

Fronts
Plancton
Nutrilites
Marée
Circulation

Fronts
Plankton
Nutrients
Tides
Circulation

Fronts hydrologiques au large des côtes françaises : Les sites-ateliers du programme Frontal

Alain SOURNIA^a, Jean-Michel BRYLINSKI^b, Serge DALLOT^c, Pierre LE CORRE^d, Michel LEVEAU^e, Louis PRIEUR^f, Catherine FROGET^e

^a Station Biologique de Roscoff. Adresse actuelle: Laboratoire de Géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle; 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

^b Station Marine, B.P. 80, 62930 Wimereux.

^c Station Zoologique, CEROV, B.P. 28, 06230 Villefranche-sur-Mer.

^d Laboratoire d'Océanographie Chimique, 6, avenue V. Le Gorgeu, 29287 Brest cédex.

^e Centre d'Océanologie de Marseille, Faculté des Sciences de Luminy, Case 901, 13288 Marseille cédex 9.

^f Laboratoire de Physique et Chimie Marines, CEROV, B.P. 8, 06230 Villefranche-sur-Mer.

Reçu le 02/11/89, révisé le 15/05/90, accepté le 12/06/90.

RÉSUMÉ

Des études sur les fronts hydrologiques ont été entreprises par divers laboratoires côtiers français depuis un nombre variable d'années. Ces recherches étant coordonnées depuis 1987 dans un programme national, nous présentons ici pour chaque site un état comparatif des connaissances et des problématiques, en procédant du nord au sud.

Le *front du Pas-de-Calais*, très resserré dans ce détroit, très instable et encore peu étudié, est déterminé par un écoulement côtier d'eaux d'origine continentale et se voit modelé dans le temps et dans l'espace par la marée. Le plateau continental armoricain à l'ouest du Finistère offre trois exemples-types de structures frontales: à la sortie de la rade de Brest et de la baie de Douarnenez, le *front interne de marée de la mer d'Iroise*; vers le milieu du plateau lui-même, le *front de marée d'Ouessant*; aux accores de la pente continentale, le *front de talus du golfe de Gascogne et de la mer Celtique*. Les deux premiers ont pour origine la variation spatio-temporelle de l'énergie dissipée par les courants de marée tandis que le front de talus est régi par les interactions entre vent et ondes internes. Dans leur ensemble, les recherches sur les fronts du plateau continental armoricain sont les plus avancées et les mieux conceptualisées (modélisation physique, cycle des nutrilites, pyramide alimentaire, production primaire, effets respectifs des diverses périodes de la marée). Le *front de panache* situé au débouché du Rhône dans le golfe du Lion se prête particulièrement, d'une part à une modélisation physique appuyée par des mesures au radar, d'autre part à l'étude du devenir de la matière organique accumulée à l'interface frontale. Enfin, le bassin liguro-provençal offre le cas d'école d'un *front géostrophique permanent de moyenne échelle*. Cette structure, ainsi que les caractéristiques qui en découlent (cellules de convection et transfert oblique de la matière en profondeur) apportent une clef nouvelle pour l'interprétation de l'écosystème pélagique dans ce bassin.

Ces divers fronts constituent un ensemble diversifié et complémentaire de sites-ateliers utilisables comme modèles expérimentaux. Chacun d'eux a démontré, d'une manière qui lui est propre, l'originalité et l'intérêt des processus frontaux: prédominance de la moyenne (voire de la petite) échelle, interactions privilégiées entre le physique et le biologique, mise en œuvre de l'énergie auxiliaire, effets d'interface, productivité biologique souvent accrue. Les progrès futurs sont strictement conditionnés à la disponibilité de techniques et de moyens matériels spécifiquement adaptés aux échelles frontales; signalons ainsi: profils acoustiques de courant par effet Doppler, mesures multiparamé-

mesures continues *in situ*, échantillonnage stratifié du zooplancton, repérage acoustique des biomasses planctoniques et nectoniques.

Oceanologica Acta, 1990, 13, 4, 413-438.

ABSTRACT

Hydrological fronts off the coasts of France: a review

Investigations on the hydrological fronts have been undertaken in various coastal laboratories of France for a varying number of years and are coordinated within a national program since 1987. A comparative state-of-the-art is presented here from North to South.

In the narrow passage of the Straits of Dover, between the English Channel and the North Sea, an unstable, recently discovered *coastal front* is forced by a northward flow of less saline water of continental origin, and it is modulated in time and space by the tides. The continental shelf off Brittany (Atlantic Ocean and entrance of the English Channel) exhibits three typical examples of frontal structures: at the mouth of the bays of Brest and Douarnenez, the *internal tidal front of the Iroise Sea*; at about the middle of the shelf, the *Ushant tidal front*; and above the slope, the *shelf front of the Gulf of Gascogne and Celtic Sea*. The two former structures are governed by variations of the energy dissipated by tidal currents whereas the shelf front is produced by the interactions between wind and internal tide. Altogether, the fronts off Brittany have been the more intensively studied as regards physical modelling, nutrient cycling, primary production, trophic webs, and the respective effects of tidal periodicities on the ecosystem. The *plume front of the River Rhône* (Gulf of Lions, Mediterranean Sea) has recently led to a radar-based physical modelling of the plume and to studies of the fate of the organic matter which is accumulated at the frontal interface. Last, the Ligurian Sea between France and Corsica (Mediterranean Sea) provides the typical case of a *meso-scale, geostrophic front*. The recognition of the latter, together with the associated convection cells and oblique downward transport of matter towards depth, proved to be a fruitful tool for the understanding of the pelagic ecosystem in this area.

These diverse fronts provide a mutually complementary set of experimental sites which can be easily reached from the coastal laboratories. The knowledge and experience gained there may be extrapolated in the future to fronts of larger or world-wide scale. Each of these fronts has revealed, in a way of its own, the originality and interest of frontal processes, namely: privileged interactions between physics and biology, introduction of high amounts of auxiliary energy into biological systems, interface effects, dominance of meso-scale (if not fine-scale) phenomena, and frequently increased biological productivity. Future progress will heavily rely on the availability of sampling and measuring techniques specifically adapted to the frontal scales, such as: acoustic Doppler current profiling, continuous *in situ* measurements for as many variables as possible, stratified sampling of the zooplankton, acoustic localization of the planktonic and nektonic biomasses.

Oceanologica Acta, 1990, 13, 4, 413-438.

INTRODUCTION

Il n'est plus besoin de justifier l'importance et l'intérêt des fronts hydrologiques, cette notion étant maintenant intégrée à tous les véhicules intellectuels de l'océanographie contemporaine: colloques internationaux (Swallow *et al.*, 1981), études concertées (Fogg, 1985), synthèses (Denman, Powell, 1984; Le Fèvre, 1986), bibliographies (Gilham *et al.*, 1985), ouvrages de synthèse (Fedorov, 1986) et, chaque année, des dizaines de publications spécifiques dans les périodiques internationaux. On sait que ces interfaces, issues de contraintes physiques diverses, se rencontrent à toutes les échelles spatio-temporelles de l'océan mondial, que de fortes quantités d'énergie y sont dissipées ou transformées et que des interactions privilégiées entre le physique, le chimique

et le biologique en font souvent des lieux de productivité accélérée.

Le programme « Frontal » ⁽¹⁾ s'est donné pour objectifs, d'une part une meilleure compréhension des processus frontaux, d'autre part l'évaluation du bilan de production d'un front par rapport à une région océanique donnée. Le programme bénéficie de l'existence, à proximité des laboratoires côtiers, de plusieurs types de fronts bien caractérisés, considérés de ce fait comme sites-ateliers pour quelques années. En chacun d'eux, une tradition de recherches océanographiques souvent

⁽¹⁾ Lancé en 1987 par l'Institut National des Sciences de l'Univers (C.N.R.S.), « Frontal » est devenu en 1989 l'une des composantes du Programme National sur les Flux Océaniques (P.F.O.), qui représente lui-même la contribution française à JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study).

ancienne a défini le contexte hydrologique et les principaux gradients, préparant ainsi le terrain pour des études spécifiquement frontologiques. Nous nous proposons ici de faire le point sur l'état des connaissances de ces divers fronts, car ceci n'a donné lieu qu'à un document synthétique de diffusion très limitée (Blanc, 1985), et d'en tirer quelques perspectives pour les recherches futures.

LE FRONT DU PAS-DE-CALAIS

Les caractéristiques hydrologiques générales de la Manche orientale sont assez bien connues (Anon., 1981; Taylor *et al.*, 1981; Maddock, Pingree, 1982; Agoumi *et al.*, 1983) alors que les études planctoniques globales sont peu nombreuses (Holligan *et al.*, 1976; Boucher, 1981). Si les modélisations courantologiques ou hydrobiologiques apportent une bonne vision de l'ensemble du bassin (Pingree, Griffiths, 1978; Agoumi, 1985; Agoumi *et al.*, 1985; Djenidi *et al.*, 1986), elles ne permettent pas d'étudier avec précision les zones où les phénomènes locaux sont prépondérants. Tel est le cas de la région du Pas-de-Calais (fig. 1) pour laquelle un maillage nouveau a dû être mis en place.

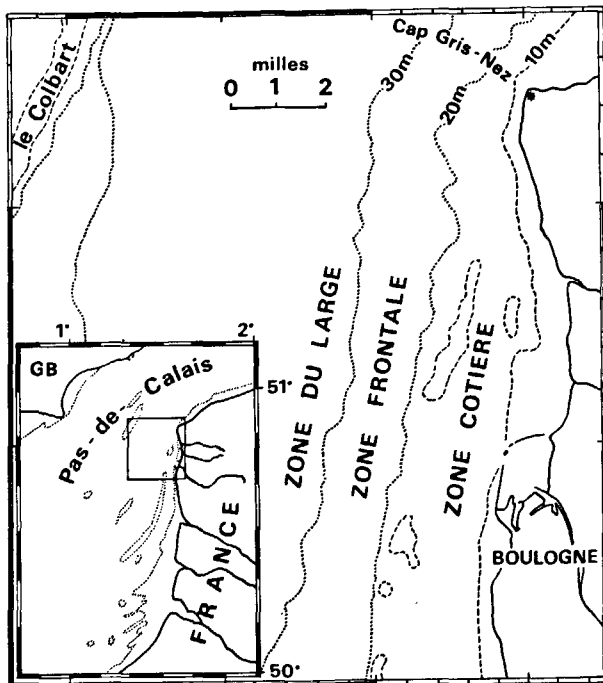


Figure 1
Zone d'étude du front côtier dans le Pas-de-Calais.
Study area of the coastal front in the Straits of Dover, between France and Great Britain.

Le « fleuve côtier »

Dans le Pas-de-Calais, la résiduelle des courants de marée alternatifs entraîne eaux et particules vers la mer du Nord à raison de 5 km par jour environ (Anon., 1968). Plus que partout ailleurs en Manche, les transferts longitudinaux l'emportent ici sur les transferts transversaux (Pingree *et al.*, 1975); les études récentes ont bien montré l'existence de plusieurs masses d'eau

circulant en bandes parallèles de la Manche vers la mer du Nord (fig. 1). L'intrusion bien individualisée des eaux atlantiques dans l'axe de la Manche orientale a, par exemple, été observée grâce à l'emploi de traceurs géochimiques (Guéguéniat *et al.*, 1987) et biologiques (Quisthoudt *et al.*, 1987; Brylinski *et al.*, 1988a). Par ailleurs, courantologie et topographie individualisent, le long de la côte, des eaux dont la signature continentale est attestée par toutes les variables physiques, chimiques et biologiques mesurées. Cette bande d'eau côtière est entretenue par de nombreux apports fluviaux dont les plus importants, bien que les plus lointains, sont ceux de la Seine et de la Somme qui totalisent un débit moyen annuel de près de $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Cet écoulement côtier longitudinal a reçu le nom de « fleuve côtier » (Brylinski, 1986; Brylinski *et al.*, 1988b). Sa continuité a pu être vérifiée grâce à l'étude d'un traceur biologique (Lagadeuc, Brylinski, 1987): le premier recrutement benthique annuel de l'annélide *Polydora ciliata* dans le Pas-de-Calais est dû à un apport, par la circulation résiduelle des eaux côtières, de larves originaires du Pays-de-Caux, 70 km plus au sud.

