

Le «fleuve côtier» : un phénomène hydrologique important en Manche orientale. Exemple du Pas-de-Calais

Hydrodynamique
Géochimie
Plancton
Eaux côtières
Manche orientale

Hydrodynamics
Geochemistry
Plankton
Coastal waters
Eastern English Channel

Jean-Michel BRYLINSKI ^a, Yvan LAGADEUC ^a, Valérie GENTILHOMME ^a, Jean-Paul DUPONT ^b, Robert LAFITE ^b, Paul-André DUPEUBLE ^b, Marie-France HUAULT ^b, Yves AUGER ^c, Emile PUSKARIC ^c, Michel WARTEL ^c, Louis CABIOCH ^d

^a Station marine, URA 1363, B.P. 80, 62930 Wimereux, France.

^b Laboratoire de Géologie, Université de Rouen, B.P. 118, 76134 Mont-Saint-Aignan Cedex, France.

^c Laboratoire de Chimie marine, URA 1363, Université de Lille I, C8, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

^d Station Biologique, B.P. 74, 29682 Roscoff Cedex, France.

RÉSUMÉ

Le régime marégraphique en Manche orientale et Pas-de-Calais est mégatidal, et suscite des courants alternatifs et parallèles à la côte. Il crée une masse d'eau côtière permanente dont l'individualité (dessalure, turbidité, richesse en phytoplancton, teneur en polluants) est sans cesse entretenue par les apports fluviaux qui s'échelonnent de la baie de Seine au Pas-de-Calais. Dans le détroit, la transition avec les eaux du large peut prendre l'aspect d'une véritable zone frontale. Ainsi délimité sur sa «rive gauche», et par le littoral sur sa «rive droite», le «fleuve côtier», bande d'eau côtière de 3 à 5 milles de large, dérive lentement vers le Nord en raison de la résiduelle de marée et des vents dominants de secteur Sud-Ouest. La zone frontale peut freiner la dispersion des apports continentaux vers le large. Corrélativement, ce «fleuve côtier» pourrait être responsable d'une partie importante des flux existants entre la Manche et la Mer du Nord.

Oceanologica Acta, 1991. Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales, Lille, 20-22 mars 1990, vol. sp. n°11, 197-203.

ABSTRACT

The "coastal flow": an important hydrological phenomenon in the Eastern English Channel. Example in the Dover Strait

The English Channel has a "megatidal" regime: in the Dover Strait, the tidal range varies between 3 and 9 m in neap-tide and spring-tide respectively. The tide currents are alternating and essentially parallel to the coast (Anonyme, 1988): northward at high water (flood stream) and southward at low water (ebb stream). Because of the tidal residual and the dominant south-west winds, the residual circulation drifts north-eastward. Along the French coast, the fluvial supplies, distributed from the Bay of Seine to Cape Gris-Nez, generate a coastal water mass which drifts nearshore, separated from the open sea by a frontal area (Brylinski and Lagadeuc, 1990): this coastal flow ("fleuve côtier"; Brylinski *et al.*, 1988) is characterized by its freshness, turbidity (Dupont *et al.*, 1990),

phytoplankton richness (Brylinski *et al.*, 1984; Quisthoudt, 1987) and pollution content (Skiker *et al.*, 1988). Its width is only 3 to 5 miles, but because of the high concentrations of dissolved and suspended components, it is possible that the coastal flow plays an important role in the fluxes between the Eastern Channel and the North Sea.

Oceanologica Acta, 1991. Proceedings of the International Colloquium on the environment of epicontinental seas, Lille, 20-22 March, 1990, vol. sp. n°11, 197-203.

INTRODUCTION

Le Pas-de-Calais est une zone importante de transferts de matières dissoutes et particulaires entre la Manche et la Mer du Nord. Maddock et Pingree (1982) calculent un flux d'eau de $142\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($\pm 20\%$). Prandle (1978) trouve un flux comparable: $155\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, mais il situe cette valeur entre deux extrêmes : + 364 dans le sens Manche-Mer du Nord, et - 15 dans le sens Mer du Nord-Manche. La synthèse de Postma (1990) montre bien la diversité des résultats obtenus par différents auteurs selon les méthodes de calcul. Les données de terrain montrent qu'avec une composante Sud-Ouest des vents égale à zéro, le «courant de base» déterminerait un flux de $41\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Wyrski, 1952). Calculé par modèle, le flux moyen dû à la marée seule ne serait que de $27\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Salomon et Breton, 1991), confirmant ainsi l'importante influence des

conditions météorologiques sur la circulation des masses d'eaux dans le Pas-de-Calais.

A cette diversité de résultats correspond une grande variabilité dans les mesures de transferts de matières en suspension. Ainsi, pour Eisma et Kalf (1979), $11,5$ à $15,0 \cdot 10^6$ tonnes de matières en suspension transiteraient chaque année par le détroit. Ce transfert concernerait $17 \cdot 10^6$ tonnes par an pour van Alfen (1990), et jusqu'à 22 ou $30 \cdot 10^6$ tonnes pour Eisma et Irion (1988). Enfin pour Postma (1990), aucune conclusion définitive ne peut être tirée actuellement sur les apports de matière en suspension de la Manche à la Mer du Nord.

