactés lors de la régression du Subboréal. Au Calaisien, le goulet était donc plus large et l'amplitude de la marée était plus faible (Scourse et Austin, 1995),

expliquant de fait le caractère moins incisant de cette assise. Deuxièmement, l'amplitude de pénétration du Dunkerque II dans le bassin est très limitée, alors que cette phase transgressive passe pour être la plus puissante de la transgression dunkerquienne en France et en Belgique (Sommé, 1977 ; Sommé *et al.*, 1994 ; Baeteman *et al.*, 1999). Puisque le Dunkerque II est associé à la côte, avec de très fortes surcotes de tempêtes (+ 8 m NGF) et un recul du cordon dunaire (Meurisse *et al.*, 2005), il est alors probable qu'il ne s'agisse pas à proprement parler d'une transgression.

La dernière phase transgressive du Dunkerquien, le Dunkerque III, n'a été recoupée que dans les sondages du secteur de Watten proches du chenal principal de transgression. Cette dernière phase a été moins ressentie que les inondations précédentes pour deux raisons. Premièrement, le Dunkerque III est lié régionalement à des surcotes de tempête avec rupture de cordon dunaire littoral (Meurisse *et al.*, 2005). Deuxièmement, l'anthropisation croissante du marais depuis le VIII^{ème} siècle (poldérisation : Wagret, 1968) a considérablement réduit l'amplitude de pénétration de la mer dans les terres. L'activité anthropique à l'intérieur du bassin de Saint-Omer se matérialise dans la sédimentation sommitale des carottes par des faciès continentaux tourbeux ou colluviaux fortement perturbés (labours, remblaiement, etc.).

Indices d'une réactivation tectonique récente à Saint-Omer

Les niveaux marins recoupés à Saint-Omer ont été repositionnés à partir de leur cote maximale en sondage sur les courbes eustatiques tardiglaciaires/holocènes reconstruites par Jelgersma (1961) pour les Pays-Bas, Mörner (1969) pour la Baltique et modifiées de Hutchinson (1992) pour la côte anglaise (fig. 11). La dynamique de la transgression holocène et notamment calaisienne dans le bassin de Saint-Omer suit pratiquement le modèle eustatique de la côte frisonne proposé par Jelgersma (1961). Toutefois, le découpage en épisodes transgressifs n'est pas parfaitement synchrone pour les événements probablement induits par des tempêtes, les Dunkerque II et III. Cette divergence pourrait aussi être la résultante de déformations de la croûte terrestre à grande longueur d'onde (Denys et Baeteman, 1995), de réajustements glacio-hydro-isostatiques (Pirazzoli, 1991 ; Lambeck, 1997), de phénomènes d'incisions fluviales, de compaction de sédiment et de variation d'amplitude tidale (Shennan et Horton, 2002 ; Waller et Long, 2003).

Nous développerons ici principalement la composante tectonique. Il est difficile de démontrer avec certitude l'existence de rejeux récents des flexures de Landrethun et de Saint-Omer. Néanmoins, différents indices existent :

- la précocité du Calais I et la série d'émersion-immersion constatée à Saint-Omer pour cette période, pourrait être liée à des migrations latérales de chenaux tidaux, ou à des réajustements eustatiques liées à de la subsidence. Cependant aucun système chenalisant n'est reconnu en