Les travaux océanographiques des 10 ou 15 dernières années se sont, en premier lieu, attachés à définir les gradients côte-large sous leurs divers aspects. Après une première étude comparative des caractéristiques hydrologiques et planctologiques de deux stations situées l'une à la côte et l'autre à 5 km au large de Boulogne-sur-Mer (Brylinski, 1975), une série de campagnes en travers du détroit a permis de caractériser nettement les deux types d'eaux (Dupont *et al.*, 1981; Brylinski *et al.*, 1984; Bentley, 1985).

Parallèlement, et dès les débuts de l'océanographie spatiale, les mesures simultanées *in situ* et par télédétection aéroportée (Viollier *et al.*, 1978) au large du cap Gris-Nez montrent de bonnes corrélations entre les deux méthodes d'analyse du gradient côte-large par la température et la turbidité. L'utilisation généralisée de cette méthodologie demeure cependant délicate dans le Pas-de-Calais car, si les panaches turbides sont facilement décelables (Baussart *et al.*, 1979; Viollier *et al.*, 1981), ils ne constituent pas moins des mélanges incessants de turbidité d'origine variée et difficilement dissociables optiquement (Viollier *et al.*, 1985): remises en suspension de particules à partir des hauts-fonds sableux ou à partir du littoral (effets de cap), apports fluviaux, ou poussées phytoplanctoniques.

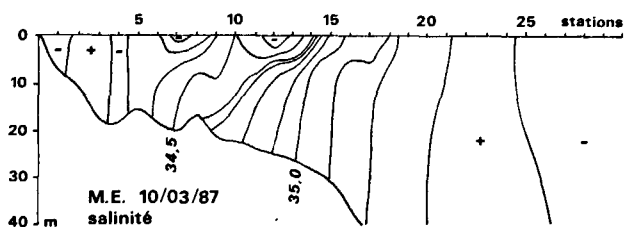


Figure 2
Profils de salinité sur une radiale côte-large entre Boulogne-sur-Mer et le cap Gris-Nez en période de morte eau.
Salinity along a transect from the coast (between Boulogne-sur-Mer and the cap Gris-Nez) to the open sea during neap tide.

L'écart thermique entre eaux du large et eaux côtières dépasse rarement 1°C sur 10 km, les eaux côtières étant les plus chaudes en été (jusqu'à 19°C) et les plus froides en hiver (3°C). Les différences de salinité peuvent atteindre 1,5 (fig. 2). Les différences de turbidité peuvent atteindre un rapport de 4/1, la quantité de matières en suspension pouvant dépasser 20 mg l⁻¹ près de la côte. La biomasse du phytoplancton dans le fleuve côtier est importante (> 10 µg l⁻¹ Chl. *a*) ainsi que sa production potentielle, mais les calculs de l'indice production/biomasse semblent indiquer, au contraire, une augmentation vers le large (Quisthoudt, 1987; Gentilhomme, 1988). Quant aux populations zooplanctoniques, elles se distinguent dans les deux zones par la présence exclusive ou préférentielle de certaines espèces (Brylinski, 1986). Ainsi, les copépodes *Temora longicornis* et *Euterpina acutifrons* dominent dans les eaux côtières et *Acartia clausi* au large. *Centropages typicus* et *Candacia armata* traduisent la pénétration des eaux atlantiques alors que les larves méroplanctoniques d'espèces littorales telles que *Polydora ciliata* et *Balanus balanoides* restent confinées dans les eaux côtières.

Au vu de l'ensemble de ces caractéristiques, les eaux du fleuve côtier et celles du large peuvent être considérées comme deux écosystèmes distincts entre lesquels les échanges apparaissent complexes (Brylinski, 1986; Brylinski, Lagadeuc, 1988).

Le front

L'approche frontologique s'est développée, ces dernières années, de pair avec l'intensification des campagnes et, surtout, l'emploi d'une sonde CTD permettant la réalisation de profils horizontaux et verticaux continus. En surface, tous les gradients observés se resserrent à une distance de 3-5 milles de la côte (fig. 2). Des études plus précises de la structure hydrologique dans la zone de transition montrent que cette dernière correspond à une véritable zone frontale que l'on peut considérer comme la rive gauche du fleuve côtier. Elle agit partiellement comme une barrière qui freine la dilution vers le large des polluants métalliques comme le manganèse (Skiker *et al.*, 1988) et limite la perte vers le large des larves méroplanctoniques des peuplements benthiques côtiers (Lagadeuc, Brylinski, 1987).

Entre les eaux côtières et les eaux du large — les unes et les autres verticalement homogènes — on observe une zone de transition (fig. 2) plus ou moins stratifiée et parfois un phénomène de convergence typique des fronts océaniques. Cet effet de convergence est rendu visible dans les couches superficielles par l'accumulation d'algues vertes (macrophytes) flottant en lignes parallèles à la côte. La stratification n'est pas permanente mais sujette à l'influence des périodicités de la marée. La forte variabilité observée est liée aux cycles de la marée: vive-eau, morte-eau (VE-ME, 14 jours), pleine mer, basse mer (PM-BM, 12 h 30); ainsi, la stratification est plus accentuée et dure plus longtemps en période de morte-eau (fig. 2) alors que la période homogène est plus longue en vive-eau (Lagadeuc, Brylinski, 1988). Au demeurant, toutes les sources de la variabilité spatio-temporelle n'ont pas encore été explorées (conditions météorologiques, apports fluviaux, etc.).

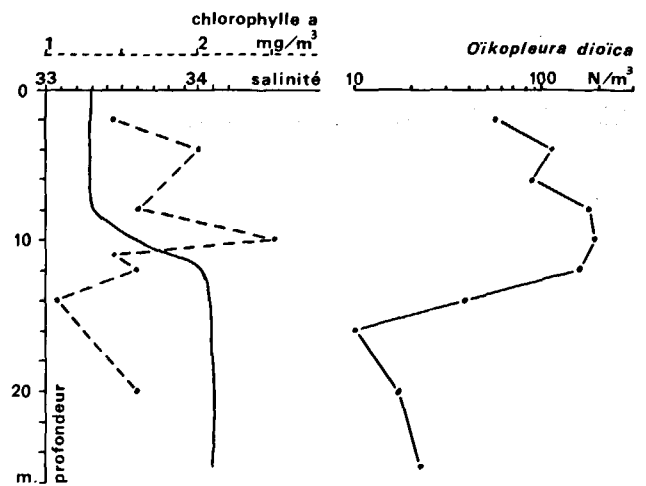


Figure 3

Stratification en zone frontale dans le Pas-de-Calais (12 avril 1988; PM-1, coeff. marée 57): salinité, concentration en chlorophylle et abondance d'une espèce représentative du zooplancton.

Stratification in the frontal zone of the Straits of Dover (April 12, 1988, one hour before high tide, tidal coefficient 57): salinity, chlorophyll content, and abundance of a characteristic zooplankton species.

Bien que la zone frontale semble intervenir sur la répartition des biomasses phyto- et zooplanctoniques (fig. 3), le déterminisme de ce phénomène reste à préciser et, si des maximums locaux de chlorophylle ou de production primaire ont pu être observés au voisinage de la pycnocline (Gentilhomme, 1988), la réalité d'un éventuel effet d'ergocline (Legendre, Demers, 1985; Legendre *et al.*, 1986) reste à démontrer. En raison du mouvement rapide des masses d'eau, une biomasse néoformée pourrait ne pas être visible sur place car rapidement exportée et diluée dans les zones voisines. L'hypothèse d'un effet favorisant le développement de certaines espèces zooplanctoniques dans les eaux du large limitrophes de la zone intermédiaire a déjà été proposée (Brylinski, 1986).

LES FRONTS DU PLATEAU CONTINENTAL ARMORICAIN

Le plateau continental de l'Europe du nord-ouest, large et peu profond, est parmi les plus étendus de l'océan mondial. De par sa topographie et aussi en raison de communications directes avec le plein océan, les phénomènes de marée y sont très accentués: environ 10% de l'énergie dissipée par la marée dans l'océan mondial (Dietrich, 1963; Simpson et Bowers, 1981). Les courants de marée, aux variations spatiales considérables, jouent un rôle essentiel sur la structure de la colonne d'eau et ses variations au cours de l'année. Lorsque l'énergie dissipée par le frottement du courant sur le fond est suffisante pour contrecarrer l'effet de stratification induit en surface par le réchauffement estival (ou le transport d'eaux dessalées en hiver), la colonne d'eau reste homogène. A l'inverse, lorsque cette énergie est trop faible, une stratification thermique (ou haline) peut se mettre en place. En été, la frontière entre les secteurs stratifié et brassé est très marquée: les variations de la température superficielle peuvent atteindre 3-4°C en quelques kilomètres et forment de véritables fronts thermiques.

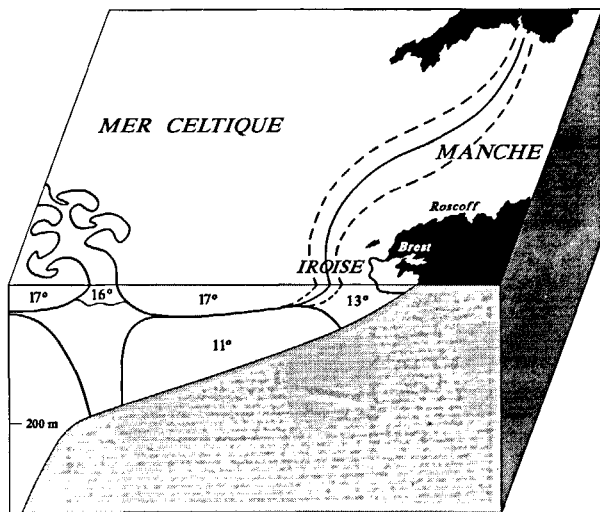


Figure 4

Vue schématique du plateau continental armoricain montrant les 3 types de fronts. D'est en ouest: front côtier de l'Iroise; front d'Ouessant (en tireté: sa zone de balancement); front du talus.

Diagram of the Armorican continental shelf showing the 3 types of fronts. From east to west: coastal tidal front of the Iroise Sea; Ushant tidal front (mean outline and outer limits); shelf front.

La portion relativement réduite de ce plateau située à l'ouest de la Bretagne (fig. 4) rassemble, à elle seule, toutes les particularités qui font l'originalité de l'ensemble. Les courants de marée sont intenses (souvent de l'ordre de 2-3 nœuds) et couvrent sensiblement toute la plage des variations (de 0,5 à 8 nœuds). On trouve dans ce secteur un système de fronts de marée aussi diversifié que celui qui existe sur la totalité du plateau continental. Parmi ces fronts, celui d'Ouessant est le plus connu et souvent présenté comme l'exemple-type du *front de marée* (Holligan, 1981; Le Fèvre, 1986). Le front interne de la mer d'Iroise, d'extension plus faible et établi sur des fonds de 30-50 m seulement, est un *front côtier de marée*. Autre particularité, le talus continental très marqué: à la limite de la plaine abyssale, la profondeur varie rapidement de 4000 à 200 m sur une distance horizontale voisine de 50 km. L'interaction entre cet accident topographique et le passage de la marée barotrope engendre une marée interne de forte amplitude (Mazé, 1983); la quantité d'énergie dissipée constitue là un maximum mondial (Baines, 1982). Il est aujourd'hui avéré que ces phénomènes sont à l'origine de la tache froide repérée au voisinage du talus et de la mer Celtique (Le Corre, Tréguer, 1976 a-b; Pingree, Mardell, 1981) et représentent un troisième cas-type: celui du *front de talus*.

Ces rappels mettent en évidence la grande diversité hydrologique du plateau continental armoricain et des secteurs adjacents. Les recherches, favorisées par la proximité de plusieurs centres océanographiques britanniques ou français, ont été intensives ces dernières années. Bien qu'ils fassent partie d'un même ensemble et qu'ils aient tous la marée pour élément moteur, chacun des trois types va maintenant être examiné séparément.

Le front d'Ouessant

Si l'existence de secteurs stratifié et homogène en Manche occidentale est connue depuis le début du siècle

(Matthews, 1911), les processus physiques mis en jeu sont restés longtemps mal définis. Les premiers investigateurs attribuaient au vent un rôle déterminant; il fallut attendre les années 50 pour que la cause du phénomène soit clairement explicitée. A cette époque, Dietrich (1950) met en évidence le rôle prépondérant des courants de marée et montre que la turbulence nécessaire pour maintenir homogène la colonne d'eau résulte du frottement des courants sur le fond. Il constate aussi que l'efficacité du brassage dépend à la fois de la vitesse du courant et de la hauteur de la colonne d'eau. Plus récemment, le développement de modèles numériques de courants a permis de quantifier les phénomènes: on a pu prédire avec une bonne approximation l'emplacement des fronts de marée sur l'ensemble du nord-est du plateau continental européen, et celui du front d'Ouessant en particulier (Pingree, Griffiths, 1978; Mariette, Le Cann, 1985). Enfin, depuis les années 70, l'utilisation de la télédétection dans l'infrarouge, soit aéroportée (Dechambenoy *et al.*, 1977), soit satellitaire (Pingree, 1978), permet d'établir des tracés instantanés, synoptiques et répétitifs.