C'est pourquoi une des préoccupations actuelles, aussi bien des océanographes que des responsables des politiques environnementales des pays de l'Europe du Nord/Ouest, est d'améliorer les connaissances sur les flux d'eau et de matières entre les deux bassins maritimes, et de définir, entre autres, quel est l'apport de la Manche à la pollution de la Mer du Nord (cf. projet «Fluxmanche» du programme européen MAST).

Dans la partie française du détroit du Pas-de-Calais, des études antérieures du gradient hydrobiologique côte-large (Dupont *et al.*, 1981 ; Brylinski *et al.*, 1984 ; Bentley, 1985) ont montré que l'on pouvait distinguer facilement les eaux côtières des eaux du large. Elles sont caractérisées par leur dessalure relative, leur turbidité (Dupont *et al.*, 1991), leur richesse en phytoplancton (Brylinski *et al.*, 1984 ; Quisthoudt, 1987) et leur teneur en polluants (Skiker *et al.*, 1988). De même, le long du pays de Caux, les peuplements benthiques présentent dans les trois premiers milles un faciès à *Conopeum* (bryozoaire), qui indique l'influence d'une dessalure côtière (Cabioc'h et Glaçon, 1977). Des dérives d'eaux issues de la baie de Seine pourraient contribuer à cette dessalure, en s'ajoutant aux effets des cours d'eau locaux et des résurgences d'eau douce.

La zone côtière, siège d'intenses interactions entre les phénomènes sédimentologiques (remises en suspension...), chimiques et biologiques, est, de plus, soumise à d'importants effets des activités humaines. Si les apports à la mer, en particulier sur le littoral Nord/Pas-de-Calais, ont fait l'objet de plusieurs études concertées (Anonyme, 1989), il est maintenant nécessaire de préciser le devenir de ces apports : transports, dispersion, confinement, complexations chimiques, utilisations par l'écosystème...

La meilleure connaissance de ces flux et de ces dispersions nécessite, d'une part, d'évaluer les transferts longitudinaux entre les deux bassins maritimes, mais aussi, d'autre part,

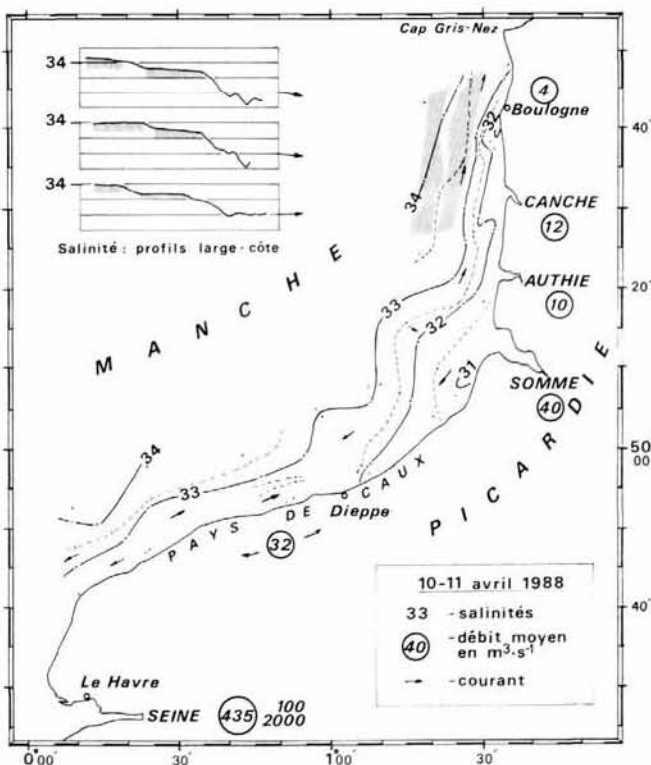


Figure 1

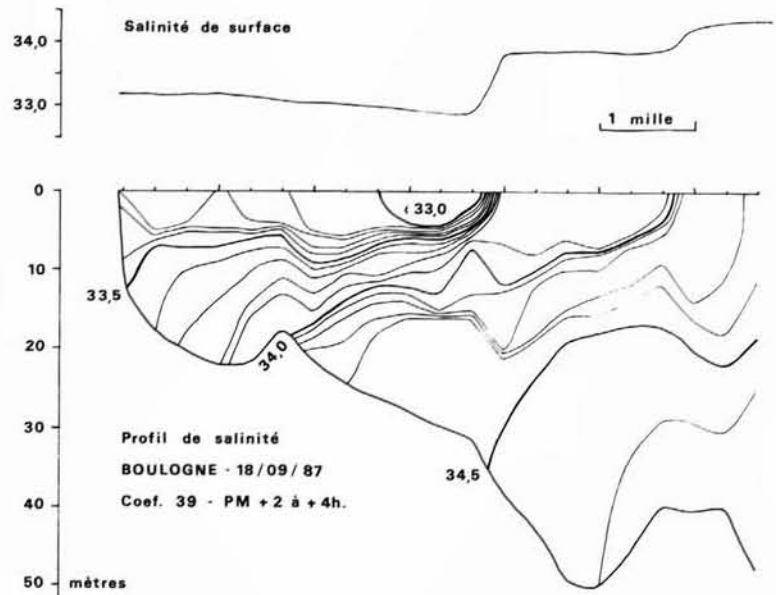
Salinité de surface dans la bande côtière des 10 milles nautiques en Manche orientale française les 10 et 11 avril 1988, et débits moyens des apports fluviaux.