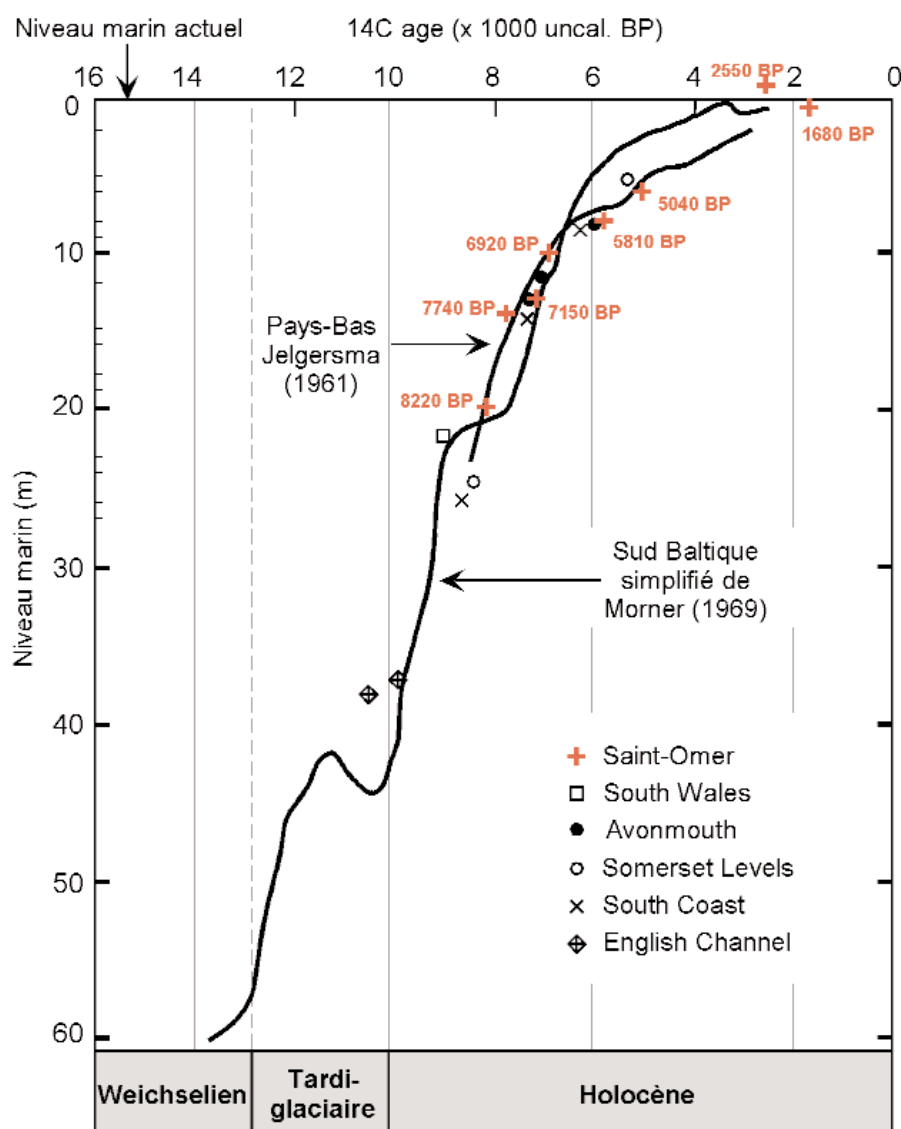


Fig. 11 - Remontée du niveau marin lors de la transgression tardiglaciaire/holocène (d'après Jelgersma, 1961 ; Möner, 1969 ; in Hutchinson, 1992). Les dates radiocarbones sont non calibrées.

Fig. 11 - Relative sea-level rise during the Late Glacial and Holocene periods (according to Jelgersma, 1961, Möner, 1969, in Hutchinson, 1992). Radiocarbon dates are in uncalibrated age B.P.

sondage. L'hypothèse de subsidence est donc privilégiée. Ce phénomène est plus marqué à l'aval (Watten) qu'à l'amont (Saint-Momelin), conformément à la subsidence en pied de flexure et au basculement du bassin vers le nord-est (Mansy *et al.*, 2003 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004).