Du point de vue biologique, Grall *et al.* (1971) furent les premiers à souligner le caractère frontal de la discontinuité thermique d'Ouessant; leurs observations, qui reliaient la distribution du plancton aux variations de température, furent le point de départ des études intensives, tant britanniques que françaises, qui sont détaillées dans les revues de Holligan (1981) et de Le Fèvre (1986). La présence au voisinage du front de fortes biomasses phytoplanctoniques pouvant atteindre le stade d'«eaux colorées» a été établie par Pingree *et al.* (1975, 1977), Grall (1976) et Holligan (1979) et confirmée par les observations satellitaires (Holligan *et al.*, 1983 a; Le Fèvre *et al.*, 1983; Viollier *et al.*, 1987; Grepma, 1988 a). L'origine de ces biomasses et, plus généralement, le fonctionnement trophique du système frontal, restent toutefois mal définis (voir plus loin).

Description physique

Le front thermique se met en place à l'entrée de la Manche et en mer d'Iroise à la fin du printemps. Il est localisé à quelques kilomètres au large de l'île d'Ouessant et s'accroche à la côte près de la pointe du Raz. Etabli de manière stable en été, le front révèle néanmoins dans son tracé des fluctuations souvent rapides qui résultent en partie de la formation, en bordure du front, de tourbillons le plus souvent cycloniques et de durée de vie limitée (quelques jours). On distingue typiquement (fig. 4):

- au large, un domaine stratifié: eaux chaudes superficielles (15-17°C) séparées des eaux sous-jacentes froides («eau du bourrelet» à 11-12°C; voir Vincent, Kurc, 1969) par une thermocline bien marquée ($\Delta t = 5^\circ\text{C}$);
- plus près de la côte, le domaine homogène: colonne d'eau homotherme (là où le brassage est total) et relativement froide (12,5-14°C).

En surface, le front marque la limite entre eaux chaudes du large et eaux froides côtières (fig. 4). La situation est différente en profondeur (fig. 5): le gradient de température s'inverse et le front marque alors la limite

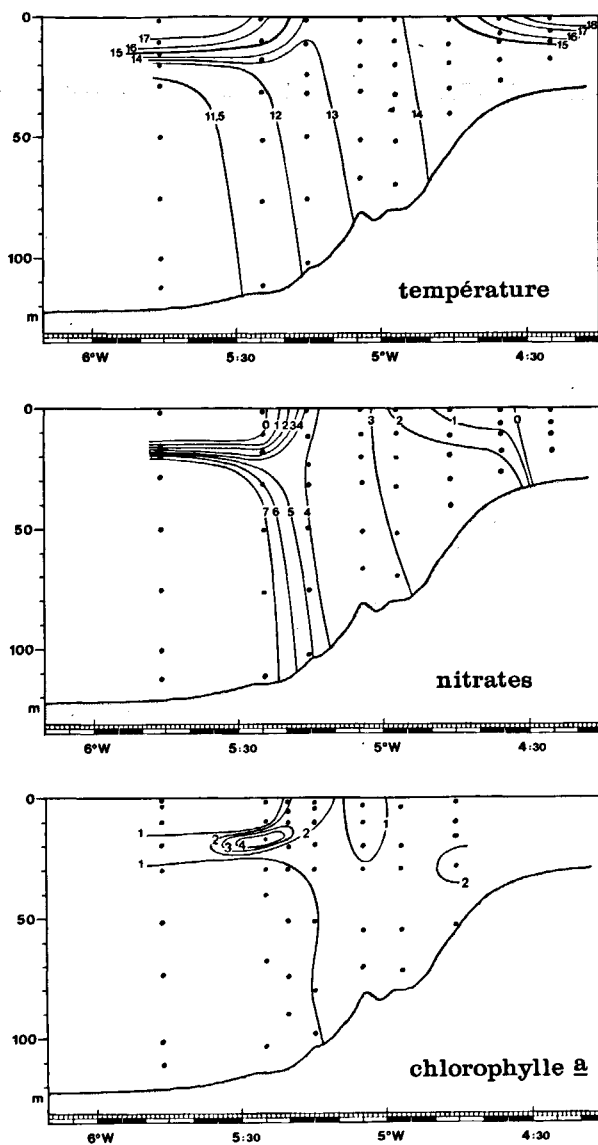


Figure 5
Radiale est-ouest traversant le front de marée d'Ouessant, 18-20 septembre 1982 (campagne Satir-Dynatlant II); noter à l'extrême droite le front interne de l'Iroise. Modifié d'après Le Corre & Mariette (1985).

East-west transect through the Ushant tidal front, Sept. 18-20, 1982 (cruise Satir-Dynatlant II); the internal front of the Iroise Sea can be seen at the right. Modified after Le Corre and Mariette (1985).

entre les eaux froides du bourrelet et celles relativement plus chaudes du domaine homogène.

L'extension du domaine brassé est minimale à la hauteur de la baie de Douarnenez, où front d'Ouessant et front côtier se rapprochent l'un de l'autre. Lorsque l'effet de stratification est suffisant (morte-eau, beau temps prolongé), le front peut être rompu et se présenter alors sous la forme de deux taches isolées, l'une autour de l'île de Sein, l'autre dans les parages d'Ouessant. En réponse aux différentes pulsions auxquelles il est soumis (effet du vent, des diverses périodes de la marée...), le front peut se déplacer de quelques milles (voire quelques dizaines de milles à l'entrée de la Manche) par rapport à sa situation moyenne, d'où une « zone de balancement » (fig. 4).

Le régime de circulation associé au front de marée

demeure encore relativement mal connu. Simpson et Bowers (1981) le caractérisent dans un schéma théorique par une convergence superficielle le long de la ligne de front, un remontée de faible intensité du côté homogène et des courants résiduels parallèles à la ligne de front et en équilibre quasi géostrophique avec le gradient de densité. L'équilibre est instable et les cisaillements transfrontaux entraînent la formation de tourbillons de dimension et de durée de vie limitées. La présence de tels tourbillons est, en effet, habituelle sur le front d'Ouessant (Pingree, 1978); ils semblent jouer un rôle important dans le transfert d'énergie et de matière à travers le front ainsi que dans le développement du phytoplancton (Pingree *et al.*, 1979).

De manière générale, les convergences en surface sont souvent identifiées par l'accumulation d'écume, d'organismes ou de divers débris flottants. Ceci a bien été vérifié sur le front d'Ouessant; Grall *et al.* (1971), en particulier, ont montré une accumulation d'œufs de poissons à la ligne du front. Ces observations plutôt qualitatives ont été confirmées par des mesures physiques directes, de type lagrangien, en 1980 et 1982. Les suivis de bouées dérivantes en mer d'Iroise, lors de la campagne Satir-Dynatlant II (Le Corre, Mariette, 1985) ont ainsi montré que le courant résiduel de part et d'autre du front est bien parallèle à la ligne du front, qu'il existe, du moins dans le domaine stratifié, un mouvement vers le front, et que le cisaillement du courant s'effectue, non seulement le long du front, mais aussi en zone stratifiée de part et d'autre de la thermocline.

Modélisation physique

Pingree et Griffiths (1978), prenant en compte les travaux de Simpson et Hunter (1974) et de Fernhead (1975), ont établi un modèle mathématique simple permettant de localiser la position des fronts de marée. Le principe repose sur une comparaison de l'énergie dissipée par la marée et de l'énergie potentielle de mélange nécessaire à contrebalancer l'effet de stratification. Ce modèle a été utilisé avec succès sur l'ensemble du plateau continental du Nord-Est européen. Mariette et Le Cann (1985) l'ont employé en mer d'Iroise selon une grille plus serrée et en utilisant le modèle des courants de marée de Mariette *et al.* (1982). Leurs résultats soulignent la faible valeur des paramètres de stratification autour des îles de Sein et d'Ouessant; ils rendent compte aussi des structures en taches évoquées précédemment.

Mariette (1983) a simulé numériquement la formation du front thermique d'Ouessant à partir d'un modèle unidimensionnel de structure verticale de l'océan. Sa simulation dérive d'un modèle de thermocline à couche homogène (Niiler et Krauss, 1977). Elle montre que, d'avril à juin, des périodes de faible stratification thermique alternent avec des périodes où la colonne d'eau est homogène. Il est tout à fait vraisemblable que cette alternance influe sur les processus de production primaire au printemps. Le front thermique se met en place durant la première quinzaine de juin dans les zones à forts gradients horizontaux de courants. Les résultats de la modélisation sont en accord, dans leurs

grandes lignes, avec les observations à la mer effectuées à cette époque.

Description chimique et biologique

Au large, les eaux superficielles sont épuisées en nitrates (fig. 5) tout en conservant des teneurs non négligeables en phosphates et silicates; les concentrations en chlorophylle sont également très faibles ($< 0,2 \mu\text{g l}^{-1}$ chl. *a*). En dessous de la thermocline, les eaux froides du bourrelet, sous-saturées en oxygène, sont riches en nitrilites ($7 \mu\text{atg l}^{-1}$ N-NO₃). Un maximum de chlorophylle est trouvé au voisinage de la thermocline; relativement peu marqué (de l'ordre de $1 \mu\text{g l}^{-1}$), il est peuplé d'une majorité de Dinoflagellés (Grall *et al.*, 1981) ou bien de petits Flagellés (Holligan *et al.*, 1984; Videau, 1987). Plus précisément, la prédominance reviendrait aux premiers ou aux seconds selon que la différence des températures entre le bourrelet et la couche de surface est inférieure ou supérieure à 6°C (Pingree *et al.*, 1978). Les transferts à travers le front, activés par les structures tourbillonnaires, et les mélanges verticaux, peuvent contribuer à lever par intermittence la carence en nitrilites (Pingree *et al.*, 1979).

Dans le domaine homogène, la distribution des nitrilites dépend de l'intensité du mélange. Au voisinage du front, là où la colonne d'eau est relativement profonde (> 80 m) et le brassage suffisant pour maintenir en permanence un flux rapide de nitrilites, la zone euphotique n'est jamais épuisée. La situation est différente au voisinage du front côtier: en période de stabilité accrue, l'épuisement en nitrilites peut y être quasi total (Morin, 1984). La zone homogène proprement dite est caractérisée par des teneurs en chlorophylle homogènes verticalement et modérément élevées ($< 2 \mu\text{g l}^{-1}$), ainsi que par la prédominance des diatomées (Grall *et al.*, 1981; Videau, 1987).

Le trait le plus marquant de la zone de balancement du front est son anomalie positive en biomasse phytoplanctonique. De fortes teneurs en chlorophylle sont, en effet, habituelles en surface sur le versant stratifié du front; toutefois, si des concentrations de 10 - $50 \mu\text{g l}^{-1}$ ont été observées occasionnellement (Pingree *et al.*, 1979; Grall *et al.*, 1981; Le Fèvre *et al.*, 1983; etc.), les nombreuses mesures réalisées par Morin (1984) et le Corre (inédit) près d'Ouessant indiquent que la gamme habituelle est de 2 - $5 \mu\text{g}$. On notera aussi que le maximum n'est habituellement pas superficiel mais se localise, le plus souvent, au niveau auquel la thermocline s'infléchit vers la surface (fig. 5). Du point de vue taxinomique, une espèce est dominante et quasi pérennante (en périodes d'eaux colorées ou non), le dinoflagellé *Gyrodinium cf. aureolum* (réf. in Partensky, Sournia, 1986); des développements intensifs du coccolithophoride *Emiliana huxleyi*, atteignant le stade d'«eaux blanches», sont cependant connus (Grepma, 1988a). Ces maximums de biomasse ne se retrouvent guère chez le zooplancton, bien que les données disponibles soient en nombre limité (Holligan *et al.*, 1984; Le Fèvre, 1986). Seules quelques espèces montrent une distribution liée à la structure frontale: tel est le cas du copépode neustonique *Anomalocera patersoni* dont les forts effectifs seraient tributaires du mouvement de

convergence (Grall *et al.*, 1981) et celui du ptéropode microphage *Limacina* sp., indicateur présumé d'une chaîne trophique de type détritique (Voisin, 1987; Le Fèvre, Frontier, 1988). Enfin, les concentrations en acides aminés dissous peuvent être plus élevées au voisinage du front (Poulet *et al.*, 1984) et les densités bactériennes maximales sont mesurées dans la couche de surface à l'ouest du front (Holligan *et al.*, 1984; Jacq, Prieur, 1985, 1986; Grepma, 1988b).