Surface salinity in French coastal waters (10 miles) of the Eastern Channel (10-11 April 1988), and mean fluvial supplies.

Figure 2

Profil de salinité au droit de Boulogne-sur-Mer le 18 septembre 1987, par faible coefficient de marée (29), entre PM + 2 h et PM + 4 h.

Salinity transect off Boulogne, 18 September 1987, in neap tide (tidal range: 3.3 m.), between HW + 2 h and HW + 4 h.



de connaître l'origine des masses d'eau et de comprendre dans quelles conditions des échanges ont lieu entre les eaux côtières et les eaux du large, tant dans le cadre des problèmes sédimentaires et biologiques que dans le cadre des problèmes de pollution.

Nous présentons ici une partie des résultats acquis au cours des études pluridisciplinaires réalisées dans le Pas-de-Calais et en Manche orientale, et ayant permis de définir une zone côtière bien individualisée, dérivant vers le Nord, et appelée par le nom de code «fleuve côtier» («coastal flow»; Brylinski *et al.*, 1988).

MÉTHODE

Une mission de prospection de la zone côtière française de la baie de Seine à Boulogne a été réalisée sur une largeur de 10 milles nautiques, pour permettre l'identification structurale à grande échelle de la masse d'eau côtière. La figure 1 montre une cartographie de surface (- 2 m) de la salinité, paramètre propre à caractériser les apports telluriques. Des transects côte-large sont également réalisés dans le secteur de Boulogne-sur-Mer, coupant perpendiculairement le «fleuve côtier» et sa bordure. Les mesures portent alors tant sur la qualité de l'eau (température, salinité) que sur les matières en suspension (Dupont *et al.*, 1991) et sur la distribution du plancton lié aux masses d'eau (Brylinski, 1986; Brylinski et Lagadeuc, 1988). Les métaux traces comme le manganèse sont également utilisés comme traceurs chimiques des masses d'eau (Skiker *et al.*, 1988; Skiker, 1989).

RÉSULTATS-DISCUSSION

Structure hydrologique

Le premier facteur de différenciation de ces eaux côtières est la baisse relative de salinité due aux apports fluviaux et à leur écoulement, plaqué contre le littoral. A ceux-ci

s'ajoute, devant le pays de Caux, l'apport de nappes souterraines. Le tracé des isohalines (fig.1) dans la bande des 10 milles nautiques entre la baie de Seine et le Pas-de-Calais montre, les 10 et 11 avril 1988, par faible coefficient de marée (39-43) : a) un rapprochement à la côte des eaux du large ($S < 34$) aux niveaux du cap d'Antifer et du détroit du Pas-de-Calais, lié à une accélération des courants provoqués par ces avancées du littoral en mer; b) une apparente accumulation d'eaux dessalées ($S < 32$) dans la baie picarde.

L'examen des profils de salinité de la côte vers le large révèle la présence de zones frontales tant au large du pays de Caux, où elles apparaissent très mobiles (Dupont *et al.*, 1991), que dans le Pas-de-Calais (Brylinski et Lagadeuc, 1990). En face de la baie de Somme, au contraire, le gradient halin est faible, la salinité n'atteignant pas 33 à 10 milles des côtes. Dans le Pas-de-Calais, l'augmentation de la salinité s'effectue par paliers et, si l'on relie ces paliers d'une radiale à l'autre (fig.1), on constate que des bandes d'eau circulent parallèlement à la côte : ces paliers sont bien alignés sur les isohalines dans le secteur Authie/Canche, mais ils s'en différencient dans le secteur Boulogne/cap Gris-Nez. Les eaux côtières ne stagnent donc pas dans la baie picarde, mais progressent bien vers le Nord en se diluant avec les eaux du large. Dans le Pas-de-Calais, la limite extérieure du «F.C.» apparaît complexe (au moins en morte-eau) : elle peut être constituée d'une succession de fronts plus ou moins marqués et signalant l'intégration progressive des différents apports fluviaux au domaine marin. Le «F.C.» est en revanche très étalé en largeur dans la baie picarde, comme l'ont montré d'autres études complémentaires (Dupont *et al.*, 1991) : sa bordure externe restait néanmoins, à cette époque, bien marquée par une zone frontale, située à environ 16 milles des côtes, et prolongeant le premier front côtier du Pas-de-Calais. La Somme et les autres rivières débouchant dans la baie avaient un débit cumulé estimé à plus de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au moment des observations.

Un profil de salinité réalisé sur une radiale côte-large en face de Boulogne-sur-Mer le 18 septembre 1987, par faible

coefficient de marée (39), révèle l'existence d'une structure identique, à deux fronts successifs, mais également l'existence d'une forte stratification verticale (fig.2). Chacun des deux fronts a une pente très faible, ascendante vers le large. Un ensemble de mesures (Brylinski et Lagadeuc, 1990) montre qu'en réalité la stratification est loin d'être toujours aussi marquée : entre l'eau côtière et l'eau du large - l'une et l'autre homogènes verticalement - on observe une zone de transition stratifiée (fig.3). Cette stratification verticale n'est pas permanente. L'importance de cette stratification dépend du coefficient de marée, mais varie également au cours du cycle de la marée : elle est plus accentuée et dure plus longtemps en période de morte-eau. Au contraire, la période d'homogénéité verticale est plus longue en vive-eau (Lagadeuc et Brylinski, 1990).