- à partir du Dunkerque II, nous avons pu constater une dissymétrie de la géométrie des dépôts à l'aval du bassin par rapport à leur répartition relativement plane en amont, à hauteur de Saint-Momelin. L'analyse du réseau d'incision atteste d'une migration du chenal principal vers l'est (fig. 7), en amont immédiat de Watten, à la fin du Subboréal et peut-être même après la phase transgressive du Dunkerque 0-I. Etant donné l'enregistrement chronologique que nous avons pour la

fin du remplissage, l'essentiel de la sédimentation holocène est préalable au colluvionnement anthropique mérovingien (Meurisse *et al.*, 2005) capable de repousser le chenal vers l'est. Comme les sondages effectués à l'ouest de Watten n'ont pas mis en évidence de prisme colluvial, cette migration pourrait donc être interprétée comme un indice de reprise d'activité au niveau de la flexure à Watten, dans un contexte d'envasement généralisé ;

- enfin, un dernier indice est fourni par la courbe eustatique reconstituée pour Saint-Omer (fig. 11). Elle montre que l'ensemble de la transgression flandrienne se superpose parfaitement aux courbes du Sud de la Mer Baltique (Mörner, 1969), de l'Allemagne du Nord et de la Frise (Jelgersma, 1961), deux secteurs européens notablement subsidants, liés soit à un réajustement postglaciaire négatif soit à la subsidence de la Mer du Nord (Ziegler, 1992 ; Shennan *et al.*, 2000). Ceci pourrait sembler inattendu pour une région européenne généralement considérée comme un seuil (Mansy *et al.*, 2003). À Saint-Omer, la quantification des niveaux marins montre que la subsidence semble légèrement s'accélérer après 6 000 BP (environ 6 800 cal. BP), pour atteindre des valeurs importantes autour de 2 500 BP (2 550 cal. BP). Van Balen *et al.* (2005) considèrent que les traits de côtes en retrait au Dunkerquien correspondent, à l'heure actuelle, aux secteurs subsidants les plus sensibles. C'est également le cas pour le delta du Rhin (Berendsen et Stouthamer, 2000).

Conclusion

Le marais de Saint-Omer est un site remarquable pour l'enregistrement de la séquence transgressive holocène. Il permet notamment de mettre en évidence une baisse eustatique au Subboréal, en conformité avec des observations régionales et mondiales, expliquant par là des incisions inexpliquées de la Somme, des côtes frisonne et languedocienne, et l'extension des tourbes sur les estrans par un recul du trait de côte d'environ 1 à 2 km. L'analyse menée ici et son implication globale mettent en évidence la nécessité de prendre en compte, à la différence de la plupart des courbes eustatiques relatives existantes, la compaction du sédiment acquise par drainage (Subboréal) et consolidation par diagenèse précoce.

Dans la région, seuls les complexes Calais I-II (*circa* 7 700-6 000 BP) et Dunkerquien 0-I (*circa* 3 500-2 500 BP) correspondent réellement à des événements transgressifs. Les autres phénomènes, même avec des chenaux tidaux importants, sont probablement issus de périodes de tempêtes renforcées. À Saint-Omer, les épisodes du Dunkerque II et Dunkerque III sont fort mal représentés. Ils correspondent surtout à des invasions marines brèves contrôlées par des ruptures de cordons dunaires côtiers et des surcotes de tempête exceptionnelles. Ces surcotes répétées et associées à des inondations amènent un ennoiment récurrent confondu avec une transgression. Le Dunkerquien III, centré sur 700 BP, n'est pas sensible à l'intérieur des terres en relation avec l'anthropisation croissante du marais depuis le VIII^{ème} siècle. Il est seulement lié à une érosion importante des dunes littorales (Meurisse *et al.*, 2005).

Pour finir, il paraît vraisemblable que la néotectonique, notamment le comportement du front varisque vis-à-vis des rééquilibrages glacio-isostatiques a influencé les modalités de la transgression du début de l'Holocène,

avec une immersion entre 400 et 800 ans plus précoce que sur la côte picarde. Ce phénomène s'est accéléré pendant la seconde moitié de l'Holocène. En effet, la surreprésentation du Dunkerque 0-I semble être indice de subsidence accélérée en couplage avec l'importante régression du Subboréal.