Fonctionnement du système

L'hypothèse la plus courante depuis Pingree *et al.* (1978) pour justifier l'accroissement de la productivité primaire au voisinage du front est celle d'un compromis: production limitée par l'énergie lumineuse en zone homogène du fait d'un brassage excessif, production limitée par les nitrilites en zone stratifiée en raison d'une stabilité excessive, production optimale entre les deux zones... Une hypothèse voisine et n'excluant pas la précédente réside dans la complémentarité chimique des deux types d'eaux (Savidge, 1976). On notera toutefois que les taux de croissance mesurés en mer, pour la première fois directement, par Videau (1988) étaient tout à fait lents. Dans l'ensemble, le fonctionnement de l'écosystème (ou: des écosystèmes) reste mal compris et plusieurs questions restent en suspens.

– Comment les biomasses peuvent-elles être élevées ou (exceptionnellement) très élevées, surtout si le taux de croissance est lent? Les teneurs en nitrilites mesurées ne peuvent pas rendre compte des concentrations extrêmes en chlorophylle. La migration verticale des Dinoflagellés, souvent invoquée, n'a pas encore été mise en évidence dans cette région, même si une consommation accrue de nitrilites a été notée sous la thermocline. Dans l'alternative, les cellules phytoplanctoniques pourraient être concentrées passivement par convergence. La non-consommation par le zooplancton est une troisième possibilité; en effet, *Gyrodinium cf. aureolum* semble très mal utilisé par les consommateurs potentiels (Holligan *et al.*, 1984; Birrien, 1987; Gill, Harris, 1987).

– Cette dernière observation amène une seconde question: les biomasses végétales produites sont-elles consommées directement par le zooplancton ou bien recyclées par les bactéries et celles-ci consommées par les micro-hétérotrophes? Dans le cas de la zone stratifiée, où de faibles effectifs phytoplanctoniques sont accompagnés de fortes densités zooplanctoniques, peut-on conclure, avec Holligan *et al.* (1984) à une exploitation optimale par les herbivores? Notons que la situation serait plutôt inverse au voisinage du front (Le Fèvre, 1986).

– Quelle est la part des bactéries dans le réseau trophique? Les numérations bactériennes effectuées (voir plus haut) ainsi que les mesures d'assimilation des sels azotés par le phytoplancton indiqueraient une prédominance de la régénération en surface dans la couche stratifiée.

– Y a-t-il exportation de la biomasse ou de ses produits de dégradation? Les courants le long du front, parfois intenses, peuvent véhiculer le carbone produit précédemment pendant des périodes plus calmes. On

sait, en effet, que les eaux colorées peuvent disparaître rapidement et, apparemment, « sans laisser de traces » (Birrien, 1987).

Avant de quitter le front d'Ouessant, on mentionnera sa particularité d'être fertilisé périodiquement en nitrilites par le cycle morte eau/vive eau (14,7 jours). A mesure qu'augmente l'amplitude de la marée, le bourrelet froid s'érode et il se produit un transfert ascendant de nitrilites vers le front. Cet apport est ensuite consommé lorsque, le brassage diminuant d'intensité, le phytoplancton se trouve alternativement en régime stratifié ou homogène selon le stade du cycle morte-eau/vive-eau (Morin, 1984; Morin *et al.*, 1985). Eu égard à leur temps de génération plus long, il a été envisagé que les herbivores n'aient pas la possibilité de s'adapter aux caractéristiques des poussées phytoplantoniques — celles-ci étant à la fois fugaces et localisées; cette idée a été avancée pour rendre compte du mauvais couplage entre les maillons planctoniques primaire et secondaire (Le Fèvre, 1986; Le Fèvre, Frontier, 1988). Ceci devra être confirmé expérimentalement par l'étude pluridisciplinaire d'un cycle morte-eau/vive-eau selon une stratégie appropriée.

Le front du talus continental de la mer Celtique

Lorsque la thermocline est établie sur le plateau continental de la mer Celtique et dans le domaine océanique du golfe de Gascogne, une bande d'une centaine de kilomètres de large et de 1-2°C plus fraîche que les eaux avoisinantes s'étend le long du talus, orientée comme ce dernier du nord-ouest au sud-est (fig. 4). Ce phénomène était connu depuis Cooper (1947, 1952), sinon avant. Le Corre et Tréguer (1976 *a-b*) ont relevé des teneurs élevées de nitrilites aux abords du talus et des anomalies positives en chlorophylle comme en zooplancton ont été remarquées par J.-R. Grall et par J. Le Fèvre (in: Le Corre, Tréguer, 1976 *c*). Il a fallu attendre les années 70 et l'avènement de la télédétection — comme dans le cas du front d'Ouessant — pour que l'importance du phénomène soit pleinement appréciée, les images satellitaires mettant en évidence à la fois l'étendue spatiale de la tache et sa permanence, à des degrés divers, pendant tout l'été. Plusieurs hypothèses physiques ont alors été confrontées. Pingree *et al.* (1978) et Heaps (1980) reprennent tout d'abord l'explication classique par un upwelling, démentie pourtant par la permanence du phénomène (en particulier, quelle que soit la direction du vent). Dickson *et al.* (1980) attribuent la tache froide à une remontée engendrée par l'interaction entre les ondes de Kelvin se propageant le long du talus et le talus lui-même. Cependant, Cooper (1947) avait pressenti l'intervention d'ondes internes se propageant dans les couches profondes (> 1 000 m); les divers travaux de R. Mazé et de R. D. Pingree ont établi que des ondes internes de forte amplitude sont formées au niveau de la thermocline (Mazé, 1980, 1983, 1987; Pingree, Mardell, 1981, 1985; Pingree *et al.*, 1982, 1985; Le Tareau *et al.*, 1983; Mazé *et al.*, 1986). Ces ondes internes, formées lors du passage de l'onde de la marée barotrope sur le talus, et interagissant avec la turbulence due au vent, engendrent et entretiennent la tache froide. Le modèle de Mazé (1980) simule la

propagation de la marée barotrope et met en évidence la formation d'ondes internes de période M_2 (12 h), dont l'amplitude est maximale aux abords du talus (jusqu'à 60 m) et décroît rapidement vers le large et vers la côte. Le modèle a été affiné successivement; l'onde, d'abord supposée stationnaire, a ensuite été considérée comme se propageant de part et d'autre du talus (Mazé, 1983; Mazé *et al.*, 1986). Les effets non linéaires ont été pris en compte (Pingree *et al.*, 1984; Mazé, 1987) afin de simuler au mieux les observations de mouvements internes particulièrement complexes (solitons, ondes de haute fréquence). L'interaction entre vent et marée interne, responsable du mélange vertical, est détaillée par Mazé (1983) et Mazé *et al.* (1986); en période de vent accusé, le refroidissement s'effectue par paliers selon une période de 12 h et les mesures ont confirmé sur ce point le modèle.

Les travaux chimiques et biologiques n'ont pas atteint le degré de raffinement de la physique. Il est cependant acquis que les ondes internes provoquent des injections de nitrilites dans la couche euphotique (Holligan *et al.*, 1985; Pingree *et al.*, 1986; Le Corre, Morin, 1987). La périodicité de ces injections est la même que celle des ondes internes (12 h 15 min); il reste à quantifier l'intensité des transferts verticaux.

Les répartitions spatiales des nitrilites, de la chlorophylle et du zooplancton indiquent toutes des structures en taches (Holligan *et al.*, 1983 *b*; Le Tareau *et al.*, 1983; Le Corre, Morin, 1987; Voisin, 1987; Le Fèvre *et al.*, 1988). Or le modèle physique de Serpette et Mazé (1989), qui prévoit la variation spatiale d'amplitude de la marée interne, montre également différents noyaux d'intensité maximale (fig. 6). Ceci tend à confirmer que la fertilisation est essentiellement assurée par la marée interne; de plus, la réponse du maillon zooplanctonique montre que les organismes brouteurs sont dominants,

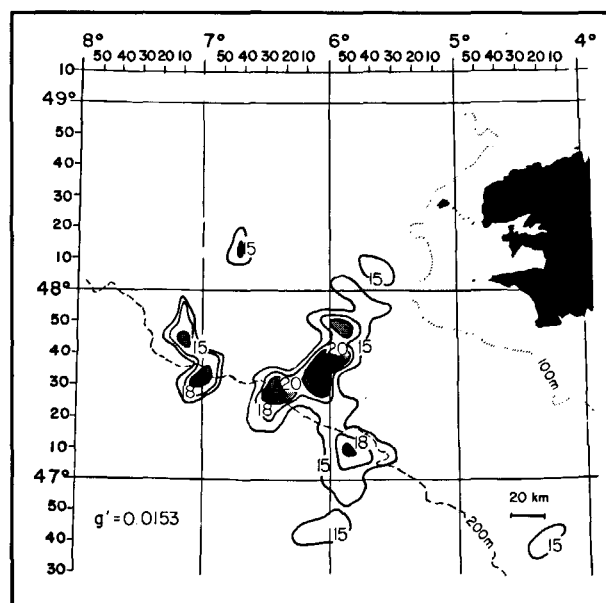


Figure 6
Variation géographique du marnage de la marée interne pour la composante M_2 . Marnage en mètres; g' : gravité réduite, en $m s^{-2}$ (in Serpette, Mazé, 1989).

Geographical range of the amplitude of the M_2 internal tide. Amplitude in metres; g' : reduced gravity, $m sec^{-2}$ (in Serpette and Mazé, 1989).

c'est-à-dire que la chaîne trophique sur le talus est, à la différence du front d'Ouessant, de type herbivore (Voisin, 1987; Le Fèvre, Frontier, 1988; Le Fèvre *et al.*, 1988).

A ce stade, les données chimiques et biologiques doivent être considérées comme préliminaires; elles n'en sont pas moins révélatrices d'un système original, dont l'intérêt économique est avéré (pêcheries actives et zone de reproduction du maquereau et du chinchard: Arbault, Boutin, 1968).

Le front interne de l'Iroise

Initialement mis en évidence par Hirschberger (1962), ce front est d'extension relativement faible (de la pointe Saint-Mathieu à la pointe du Raz; cf. fig. 4). Il n'avait fait l'objet que d'observations ponctuelles (Le Fèvre, Grall, 1970; Morin, 1984) effectuées lors de travaux plus importants consacrés au front d'Ouessant. Les études récentes de Birrien (1987) et de Birrien *et al.* (1987), effectuées sur une base saisonnière, ont permis d'examiner les conditions de mise en place de ce front, sa nature physique et ses conséquences sur l'écosystème pélagique.

Le front interne de l'Iroise peut être présenté, à différents titres, comme un modèle réduit du front d'Ouessant. Les similitudes sont les suivantes :

- tous deux sont des fronts de marée et répondent au cycle morte-eau/vive-eau de 14,7 jours;
- le phytoplancton est dominé (du moins jusqu'à maintenant) par le Dinoflagellé *Gyrodinium cf. aureolum*, éventuellement au stade d'eaux colorées;
- les poussées phytoplanctoniques ne sont ni accompagnées ni suivies de développements correspondants de zooplancton; tout au contraire, l'exclusion semble jouer dans les cas d'eaux colorées (Birrien, 1987).

Quatre différences ou singularités sont, en revanche à mentionner :

- les étendues géographiques respectives sont bien différentes (fig. 4);
- le front interne n'est pas de nature seulement thermique: il est fortement halin au printemps (advection d'eaux dessalées provenant du Sud de la Bretagne);
- ce front, à l'inverse du précédent, sépare: à l'est, des eaux stratifiées, à l'ouest, des eaux homogènes;
- lors du cycle morte-eau/vive-eau, la régénération s'effectue localement et sous le front, celui-ci s'auto-fertilisant en période de vive-eau.