Les flux transversaux

Les implications de ce phénomène sont importantes. En effet, la zone frontale peut freiner la dispersion vers le large des apports continentaux. De ce fait, il se développe dans les deux zones, côtière et du large, des écosystèmes différents.

Le 14 mars 1987, le front de salinité se situe à un peu moins de 3 milles de la côte (fig. 4). A cette date, il est maintenu vertical par les turbulences dues aux frottements sur le fond (vive-eau, coefficient 81).

Au cours de cette mission, l'étude du matériel particulaire en suspension (visuelle au MEB, et granulométrie au compteur Coulter) montre que les eaux côtières sont caractérisées par de plus fortes concentrations : la zone frontale correspond à une rupture dans cette concentration, mais également à une rupture dans la composition des

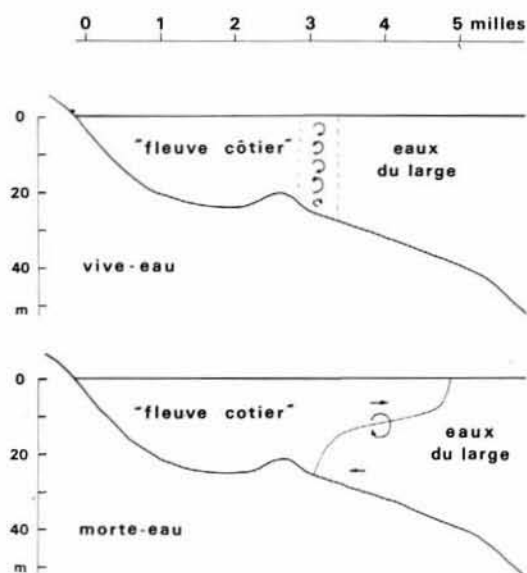


Figure 3

Structures théoriques du système eau côtière/eau du large et de leur interface dans le secteur sud du Pas-de-Calais.

General scheme of interface between French coastal and off-shore waters in the southern part of the Dover Strait.

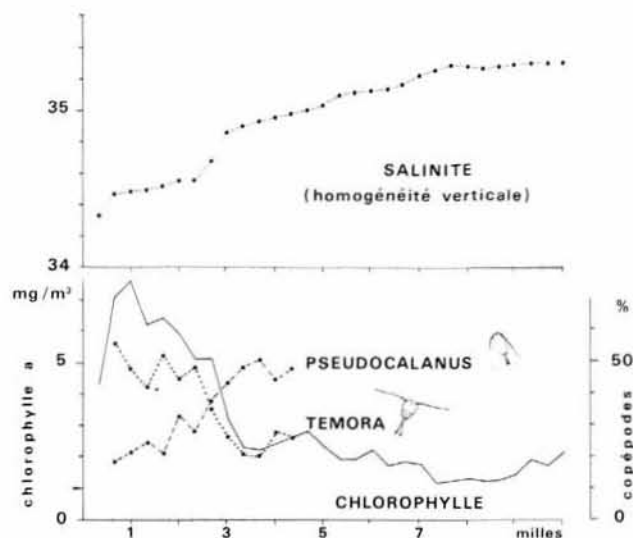


Figure 4

Salinité, chlorophyll a et copépodes sur une radiale côte-large à 3 milles au nord de Boulogne, en vive-eau (coefficient 81), le 14 mars 1987.

Salinity, chlorophyll a and copepods on a transect, 3 miles north of Boulogne, in spring tide (tidal range: 7 m.), 14 March 1987.

populations particulières. La concentration volumique et le nombre des particules les plus grosses ($> 8,6 \mu\text{m}$) chutent rapidement au large de la zone frontale (fig. 5). Les eaux côtières sont proportionnellement plus riches en fractions minérales et en agrégats. Des grains de quartz plus ou moins propres et d'un diamètre voisin de $60 \mu\text{m}$ sont présents, grains sur lesquels se trouve souvent fixée la diatomée benthique *Raphoneis amphiceros*. Cette association témoigne d'une remise en suspension active des sables et sablons dans cette zone peu profonde (inférieure à l'isobathe 25 m). Les agrégats sont en grande partie constitués de coccolithes de la craie en provenance des falaises du littoral. Ces débris de craie, de la taille des silts moyens ($5 \text{ à } 30 \mu\text{m}$), sont abondants dans la zone côtière extrême (station 1), mais leur importance diminue très rapidement pour devenir négligeable dans les eaux du large où n'en restent visibles que quelques coccolithes dispersés, de la taille de silts fins ($< 5 \mu\text{m}$). Une accumulation au niveau de la zone frontale (fig. 6) laisse penser que celle-ci joue un rôle de barrière ou de piège avant la diffusion plus au large.

A l'opposé, les échantillons du large sont caractérisés par la dominance du matériel planctonique. Alors que les coccolithes fossiles caractérisent le littoral, le coccolithophore actuel *Emiliania huxleyi* serait associé aux eaux du large, souvent aux abords des zones frontales (Holligan *et al.*, 1983). Au cours de cette mission, *Emiliania huxleyi* présente un maximum d'abondance (10^5 cell.l^{-1}) dans les eaux du large, à l'extérieur de la zone frontale. Sa forte présence dans une partie des eaux côtières, au moins jusqu'à la station 6, témoignerait alors des possibilités de diffusion particulière à travers la zone frontale, dans le sens large-côte.