Remerciements

Cette étude a été financée par « l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs (ANDRA) ». Les campagnes de sondages ont été réalisées grâce à l'aide technique et financière du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Le « Parc National de L'Audomarois » a fourni les autorisations pour les opérations de sondage. Nous tenons à remercier Messieurs Alain Trentesaux, Deny Malengros et Philippe Recourt pour leur aide sur le terrain et en laboratoire, sans oublier Daniel Dupuis et Jean-François Lauzach pour leur expérience et leur efficacité lors des sondages. Nous remercions également les habitants du Marais de Saint-Omer pour nous avoir facilité l'accès à leurs propriétés.

Références bibliographiques

- Allen G.P., Posamentier H.W. (1993) - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 378-391.
- Angulo R.J., Giannini P.C.F., Suguio K., Pessenda L.C.R. (1999) - Relative sea-level changes in the last 5,500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Mar. Geol.*, **159**, 323-339.
- Antoine P., Lautridou J.P., Laurent M. (2000) - Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, **33**, 183-207.
- Antoine P., Munaut A.-V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupéron M. (2003) - Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quatern. Sci. Rev.*, **22**, 2061-2076.
- Auffret G., Zaragosi S., Dennielou B., Cortijo E., Van Rooij D., Grousset F., Pujol C., Eynaud F., Siegert M. (2002) - Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Mar. Geol.*, **188**, 79-108.
- Baeteman C. (1994) - Subsidence in coastal lowlands due to groundwater withdrawal: the geological approach. In: C.W. Finkl (ed) Coastal hazards, Perception, Susceptibility and Mitigation, Journal of Coastal Research Special Issue, 61-75.
- Baeteman C. (2005) - de Moeren and the Inland Dunes. Field Guide of the joint INQUA - IGCP 495 Meeting, Dunkerque, 16-37.
- Baeteman C., Beets D.J., Van Strydonck M. (1999) - Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Quat. Int.*, **56**, 3-13.
- Baeteman C., De Gans W. (Editors) (1993) - International union for quaternary research subcommission on shorelines in Europe. Field meeting 1993: Quaternary shorelines in Belgium and the Netherlands, Belgian Geological Survey-Geological Survey of the Netherlands-Earth Technology Institute, 81 p.
- Bard E., Hamelin B.J., Fairbanks R.G. (1990) - U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 13,000 years. *Nature*, **346**, 456-458.
- Behre K.E. (2004) - Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany. *Quat. Int.*, **112**, 37-53.
- Berendsen H.J.A., Stouthamer E. (2000) - Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **161**, 311-335.
- Cojan I., Renard M. (1997) - Sédimentologie. Masson, Paris, 417 p.
- Denys L., Baeteman C. (1995) - Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Mar. Geol.*, **124**, 1-19.
- Desoignes J., Thibaut P.M. (1968) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Omer, Orléans BRGM, Notice explicative par Desoignes J., Thibaut P.M.