LE FRONT RHODANIEN

Le front rhodanien (fig. 7) est à classer parmi les fronts de panache de type halin (« plume fronts »). Il est délimité par l'enveloppe de la nappe de dilution, celle-ci étant caractérisée par de forts gradients halins et parfois (en hiver) thermohalins, ainsi que par de forts gradients de turbidité. Le front recoupe la surface de façon très marquée à l'est du panache et de façon plus diffuse à l'ouest (Blanc, Leveau, 1973; Arfi, 1987). L'évolution spatio-temporelle du panache et de son

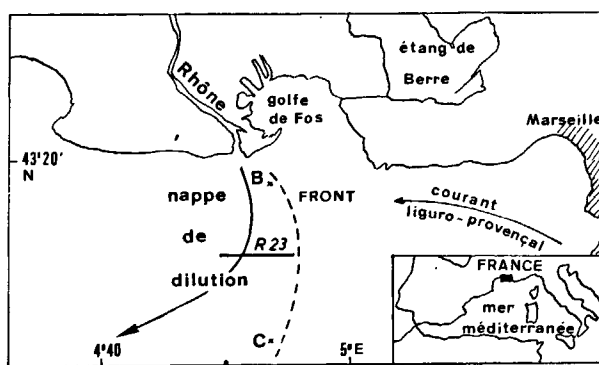


Figure 7

Zone d'étude du front rhodanien. Tireté: localisation du front oriental; flèche: direction de l'écoulement du « lit marin » du Rhône.

The plume front of the River Rhone in the Gulf of Lions. Dashed line: eastern front; arrow: outflow of the River Rhone.

enveloppe dépendent, d'une part de la variabilité de débit et de température des eaux du Rhône, d'autre part de la géomorphologie et des caractéristiques physico-chimiques et hydrodynamiques du milieu récepteur ainsi que des conditions météorologiques régionales. Les principaux paramètres sont les suivants :

- le Rhône draine un bassin versant de 95 000 km²; son débit moyen est de 1 600 m³ s⁻¹ (de 900 à 6 000) La charge totale en seston déversée annuellement en mer est d'environ 5.10⁶ t (Leveau, Coste, 1987). Les eaux du Rhône, très eutrophes, véhiculent vers la mer 76 600 t a⁻¹ d'azote inorganique et 8 400 t a⁻¹ de phosphore (Coste *et al.*, 1985);
- le milieu récepteur: il s'agit du golfe du Lion entre Marseille et le cap Creus, soit une superficie de 11 000 km²; la profondeur moyenne est de 90 m. Le plateau continental, entaillé au sud par de nombreux canyons, est baigné par les eaux oligotrophes du courant liguro-provençal, de direction est-ouest et d'un débit de quelques millions de m³ s⁻¹ (Cl. Millot, comm. pers.).

Les recherches antérieures au programme Frontal

Les travaux nombreux et divers qui se sont déroulés jusqu'à 1987 dans l'embouchure du Rhône et le proche golfe du Lion avaient le plus souvent pour objectif d'évaluer l'impact des apports rhodaniens sur le milieu marin, tant sur les modifications des structures que sur le fonctionnement général des écosystèmes estuarien et pélagique; cet objectif est d'ailleurs conservé dans certains programmes actuels. Si les phénomènes proprement frontaux ne sont étudiés que depuis 1988, les données accumulées jusque-là n'en ont pas moins préparé le terrain. Les travaux de Coste et Minas (1967); Blanc *et al.* (1969), Coste (1971, 1974); Blanc et Leveau (1973); Coste *et al.* (1985); Freije (1985); Arfi (1987) notamment et les campagnes Eurhogli, Pélagolion, Rhône et Dypol ont révélé l'existence fréquente de forts gradients entre les eaux méditerranéennes, oligotrophes et peu chargées, et les eaux dessalées et turbides d'origine fluviale.

Les eaux du Rhône qui s'écoulent en mer ont tout d'abord une direction NW-SE, puis s'incurvent rapide-

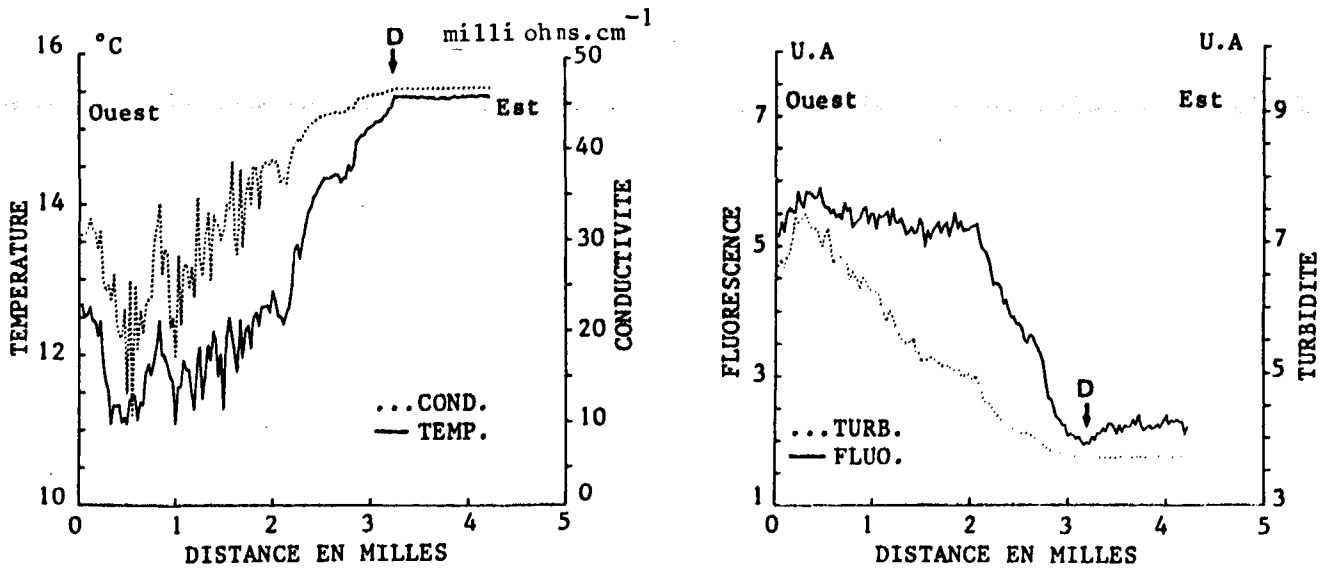


Figure 8
 Radiale ouest-est en sub-surface dans le panache du Rhône (voir Radiale 23 sur la figure 7) le 13 décembre 1986. D: limite de la nappe de dilution. (in Lochet, 1987).

West-east subsurface transect through the plume front of the River Rhone (see Transect 23 on Figure 7). December 13, 1986. D: limit of the plume. (From Lochet, 1987).

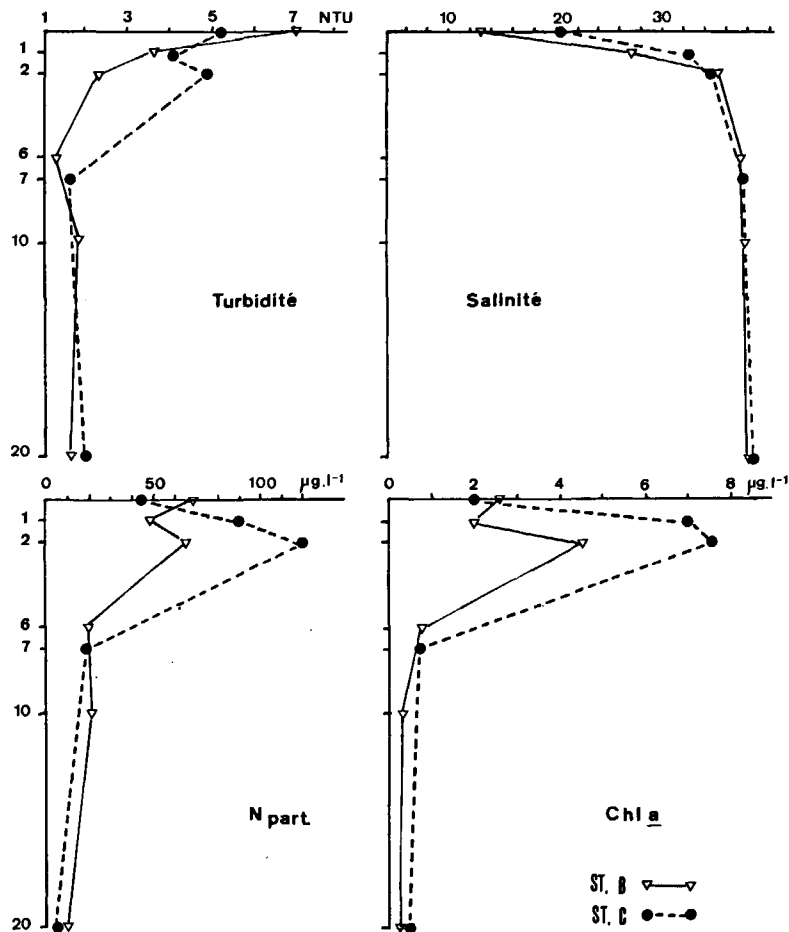


Figure 9
 Profils de turbidité, salinité, azote particulaire et chlorophylle a aux stations B (V) et C (●) dans le panache rhodanien. Noter l'augmentation sensible de chlorophylle et d'azote au niveau de l'enveloppe frontale (-2 m).

Vertical distribution of turbidity, particulate nitrogen and chlorophyll a at stations B (V) and C (●) in the plume of River Rhone. Peaks in nitrogen and chlorophyll content can be noted at the freshwater/seawater interface at 2m depth.

ment vers le sud et le sud-ouest (fig. 7). A proximité de l'embouchure se produit un phénomène de jet correspondant à ce que Blanc et Leveau (1973) ont appelé le « lit marin » du Rhône. De part et d'autre, les eaux s'étalent régulièrement en surface. Par temps calme, un front très distinct est visible à l'est de l'embouchure tandis que la limite ouest de la nappe est beaucoup plus diffuse. Les mesures continues en subsurface (0,5 m) sur un profil E-W réalisé à 5 km de l'embouchure du Grand Rhône (point D) pendant la période hivernale (Lochet, 1987) montrent la présence d'un front thermohalin (fig. 8). Ce front se caractérise par la chute des températures et de la conductivité à l'ouest du point D alors que, à l'inverse, les valeurs de turbidité et de fluorescence augmentent rapidement dans la nappe de dilution.

L'extension horizontale du panache est bien mise en évidence par la télédétection. Les mesures de réflectance dans le visible par le capteur CZCS (Demarcq, 1985) ainsi que les prélèvements *in situ* de la campagne Eurhogli (Freije, 1985) montrent que la limite sud du panache est ordinairement située à quelques dizaines de kilomètres de l'embouchure, mais parfois jusqu'à 100 km. En prenant l'isohaline 37 pour limite du panache, Tournier (1969) a mis en évidence les déplacements saisonniers liés aux variations de débit du fleuve. Par ailleurs, l'emploi de la télédétection dans l'infra-rouge révèle l'incidence des conditions météorologiques (force et direction des vents) sur l'orientation et l'extension du panache thermique (Demarcq, 1985).

Selon la verticale, un fort gradient thermohalin est couramment observé à proximité de l'embouchure, vers 5 m en hiver et 2-3 m en été, tandis que, en bordure de la nappe, il se localise à quelques décimètres ou centimètres de la surface.

Les profils verticaux réalisés en hiver (Lochet, 1987) par mesure continue de la température et de la conductivité permettent de repérer la profondeur de l'enveloppe frontale. En revanche, les mesures de fluorescence et de turbidité se révèlent moins précises que les précédentes pour la détermination de cette profondeur. En effet, à cette période de l'année, la très forte charge particulière des eaux se traduit en mer par une sédimentation accrue. L'enveloppe frontale ne jouant alors que partiellement son rôle de barrière, toute la colonne d'eau est enrichie en particules en voie de sédimentation, qui masquent le niveau précis de l'interface. Par ailleurs, la forte turbidité observée de la surface au fond ne permet pas aux communautés phytoplanctoniques de se développer en profondeur, malgré l'existence d'une forte charge nutritive. Le maximum de fluorescence s'observe en surface et non au niveau de l'enveloppe frontale; il résulte de la dilution des apports allochtones (Rhône) et non d'un accroissement local de la biomasse phytoplanctonique marine.