Parallèlement, les concentrations en phytoplancton sont nettement plus fortes dans les eaux côtières, et diminuent

brusquement d'un facteur 3 en franchissant le front vers le large (fig. 4). L'étude de la microflore révèle des cortèges différents de part et d'autre du front (fig. 6) : les spores de *Chaetoceros diadema* et les silicoflagellés (indét.) sont respectivement observés exclusivement dans les eaux côtières et du large. *Thalassiosira rotula* présente une répartition préférentielle à la côte, alors que *Rhizosolenia* sp., tout comme *Emiliana huxleyi*, présente une répartition préférentielle au large.

Les différences hydrobiologiques se sont maintenues suffisamment longtemps pour qu'aient pu également s'établir des peuplements zooplanctoniques différents de part et d'autre de l'interface : chez les crustacés copépodes, *Temora longicornis* domine à la côte, alors que l'espèce dominante au large est *Pseudocalanus elongatus* (fig. 4). Si la dispersion des particules vers le large apparaît limitée (Brylinski *et al.*, 1984 ; Lagadeuc et Brylinski, 1987), une étude plus particulière sur *Temora longicornis* montre que cette espèce à affinités côtières présente une répartition côte-large fortement liée au coefficient de marée (Brylinski et Lagadeuc, 1988) : plaqué à la côte en période de vive-eau, elle s'étend plus au large en morte-eau. Il semble que ce phénomène soit indépendant d'un comportement migratoire de l'espèce, mais plutôt révélateur d'un phénomène hydrologique fondamental : une plus grande extension vers le large de la masse d'eau côtière en période de morte-eau (Brylinski et Lagadeuc, 1990), période pendant laquelle la dispersion des particules terrigènes et des larves méroplanctoniques d'origine littorale est favorisée.

L'utilisation du manganèse comme traceur permet de vérifier cette hypothèse. Skiker (1989) a montré que, dans le Pas-de-Calais, ce métal se trouve majoritairement sous forme dissoute, excepté en période de bloom de coccolithophores. Cet élément peut être apporté sur le site soit par les fleuves (Seine, Somme, Canche, Authie), soit par les rejets d'une usine de ferromanganèse implantée dans le port de Boulogne. Ce dernier apport serait prépondérant près des côtes boulonnaises, les premiers étant moins importants en raison de la dilution subie durant leur parcours. Les teneurs en manganèse dissous et en salinité ont été relevées en surface et en profondeur sur une radiale située au nord de Boulogne, pour des conditions de marée différentes (fig. 7). En vive-eau (coefficient 76), on observe un gradient des concentrations de manganèse dissous décroissant de la côte vers le large, et les teneurs sont homogènes dans la colonne d'eau. Ce résultat est en accord avec l'évolution de la salinité. Il est difficile de déterminer un front au cours de cette campagne, mais on peut considérer que la diffusion du manganèse est limitée à 2 ou 3 milles de la

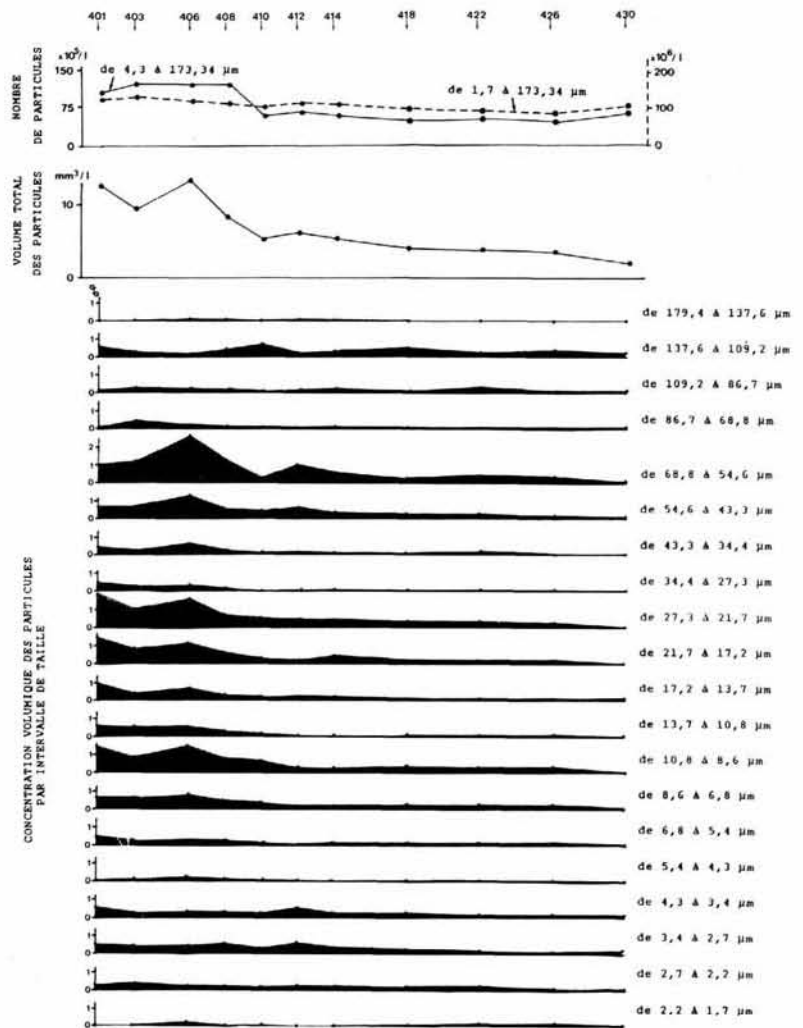


Figure 5

Évolution de la structure granulométrique des M.E.S. sur la radiale côte-large du 14 mars 1987.