- Dionne J.C. (Editor) (1981) - Morphologie littorale et marine. Géographie Physique et Quaternaire, Montréal, 2-82 p.
- Dubois G. (1924) - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. Mémoire de la Société Géologique du Nord, 356 p.
- Frechen M., Van Vliet-Lanoë B., Van den Haute P. (2001) - The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium - high resolution terrestrial archive of climate forcing. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **173**, 175-195.
- Gandouin E. (2003) - Enregistrement paléoclimatique interdisciplinaire de la transgression holocène. Signature paléoenvironnementale des Chironomidae (Diptères) du bassin de Saint-Omer (France). Publication ANDRA, Paris, 256 p.
- Gandouin E., Franquet E., Van Vliet-Lanoë B. (2005) - Chironomids (Diptera) in river floodplains: their status and potential use for palaeoenvironmental reconstruction purposes. *Arch. Hydrobiol.*, **162**(4), 511-534.
- Gandouin E., Maasri A., Van Vliet-Lanoë B., Franquet E. (2006) - Chironomid (Insecta: Diptera) assemblages from a gradient of lotic and lentic waterbodies in river floodplains of France: a methodological tool for palaeoecological applications. *J. Paleolimn.*, **35**, 149-166.
- Gandouin E., Ponel P., Franquet E., Van Vliet-Lanoë B., Andrieu-Ponel V., Keen D.H., Brocandel M., Brulhet J. (in press) - Chironomid responses (Insect: Diptera) to Younger Dryas and Holocene environmental changes in a river floodplain from northern France (Saint-Momelin, Saint-Omer basin). *Holocene*, **17**.
- Gehu J.M. (1970) - Carte de la végétation de la France. Lille n° 4. C.N.R.S.
- Haesaerts P., Van Vliet-Lanoë B. (1981) - Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisière-Canal, Harmignies et à Rocourt, lors des excursions du 21 et 22 septembre 1978. *Biuletyn Peryglacjalny*, **28**, 208-216.
- Hageman B.P. (1969) - Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. *Geologie en Mijnbouw*, **48**, 373-388.
- Horton B.J., Edwards R.J. (2005) - The application of local and regional transfer functions to the reconstruction of Holocene sea levels, north Norfolk, England. *Holocene*, **15**, 216-228.
- Huisink M. (2000) - Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. *Sediment. Geol.*, **133**, 115-134.
- Hutchinson J.N. (1992) - Engineering in relict Periglacial and Extraglacial areas in Britain. In: J.M. Gray (ed.) Applications of Quaternary Research, Quaternary Proceedings, Quaternary Research Association, Cambridge, 49-65.
- Jelgersma S. (1961) - Holocene Sea Level Changes in the Netherlands. Ph.D. Thesis, Leiden, 100 p.
- Jelgersma S. (1979) - Sea level changes in the North Sea basin. In: E. Oele *et al.* (eds) The Quaternary History of the North Sea, University of Uppsala, 233-248.
- Lambeck K. (1997) - Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **129**, 1-22.
- Leplat J., Sommé J. (1989) - Notice explicative de la feuille Calais (2). BRGM, Orléans, 19 p.
- Lewandowski M., Lamarche J., Mansy J.L., Averbuch O., Szaniawski R. (1999) - Palaeomagnetic dating of brittle tectonic structures: case studies on Ferques Faults (Boulonnais, France) and two faults from the Holy Cross Mountains (Poland). *C.R. Acad. Sci. (IIa)*, **329**, 495-502.
- Louwyse S., Declercq E. (1998) - Relative water level change in the intracoastal zone of Belgium and Northern France over the last 2,500 years. *Boreas*, **27**, 162-177.
- Mansy J.L., Manby G.M., Averbuch O., Everaerts M., Bergerat F., Van Vliet-Lanoë B., Lamarche J., Vandycke S. (2003) - Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics*, **373**, 161-179.
- Meilliez F. (1989) - Importance de l'événement calédonien dans l'allochtonne ardennaise ; essais sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque. HDR Thesis, Université du Maine, Le Mans, 515 p.
- Ménot G., Bard E., Rostek F., Weijers J.W.H., Hopmans E.C., Schouten S., Sinninghe Damsté J.S. (2006) - Early reactivation of European rivers during the Last Deglaciation. *Science*, **313**, 1623-1625.
- Meurisse M., Van Vliet-Lanoë B. (2004) - Évolution du littoral picard durant l'Holocène. *Sucellus*, **55**, 17-31.
- Meurisse M., Van Vliet-Lanoë B., Talon B., Recourt P. (2005) - Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. *C.R. Geosci.*, **337**(7), 675-684.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C. (2000) - River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, **33**, 131-148.
- Mörner N.-A. (1969) - The Late Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shore level displacement, chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm, 487 p.
- Pastre J.F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Chaussé C., Fontugne M., Gebhardt A., Hatté C., Krier V. (2000) - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin parisien (France). *Quaternaire*, **11**, 107-122.
- Pirazzoli P.A. (1991) - World atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 300 p.
- Ponel P., Gandouin E., Coope G.R., Andrieu-Ponel V., Guiter F., Van Vliet-Lanoë B., Franquet E., Brocandel M., Brulhet J. (in press) - Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France). Coleoptera and Trichoptera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*
- Scourse J.D., Austin R.M. (1995) - Palaeotidal modelling of continental shelves: marine implications of a land-bridge in the Strait of Dover during the Holocene and Middle Pleistocene. In: R.C. Preece (ed) Island Britain: a Quaternary perspective, Geological Society Special Publication, London, 75-88.
- Shennan I., Horton B. (2002) - Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *J. Quat. Sci.*, **17**, 511-526.