Au printemps, les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques varient dans l'espace avec l'éloignement de l'embouchure par suite de changements de l'hydrodynamisme et de la sédimentation (fig. 9):

— dans la zone proche du débouché (station B), en dehors du lit marin du fleuve, les gradients verticaux sont très marqués pour ce qui est de la salinité et de la turbidité. Ils le sont toutefois beaucoup moins pour

la chlorophylle et l'azote particulaire dont les teneurs présentent une augmentation notable au niveau de l'interface. Ces maximums résultent, d'une part, de l'accumulation du matériel détritique fluvial dont la sédimentation est ralentie au niveau de l'enveloppe frontale, d'autre part de l'accroissement de la biomasse phytoplanctonique marine qui utilise la forte réserve nutritive présente à ce niveau;

— plus loin de l'embouchure (station C), l'augmentation de la salinité, la plus grande stabilité des masses d'eau, la baisse de la turbidité et une charge nutritive encore suffisamment forte permettent à la biomasse phytoplanctonique de s'accroître, au niveau de l'enveloppe frontale, beaucoup plus qu'à la station B (fig. 9).

Du point de vue taxinomique, les communautés phyto- et zooplanctoniques dans la nappe de dilution sont peu structurées (faibles indices de diversité) et composées d'espèces euryhalines opportunistes et de petite taille (Jacques, 1970; Blanc, Leveau, 1973). Les cas d'eaux rouges restent cependant exceptionnels (Blanc, Leveau, 1972; Pérès *et al.*, 1986).

L'opération Panache de 1988

1988 a vu, en même temps que le lancement du programme national Frontal, celui de recherches spécifiquement frontologiques au débouché du Rhône (Leveau *et al.*, sous presse). Les campagnes Panache ont été vouées exclusivement à cette fin et les campagnes Pélagolion III et IV lui ont prêté leur concours. La problématique actuelle peut être résumée dans le schéma de la figure 10. Elle est axée, plus que sur la description de la structure frontale, sur l'étude des processus de dégradation et d'intégration de la matière organique dans le réseau trophique; les résultats obtenus devraient permettre une meilleure compréhension de ces mécanismes et être ainsi transposés à d'autres fronts. L'opération venant seulement de se terminer, les résultats sont encore fragmentaires. Néanmoins, le schéma de travail proposé (fig. 10) se trouve en partie confirmé. On mentionnera ainsi le fort accroissement de l'activité bactérienne au niveau de l'enveloppe frontale (M. Bianchi, comm. pers.). Il en est de même pour le microzooplancton (ciliés) qui régule vraisemblablement cette biomasse bactérienne; en effet, les premiers résultats concernant le spectre de taille des particules ingérées par le mésozooplancton démontrent une certaine sélectivité et les tailles consommées préférentiellement sont celles du nanoplancton (< 15 µm).

LE FRONT LIGURO-PROVENÇAL

Évolution des paradigmes

Si la notion de front en Méditerranée nord-occidentale (ci-dessous: MNO) est toute récente, cette région (fig. 11) n'en a pas moins fait l'objet de travaux hydrologiques antérieurs nombreux et approfondis. Il importe de retracer l'évolution des idées jusqu'à ce jour.

Présumée dès le début du siècle, la circulation cycloni-

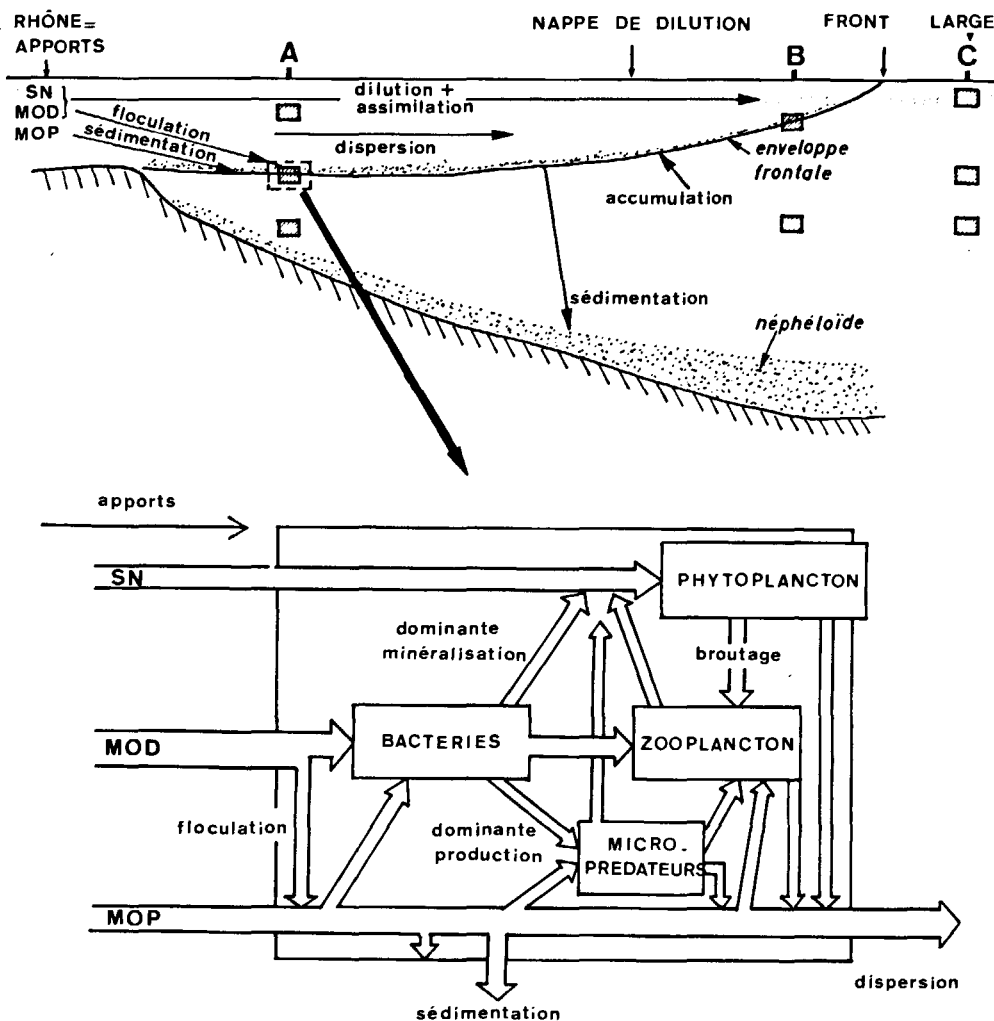


Figure 10

Schéma de fonctionnement de l'écosystème dans le panache rhodanien. En haut : devenir en mer des divers apports rhodaniens (particulaires et dissous) et processus physico-chimiques et biologiques dans et sous la nappe de dilution. En bas : Représentation schématique des transferts de matière et d'énergie entre les différents compartiments biologiques : phytoplancton, bactéries, zooplancton, microprédateurs.

Schematic functioning of the ecosystem in the plume of the River Rhone Top: fate of the various river inputs, either particulate or dissolved, in the Mediterranean Sea, together with the physicochemical and biological processes in and under the plume. Bottom: tentative flow diagram of matter and energy between the various biological boxes: phytoplankton, bacteria, zooplankton and microheterotrophs.

que des eaux d'origine atlantique en MNO a été confirmée par les études hydrologiques des années 50 : voir Le Floch et Romanovsky (1954) ou Trotti (1954) pour la mer Ligure, Tchernia et Saint-Guilly (1959) ou Allain (1960) pour l'ensemble de la MNO. Par la suite, de nombreux travaux ont permis de détailler la répartition horizontale et verticale des trois masses d'eau de surface, intermédiaire (ou levantine) et profonde (fig. 12a), ainsi que leur circulation (Lacombe, Tchernia, 1972; Hopkins, 1978; pour la mer Ligure particulièrement: Gostan, 1967; Astraldi *et al.*, 1980; Béthoux, Prieur, 1983). Des synthèses ont été présentées concernant la Méditerranée occidentale en général (Margalef, 1985) et sa production pélagique (Sournia, 1973).

Deux thèmes ont guidé les recherches en physique avant les années 80 : la formation d'eau profonde d'une part, l'évolution saisonnière de la circulation et de la productivité biologique d'autre part. Aucun des deux ne se référait explicitement aux fronts mais les résultats peuvent être reconsidérés à la lumière du nouveau concept. La formation d'eau profonde hivernale dans le sud du

golfe du Lion (Medoc Group, 1970; Lacombe *et al.*, 1985) fait appel à l'existence locale d'un front et au déclenchement d'instabilités baroclines de l'écoulement, qui entraînent vers la surface, du côté dense du front, des masses d'eau intermédiaire relativement chaude et salée. Ces masses d'eau sont ensuite soumises au refroidissement et à l'évaporation; leur densité s'accroît alors jusqu'à atteindre celle de l'eau de fond (Killworth, 1976; Gascard, 1978). Il s'est avéré par la suite que toute la partie centrale de la MNO, de la mer Ligure à la mer Catalane, est le siège d'une formation d'eau dense en hiver (travaux de M. Astraldi, J. Gostan, L. Prieur, J. Salat, etc., non détaillés ici). La formation d'eau dense sous l'influence du refroidissement et de l'évaporation sur une grande étendue est maintenant considérée comme l'un des forçages de la circulation en MNO (Crépon, Boukthir, 1987) et comme l'une des causes possibles de la formation d'un front permanent (Béthoux *et al.*, 1988). Cette formation automnale d'eau dense en surface sur des épaisseurs croissantes peut constituer l'étape de pré-conditionnement de la répartition des masses d'eau (Killworth, 1976), étape détermi-

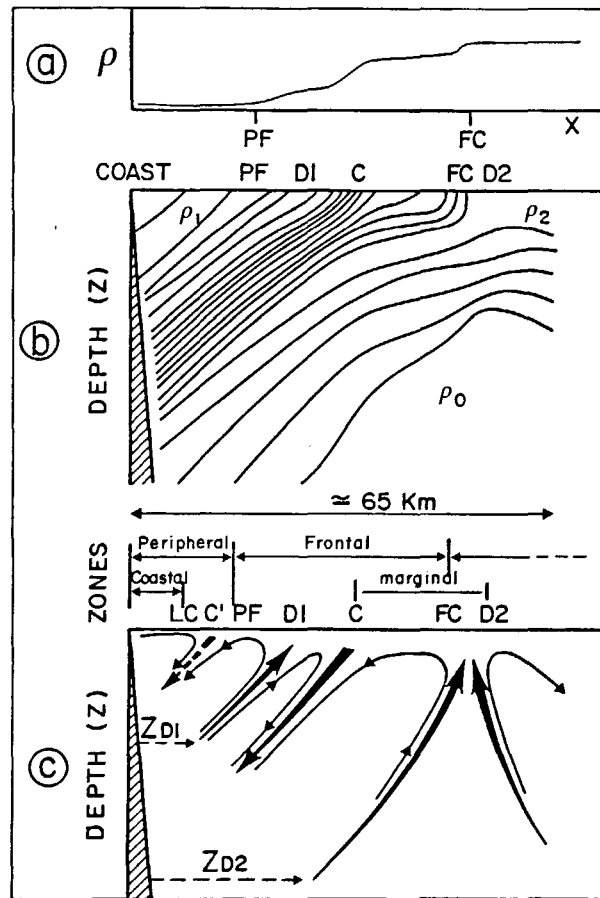
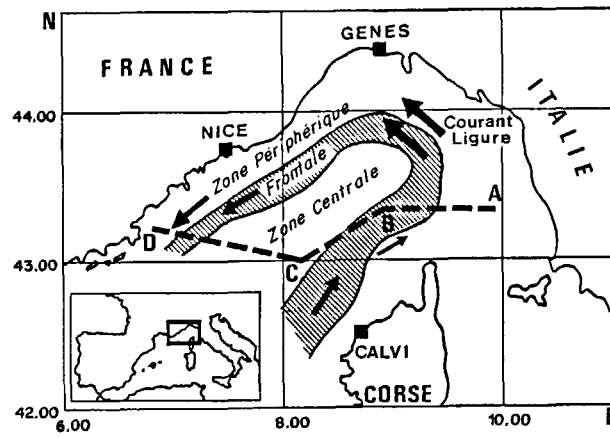


Figure 11

En haut : carte de la mer Ligurie montrant schématiquement la position des zones périphérique, frontale et centrale. Le courant ligurie est limité aux deux premières et présente des fluctuations d'intensité schématisées par des flèches d'épaisseur variable. Le tireté représente le trajet continu horizontal effectué lors de la campagne Prolog (voir Fig. 14).