Evolution of the granulometric structure of suspended matter on the transect, 14 March 1987.

côte. En morte-eau (coefficient 63), les eaux ne sont plus homogènes entre le fond et la surface, au moins jusqu'à 6 ou 7 milles de la côte. Si la limite de diffusion du manganèse est voisine du cas précédent pour les eaux du fond, il n'en est pas de même pour les eaux de surface, qui s'étalent largement, caractérisées à la fois par leur dessalure et leur teneur en manganèse dissous. Au-delà, les concentrations sont voisines de celles observées au centre de la Manche occidentale par Tappin (comm. pers.). Les eaux du centre du détroit sont donc peu affectées par la pollution côtière. Les rejets de la Seine n'atteignent pas le centre de la Manche, ce qui serait en faveur d'un «fleuve côtier» continu.

Les flux longitudinaux

Le «F.C.» conditionne le déplacement des larves méroplanctoniques et le recrutement des populations benthiques côtières qui en dépendent : ainsi, la continuité de l'écoulement côtier a pu être démontrée par un marqueur biologique, la larve méroplanctonique de

Figure 6

Qualité et quantités ($N.l^{-1}$) des particules observées au M.E.B. sur la radiale côte-large du 14 mars 1987.

Quality and quantities ($N.l^{-1}$) of particles observed by scanning electron microscopy on the transect, 14 March 1987.

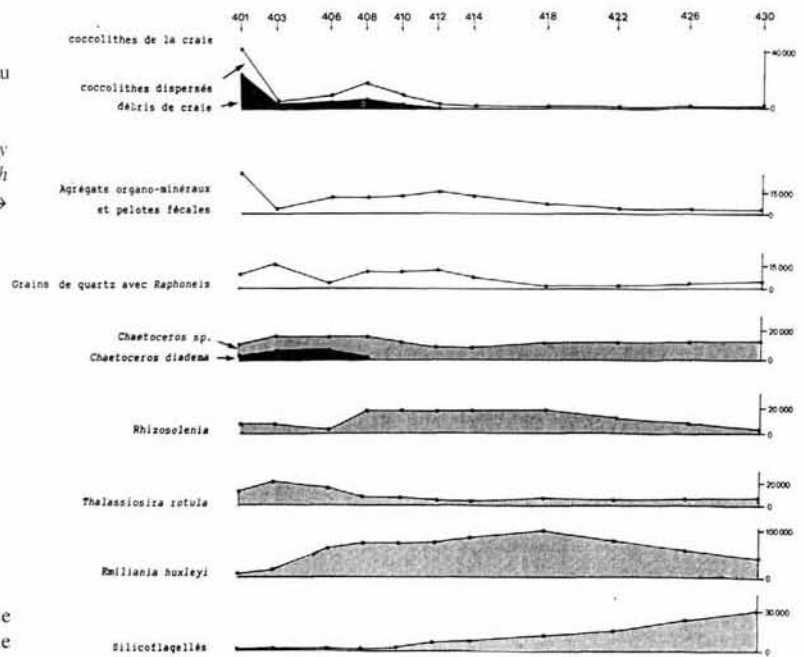
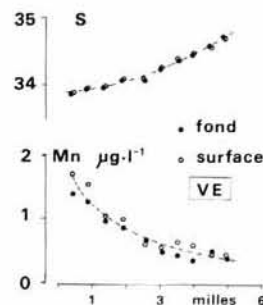
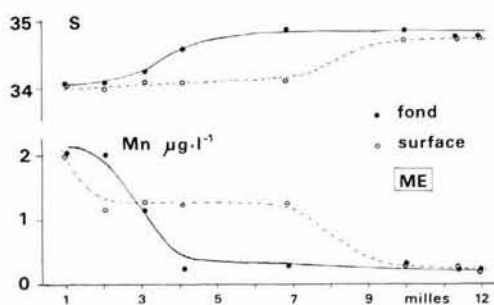


Figure 7

Évolution de la salinité et de la teneur en manganèse dissout sur la radiale côte-large les 8 septembre (morte eau) et 13 février (vive eau) 1987.

Evolution of salinity and dissolved manganese on the transect, 8 September (neap tide) and 13 February 1987.

↓



Evolution des concentrations des marqueurs particuliers le long de la radiale du 14/03/87 (les fréquences relatives sont obtenues par comptage au M.E.B. de surfaces calibrées de filtrat et exprimées en nombre de particules par litre)

Polydora ciliata (Lagadeuc et Brylinski, 1987). Sur le littoral rocheux boulonnais, cette annélide polychète constitue un isolat entre les plages sableuses de Picardie et celles des Flandres. Par l'étude simultanée des populations benthiques et de leurs larves pélagiques, il a été démontré que le premier recrutement benthique (mars-avril) était dû à un apport, par la circulation résiduelle des eaux côtières, de larves originaires du pays de Caux, à plus de 70 km au Sud. Les auteurs définissent ainsi une dérive résiduelle côtière comprise entre 1,6 et 3,3 $km.j^{-1}$.