- Shennan I., Lambeck K., Flather R., Horton B., McArthur J., Innes J., Lloyd J., Rutherford M., Wingfield R. (2000) - Modelling western North Sea palaeogeographies and tidal changes during the Holocene. *In*: I. Shennan et J.E. Andrews (eds) *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society Special Publication, London, 299-319.
- Sommé J. (1977) - Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique. Thèse d'Etat Thesis, Paris I, Lille, 810 p.
- Sommé J., Cabal M. (1972) - La plaine maritime dans la région d'Ardres (Pas-de-Calais) et le site archéologique des Noires-Terres. *Cahiers de géographie physique*, **1**, 29-43.
- Sommé J., Munaut A.V., Emontspohl A.F., Limondin N., Lefèvre D., Cunat-Bogé N., Mouthon J., Gilot E. (1994) - The Watten boring-an Early Weichselian and Holocene climatic and palaeoecological record from the French North Sea coastal plain. *Boreas*, **23**, 231-243.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J., Spurk M. (1998) - INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000 to 0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- Van Balen R.T., Houtgast R.F., Cloetingh S.A.P.L. (2005) - Neotectonics of the Netherlands: a review. *Quatern. Sci. Rev.*, **24**, 439-454.
- Van der Woude J.D., Roeleveld W. (1985) - Paleoeological evolution of an interior coastal zone: the case of the northern France coastal plain. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **1**, 31-39.
- Van Vliet-Lanoë B., Guillocheau F. (1995) - Évolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique: biorhexistasie et bilans sédimentaires. *C.R. Acad. Sci. (IIa)*, **320**, 419-426.
- Van Vliet-Lanoë B., Mansy J.L., Henriot J.P., Laurent M., Vidier J.P. (2004) - Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais. *Société Géologique de France*, **2**, 83-103.
- Vinchon C., Gourry J.C., Farjanel G., Hervieux D., Van Vliet-Lanoë B., Baeteman C. (2000) - Évolution géologique du système côtier picard entre Berck et Merlimont au Quaternaire. Scénarios géoprospectifs de l'évolution dunaire. ONF-BRGM, Orléans, 89 p.
- Wagret P. (1968) - Polderlands. Methuen & Co., London, 288 p.
- Waller M.P. (1994) - Flandrian vegetational history of south-eastern England. Stratigraphy of the Brede valley and pollen data from Brede Bridge. *New Phytol.*, **126**, 369-392.
- Waller M.P., Long A.J. (2003) - Holocene coastal evolution and sea-level change on the southern coast of England: a review. *J. Quat. Sci.*, **18**, 351-359.
- Waterlot M.G. (1957) - Saint-Omer. Carte géologique au 1/80 000, Paris.
- Waterlot G. (1968) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Cassel, Orléans BRGM, Notice explicative par Waterlot G.
- Ybert J.P., Bissa W.M., Catharino E.L.M., Kutner M. (2003) - Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **189**, 11-24.
- Ziegler P.A. (1992) - European cenozoic rift system. *Tectonophysics*, **208**, 9-11.