En bas : représentation schématique des densités et de la circulation dans un plan vertical perpendiculaire au courant ligurie (in Boucher *et al.*, 1987). *a* : aspect typique d'un profil horizontal de densité avec position des points-clefs PF et FC indiquant les limites de la zone frontale, celle-ci caractérisée par un fort gradient horizontal de densité; la position des zones est rappelée plus bas sur cette figure. *(b)* : champ vertical de densité tel qu'observé sur de nombreuses coupes. *(c)* : circulation dans un plan vertical, constituée principalement d'une convergence C et de deux divergences D1 et D2 telles que repérées à la fois par des mesures physiques et par des mesures biologiques (voir Boucher *et al.*, 1987 pour plus de détails). En raison de la nature conceptuelle du schéma, ni l'échelle ni les proportions ne sont respectées; la longueur totale de la coupe est de 65 km.

Top: map of the Ligurian Sea showing schematically the peripheral, frontal and central zones. The ligurian current occupies the first two zones and exhibits variations of intensity which are shown by arrows of varying thickness. The dashed line shows the horizontal, continuous survey carried out during the cruise Prolog (see Fig. 13).

*Bottom: Diagrams of density and circulation in a vertical plane across the Ligurian current (in Boucher *et al.*, 1987). *(a)*: typical horizontal transect of density, showing the limits PF and FC of the frontal zone. The latter is characterized by a strong horizontal density gradient. The position of the three zones is reminded further below, *(b)*: The vertical density field, as typically observed during several cruises, *(c)*: Vertical circulation, consisting mainly of a convergence C and two divergences D1 and D2 which have been identified using both physical and biological variables (see Boucher *et al.*, 1987 for further details). This scheme being a conceptual one, scales are not significant; the total length of the transect is 65 km.*

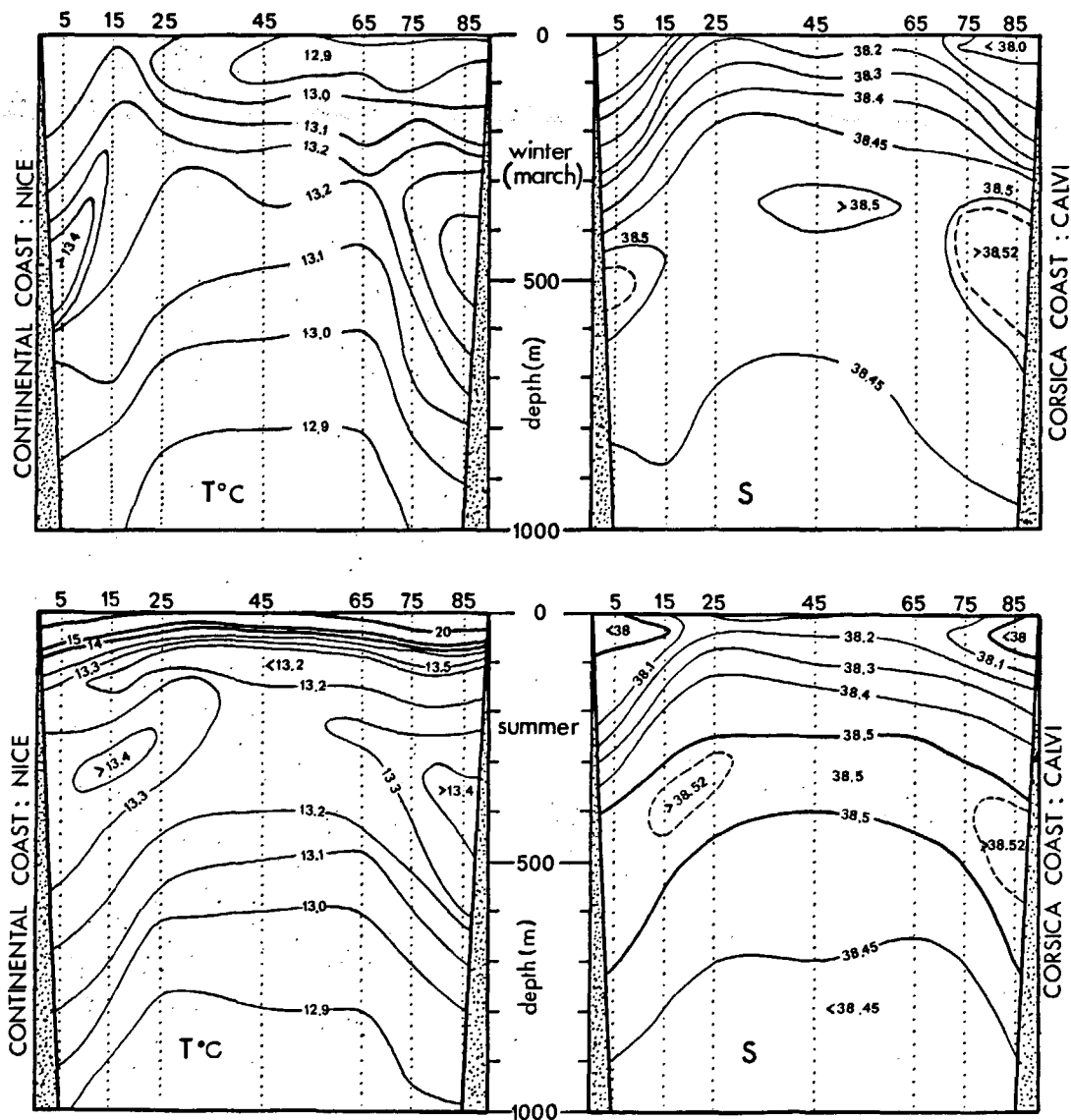


Figure 12a

Coupes verticales de température et de salinité en hiver et en été le long de la radiale Nice-Calvi, d'après les moyennes hydrologiques pour 1950-1973 établies par Nyffeler *et al.* (1980). L'eau de surface de faible salinité est, en été, bien séparée de l'eau intermédiaire par un minimum thermique. L'eau intermédiaire (ou levantine) est marquée, davantage à la périphérie qu'au centre, par un maximum profond de température et de salinité. L'eau profonde se signale par une température et une salinité décroissant lentement vers la profondeur. Les gradients horizontaux sont atténués par l'effet de moyenne. Les nombres 5 à 85 indiquent la distance en milles à partir du cap Ferrat (près de Nice).

Vertical transects of temperature and salinity in winter and in summer between Nice (France) and Calvi (Corsica), from the data averaged by Nyffeler *et al.* (1980) for the period 1950-1973. The low-salinity surface water is separated in summer from the intermediate water by a temperature minimum. Intermediate (Levantine) water is indicated, more visibly at the periphery than at the center, by a deep maximum of temperature and salinity. Deep water is characterized by temperature and salinity slowly decreasing towards depth. The horizontal gradients are lessened due to the average effect. Numbers 5 to 85 indicate the distance in nautical miles from Cap Ferrat (near Nice).

nante pour la mise en place des instabilités baroclines qui, à leur tour, conduisent à la formation d'eau profonde.

Dans le cadre du second thème, des campagnes hydrologiques répétitives ont été réalisées afin de cerner les variations mensuelles ou trimestrielles de la circulation et des caractéristiques des masses d'eau. En fait, la mer Ligurée (fig. 11) est la seule région de Méditerranée qui ait été explorée avec une cadence et pendant une durée suffisantes (Gostan, 1967; Groupe Hydrokor, 1973, 1975; Stocchino, Testoni, 1977); le nombre de stations (2200) a permis d'effectuer un calcul de moyennes historiques en 34 zones pour 7 périodes de l'année (Nyffeler *et al.*, 1980). Remarquons que le pas entre stations (souvent > 15 km) était beaucoup trop large

pour faire apparaître les importants gradients horizontaux de densité de type frontal, ceux-ci apparaissant ordinairement sur moins de 10 km. Néanmoins, les flux et leur cycle annuel étaient correctement évalués par la méthode dynamique (Béthoux *et al.*, 1981, 1982) ou par celle des bilans d'eau et de sel (Béthoux, 1980).

L'étude de la production pélagique a fait l'objet des campagnes pluridisciplinaires du groupe Médipro, ainsi que de quelques opérations plus limitées (Minas, 1970, 1971; Coste *et al.*, 1972; Jacques *et al.*, 1973, 1976; Rodriguez, 1973; Nival, 1976). Elle a montré le contraste entre la zone centrale plus productive et la zone côtière parcourue par le courant ligur, la zone intermédiaire étant tenue à tous points de vue pour une zone de transition (et non une zone frontale). La

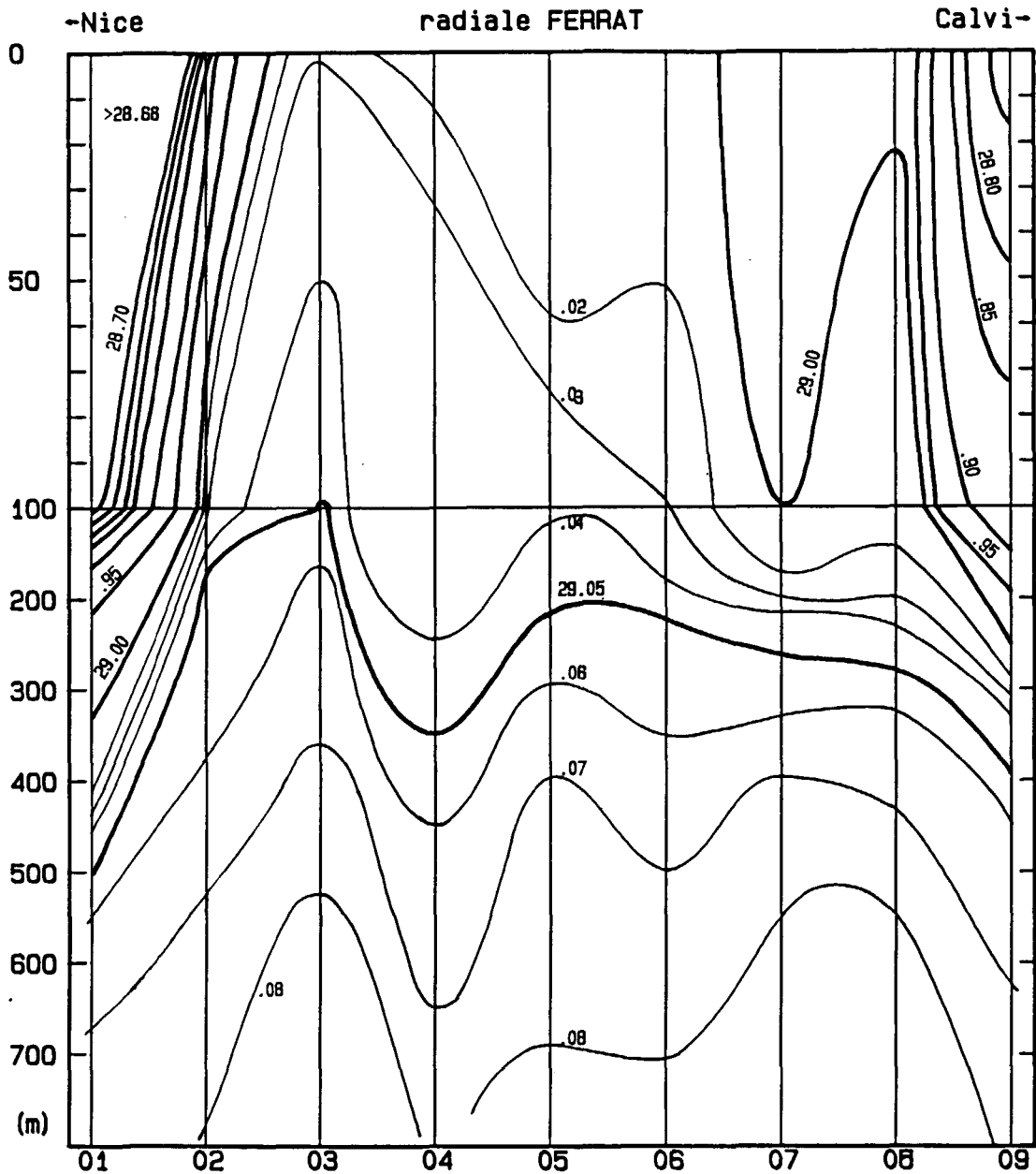


Figure 12b

Coupe de densité sur le même trajet obtenue le 4 mars 1980 en 9 stations (campagne Prolig). Noter le changement d'échelle verticale pour la couche supérieure. Les maximums de densité dans cette couche ne se trouvent pas au centre mais près des zones frontales (stations 3 et 8); cette situation n'apparaît pas sur la Figure 12a en raison de l'effet de moyenne. L'aspect en dôme de la structure hydrologique, ici visible, peut ne pas apparaître sur d'autres coupes lorsque les stations sont trop espacées.