Dans le détroit du Pas-de-Calais, où les vitesses sont maximales et où des mesures systématiques de courant ont été effectuées (Anonyme, 1968), la dérive résiduelle est estimée à 5 $km.j^{-1}$ vers le Nord-Est. Les calculs par modèles numériques montrent que la dérive serait effectivement plus élevée au centre de la Manche orientale qu'à sa bordure (Salomon et Breton, 1991). Le «F.C.» pourrait être néanmoins responsable d'une grande partie des flux existants entre la Manche et la Mer du Nord, en compensant, au moins partiellement, son plus faible débit par une plus forte concentration en éléments transportés, en particulier ceux d'origine anthropique. Les différences de turbidité peuvent en effet atteindre un rapport de 4 à 1 entre la côte et le large, la quantité de M.E.S. pouvant

dépasser 20 $mg.l^{-1}$ près de la côte au niveau du cap Gris-Nez (Brylinski *et al.*, 1984). Cette valeur élevée peut concerner l'ensemble du détroit dès que le vent se lève, en raison des mises en suspension à partir du fond (Quisthoudt *et al.*, 1987).

Une estimation des flux relatifs, en direction de la Mer du Nord, ne pourra se faire qu'en estimant le volume des différentes masses d'eaux considérées, côtières et du large. Des données, telles

que présentées sur la figure 1, ou acquises par exemple à l'aide de la télédétection, ne seront pas toujours suffisantes pour estimer avec précision les volumes des masses d'eau concernées, par simple extrapolation des valeurs de surface à l'ensemble de la colonne d'eau ; et par la suite, également, pour estimer leur contenu en particules ou substances dissoutes et les flux correspondants. En effet le recouvrement partiel de deux masses d'eau contiguës, c'est-à-dire l'extension de la zone frontale stratifiée, peut parfois prendre une dimension non négligeable par rapport à la largeur du «F.C.», particulièrement en période de morte-eau (fig. 2, 3, 7 ; Brylinski et Lagadeuc, 1990).

CONCLUSION

Les études pluridisciplinaires réalisées en Manche orientale et Pas-de-Calais depuis quelques années ont montré que les apports fluviaux étaient relativement peu exportés vers le large, mais qu'ils semblaient collectés par la circulation côtière des courants de marée, alternatifs et parallèles à la côte. Leur circulation résiduelle s'effectue de la Manche orientale vers le Pas-de-Calais, dans une bande côtière d'environ 3 à 5 milles de large, s'élargissant

localement au droit de la baie de Somme. Cette structure est, à l'origine, définie par sa dessalure relative due à l'intégration des apports fluviaux. Ensuite, à partir de cette différence de salinité entre les eaux côtières et les eaux du large, les conditions hydrodynamiques permettent l'établissement d'une interface à caractère frontal. Un tel phénomène est également observé le long de la côte ouest de l'Écosse : les eaux de la mer d'Irlande, dessalées par leur mélange avec les eaux de la Clyde, s'écoulent vers le Nord, séparées des eaux de l'Atlantique Nord par une interface frontale d'origine haline, continue de la surface vers le fond (Hill et Simpson, 1989).

En Manche orientale, le «fleuve côtier» peut se caractériser secondairement par un ensemble de paramètres diversifiés et considérés comme autant de marqueurs, ayant trait à la chimie, la géologie et la

biologie. Grâce à sa stabilité, cette structure hydrologique permet le développement d'un écosystème propre, différencié de celui du large. L'existence de ce «fleuve côtier» (confinement à la côte des apports continentaux et continuité de l'écoulement longitudinal) confirme que la gestion de l'environnement marin côtier ne peut se faire sans tenir compte des zones littorales, non seulement voisines mais également lointaines, en amont et en aval.

Remerciements

Les campagnes à la mer ont été réalisées à bord des N/O *Sepia II* et *Pluteus II*, dont nous remercions les équipages. Ce travail a été réalisé avec la collaboration technique de D. Hilde et I. Zimmerlin, dans le cadre du «Groupe de Recherches Manche» (GDR 19) du CNRS.

RÉFÉRENCES

- Anonyme** (1968). Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. Service Hydrographique de la Marine, Paris, 287 pp.
- Anonyme** (1989). Le littoral de la région Nord/Pas-de-Calais : Apports à la mer. Rapports scientifiques et techniques de l'IFREMER n°15, 151 pp.
- Bentley D.** (1985). Caractéristiques physicochimiques des eaux du détroit du Pas-de-Calais. *J. Rech. océanogr.*, **10**, 2, 69-71.
- Brylinski J.-M.** (1986). Méthode de détection des gradients faunistiques : les courbes F.C.T. Répartition du zooplancton au large du cap Gris-Nez (France). *Océanologica Acta*, **9**, 4, 457-467.
- Brylinski J.-M. et Y. Lagadeuc** (1988). Influence du coefficient de la marée sur la répartition côte/large d'une espèce planctonique à affinités côtières : *Temora longicornis* (crustacé copépode). *C. r. Acad. Sci., Paris*, **307**, 3, 183-187.
- Brylinski J.-M. et Y. Lagadeuc** (1990). L'interface eaux côtières/eaux du large dans le Pas-de-Calais (côte française) : une zone frontale. *C. r. Acad. Sci., Paris*, **311**, 2, 535-540.
- Brylinski J.-M., J. Dupont et D. Bentley** (1984). Conditions hydrobiologiques au large du cap Gris-Nez (France) : premiers résultats. *Océanologica Acta*, **7**, 3, 315-322.
- Brylinski J.-M., L. Cabioch, G. Chabert d'Hières, J.-P. Dupont, S. Frontier, P. Guéguéniat, R. Lafite, Y. Lagadeuc, E. Puskaric, M. Skiker et M. Wartel** (1988). La notion de «fleuve côtier» dans les études océanographiques en Manche orientale. *XIV^{ème} colloque de l'U.O.F., Wimereux, 2-3 mars 1988. J. Rech. océanogr.*, **13**, 1-2, 66.
- Cabioch L. et R. Glaçon** (1987). Distribution des peuplements benthiques en Manche orientale, du cap d'Antifer à la baie de Somme. *C. r. Acad. Sci., Paris*, **285**, D, 209-212.
- Dupont J., D. Bentley et A. Richard** (1981). Suivi hydrobiologique du détroit du Pas-de-Calais. *J. Rech. océanogr.*, **6**, 1, 16.
- Dupont J.-P., R. Lafite, M.-F. Huault, M. Lamboy, J.-M. Brylinski et P. Guéguéniat** (1991). L'apport des mesures physicochimiques et de la caractérisation des matières en suspension dans l'étude de la dynamique des masses d'eaux en Manche orientale. *Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales, Lille, 20-22 mars 1990, Oceanologica Acta*, n° sp. II, ce volume, 177-186.
- Eisma D. et J. Kalf** (1979). Distribution and particle size of suspended matter in the southern bight of the North Sea and the Eastern Channel. *Neth. J. Sea Res.*, **13**, 2, 298-324.
- Eisma D. et G. Irión** (1988). Suspended matter and sediment transport. in : *Pollution of the North Sea. An assessment*. Salomons et al., éditeurs, Springer Verlag, 20-35.
- Hill A.E. et J.H. Simpson** (1989). On the interaction of thermal and haline fronts : the Islay front revisited. *Estuar. coast. Shelf Sci.*, **28**, 495-505.
- Holligan P.M., M. Viollier, D.S. Harbour, P. Camus et M. Champagne-Philippe** (1983). Satellite and ship studies of coccolithophores production along a continental shelf edge. *Nature*, **304**, 339-342.
- Lagadeuc Y. et J.-M. Brylinski** (1987). Transport larvaire et recrutement de *Polydora ciliata* (annélide polychète) sur le littoral boulonnais. *Cah. Biol. mar.*, **28**, 537-550.
- Lagadeuc Y. et J.-M. Brylinski** (1990). Modélisation de la variabilité d'un front côtier en vue d'une optimisation de la stratégie d'échantillonnage. *XVI^{ème} colloque U.O.F., Roscoff, 7-8 juin 1990*.
- Maddock L. et R.D. Pingree** (1982). Mean heat and salt budgets for the Eastern English Channel and the southern bight of the North Sea. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **62**, 559-575.
- Postma H.** (1990). Transport of water and sediment in the Strait of Dover. in : *Facet of modern biochemistry*. Ittekkot et al., éditeurs, Spinger Verlag, 147-154.
- Prandle D.** (1978). Monthly-mean residual flows through the Dover Strait, 1949-1972. *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **58**, 965-973.
- Quisthoudt C.** (1987). Production primaire phytoplanctonique dans le détroit du Pas-de-Calais (France) : variations spatiales et annuelles au large du cap Gris-Nez. *C. r. Acad. Sci., Paris*, **304**, 3, 10, 245-250.
- Quisthoudt C., D. Bentley et J.-M. Brylinski** (1987). Discontinuité hydrobiologique dans le détroit du Pas-de-Calais. *J. Plankt. Res.*, **9**, 5, 995-1002.
- Salomon J.-C. et M. Breton** (1991). Courants de marée et courants résiduels dans la Manche. *Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales, Lille, 20-22 mars 1990, Oceanologica Acta*, n° sp. II, ce volume, 47-53.
- Skiker M.** (1989). Comportement du manganèse dans les eaux marines du détroit du Pas-de-Calais. *Thèse, Université des Sciences et Techniques, Lille Flandres-Artois*. 161pp.
- Skiker M., E. Puskaric, M. Hoenig et M. Wartel** (1988). Le manganèse dans l'eau de mer : dosage et étude de sa dispersion dans le détroit du Pas-de-Calais. *Rencontres internationales de Biochimie marine. Les journées du G.A.B.I.M., Liège 22-24 octobre 1987. Oceanis*, **14**, 4, 453-460.
- Van Alfen J.S.L.J.** (1990). A mud balance for Belgian-Dutch coastal waters between 1969 and 1986. *Neth. J. Sea Res.*, **25**, 1-2, 19-30.
- Wyrtki K.** (1952). Der Einfluss des Windes auf die Wasserbewegungen durch die Strasse von Dover. *Dt. hydrogr. Z.*, **5**, 21-27.