Density section along 9 stations on the same transect. March 4 1980 (cruise "Prolig"). Note the change of vertical scale in the upper layer. The density maxima in this layer are not found at the center but near the frontal zones (st. 3 and 8); this feature does not appear on Figure 12a due to the average effect. The hydrological doming which is visible here may not be apparent on other sections when stations are too much spaced from each other.

notion prévalente était celle d'une divergence centrale élevant les nutrilites dans la couche euphotique en période de stratification (Gostan, Nival, 1967; Jacques *et al.*, 1976), avec glissement en profondeur de la matière vivante, le long des isopycnes, dans la zone de transition (Nival *et al.*, 1975). Toutefois, cette zone intermédiaire pouvait aussi bien être considérée comme une zone dont l'enrichissement en nutrilites était privilégié par des gradients verticaux de courant plus élevés que dans la zone centrale (Prieur, 1973). Le bilan annuel de la production primaire a alors été trouvé oscillant entre $80 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ à la côte et 120 g au

large (Rodriguez, 1973); toutefois, dans cette étude systématique, la zone intermédiaire n'a pas été explorée. Des valeurs élevées de biomasse ($3 \mu\text{g l}^{-1} \text{ chl. a}$) et de production journalière ($2 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in Jacques *et al.*, 1973) y ont été trouvées, ainsi que de fortes biomasses mésozooplanctoniques (40 mg m^{-3} de matière sèche in Nival *et al.*, 1975), ces valeurs restant toutefois dans les limites de la fertilité potentielle.

Pour résumer, la mer Ligurienne pouvait être considérée à la fin des années 70 comme une zone bien explorée, présentant une circulation cyclonique avec structure en dôme des isopycnes (en été comme en hiver), la circula-

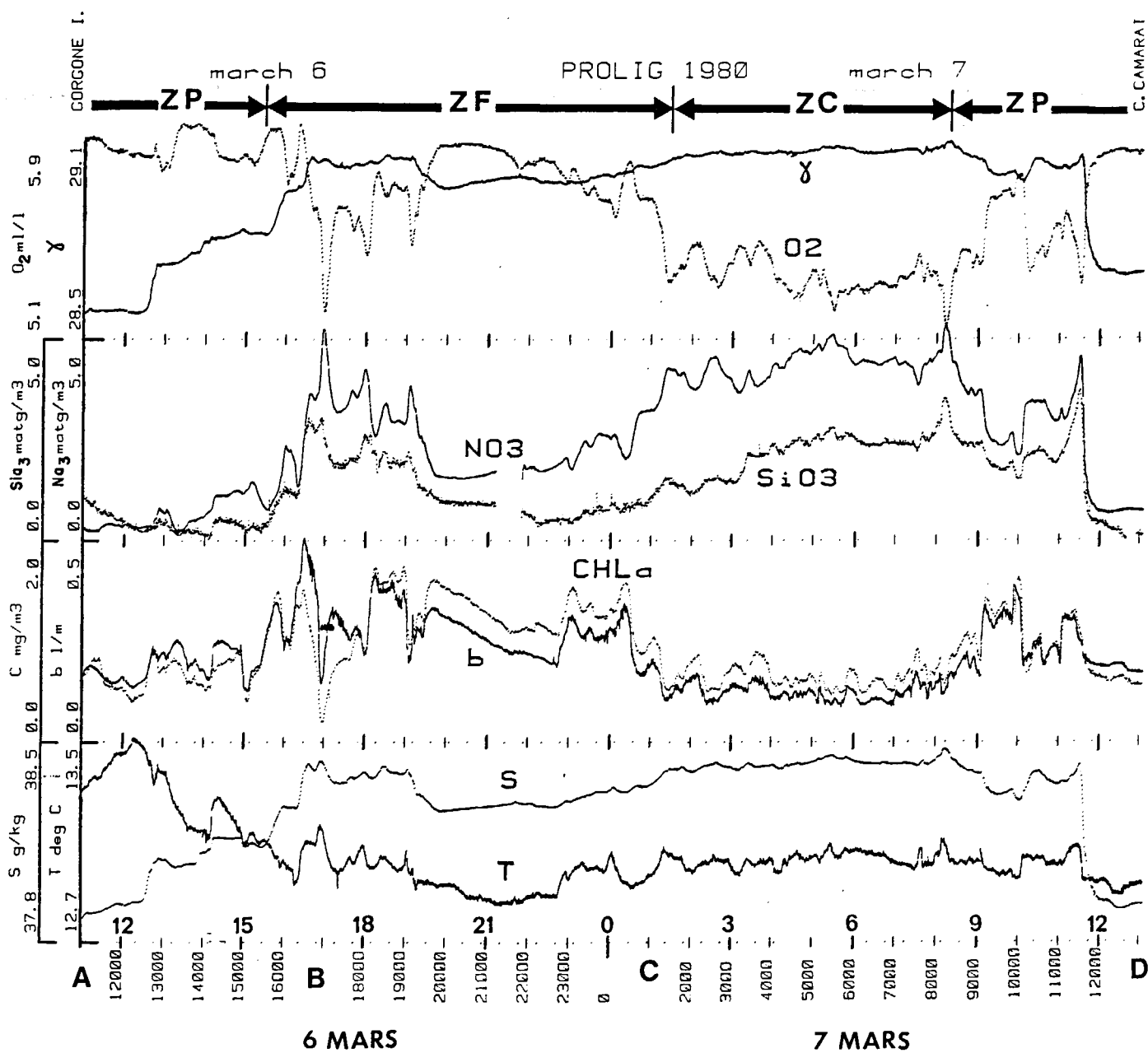


Figure 13

Trajet continu en sub-surface (prof. 3 m) traversant la mer Ligurie les 6-7 mars 1980 lors de la campagne Prolig; les points A-D du trajet sont repérés sur le haut de la figure 11; ZP, ZF et ZC indiquent respectivement les zones périphérique, frontale et centrale. Les variables T (température) et *b* (coefficient de diffusion de la lumière, utilisé comme indice du poids total de particules) ont été mesurées par des sondes *in situ*; les autres variables: Chl. *a* (chlorophylle *a*), S (salinité), NO_3 , SiO_3 et O_2 ont été mesurées simultanément à intervalles de 20 secondes sur l'eau pompée en continu; la densité γ a été calculée. Ce trajet de 26 heures comporte 4680 mesures de chaque variable. Noter qu'ici aussi les maximums de densité sont trouvés à la limite de la zone frontale et correspondent à des eaux à forte teneur en nitrates et faible teneur en oxygène, signature des masses d'eau sous-jacentes amenées en surface par la divergence D2 (Fig. 11, bas). A l'époque considérée (fin de l'hiver), les plus fortes biomasses sont rencontrées en zone frontale alors que la zone centrale reste, en surface, sous-saturée en oxygène et riche en nitrates, marque d'un trop court temps de résidence de l'eau dans la couche euphotique. La très grande similitude des variations de *b* et de chl. *a* indique que la majorité des particules sont d'origine biologique; néanmoins, les passages dans la zone périphérique montrent une plus forte proportion de particules d'origine continentale (rapport *b*/chl. *a* plus élevé).

tion horizontale plus intense à la périphérie constituant le courant ligurie. En hiver, la partie centrale pouvait être le siège de formation d'eau dense et d'un important brassage vertical qui donnait lieu, avec l'établissement

Continuous sub-surface sampling through the Ligurian Sea, March 6-7, 1980 during cruise Prolig. The location of points A-D is shown on Figure 11 (top): ZP, ZF and ZC indicate the peripheral, frontal and central zones respectively, Temperature (T) and light diffusion coefficient (*b*, as an index of the total weight of particles) were measured by means of *in situ* probes; the remaining variables S (salinity), Chl. *a* (chlorophyll *a*), NO_3 , SiO_3 and O_2 were measured simultaneously at 20-second intervals on water pumped continuously. Density (γ) has been calculated. This section lasted 26 hours during which 4680 measurements of each variable were recorded. Note here again that the density maxima are found at the limits of the frontal zone and that they consist of nutrient-rich, oxygen-poor waters, which means; underlying waters brought up towards the surface by divergence D2 (Fig. 11, bottom). At this time of the year (late winter), the highest biomasses are encountered in the frontal zone. The surface waters of the central zone remain nutrient-rich and undersaturated with respect to oxygen, which indicates that the residence time of water in the euphotic layer was too brief. The close similarity between *b* and Chl. *a* indicate that most of the particles are biogenic; crossings of the peripheral zone, however, show a higher proportion of terrigenous material (with a higher *b*/chl. *a* ratio).

de la stratification, à la poussée printanière. La production au large s'appuyait sur la dégradation de la biomasse printanière et, surtout, sur la fertilisation introduite par la divergence à la base de la couche euphoti-

que, fertilisation peu intense mais supposée soit permanente, soit impulsionsnelle (cf. Klein, Coste, 1984). En réalité, aucune explication de l'origine de la circulation n'était disponible, mise à part celle invoquant des effets du vent complexes et peu vérifiables (Saint-Guily, 1962; Heburn, 1987); ces effets sont aujourd'hui regardés comme insuffisants (Béthoux, Prieur, 1982; Saint-Guily, 1985).

Le concept frontal

L'étude du front de la mer Ligure, dont la première observation remonte à mars 1969 (S. Dallot et P. Nival, résultats non publiés) s'est appuyée sur une série de campagnes intensives d'un mois (Prolig en 1980 et 1985; Trophos en 1982 et 1986) et de campagnes répétitives d'une journée (Pros I-VI et Frontal-T sur les navires côtiers du CIRMED entre 1978 et 1988). Prolig¹, en mars 1980, était consacrée à la cartographie du front et à l'observation des échelles caractéristiques des structures multiparamétriques (fig. 13). Un exemple de cartographie (fig. 14) montre que, du moins en hiver, l'écoulement liguro-provençal et le front associé peuvent être instables et former des méandres.

Les mesures répétées en toutes saisons ont montré que l'écoulement et le front existent en permanence (Béthoux, Prieur, 1983; Béthoux *et al.*, 1988). Les campagnes Trophos, quant à elles, étaient consacrées à l'étude de l'influence des structures frontales sur l'organisation du réseau trophique pélagique. Le programme Pros-VI de surveillance hydrologique bi-hebdomadaire a été entrepris en octobre 1981 (Prieur *et al.*, 1983) et renforcé en 1984 par l'addition du dosage des nitrates et l'étude du phyto- et du zooplancton. Symétriquement, des mesures analogues étaient effectuées sur le front Corse depuis Calvi par l'Université de Liège (Licot *et al.*, 1983; Hecq *et al.*, 1986).

C'est à cette époque, et grâce au changement des techniques d'observation, que l'ensemble des résultats antérieurs a commencé d'être réinterprété en fonction de l'existence d'un front de densité et d'un écoulement associé ceinturant la zone centrale de la MNO. On distingue dès lors trois zones: périphérique, frontale et centrale (fig. 11; Prieur, 1979, 1983). La structure en dôme n'est pas infirmée, la région centrale restant la plus dense en moyenne. Néanmoins, contrairement à l'image d'une divergence au centre, les eaux les plus denses en surface se situent près du front (où elles signalent les remontées d'eau sous-jacente), et non au centre du bassin ligure (fig. 12 b; Prieur 1981; Boucher *et al.*, 1987).

Deux techniques d'observation permettent l'émergence de la notion de front en mer Ligure: les mesures multiparamétriques en continu associant les mesures physiques, chimiques et biologiques (Prieur, 1985) et l'imagerie satellitaire (Philippe, 1980; Wald, 1980; Crépon *et al.*, 1982). La seconde technique s'est révélée efficace à certaines périodes de l'année, en particulier en automne, pour obtenir une image globale de la circulation superficielle; toutefois la structure thermique de surface ainsi révélée n'est pas toujours, dans cette région, représentative des gradients horizontaux de densité car des gra-

dients thermiques peuvent être compensés par des gradients halins (Prieur *et al.*, 1981).

La première technique (mesures multiparamétriques continues) a constitué au cours des années 80 un outil privilégié pour mettre en évidence sans ambiguïté l'importance de la notion de front pour la production pélagique. Les campagnes Prolig en 1980 et Trophos en 1982 ont montré qu'en hiver et au printemps la zone frontale est la région où les biomasses phyto- et zooplanctoniques sont les plus élevées (figs. 13 et 14; Groupe Trophos, 1983; Boucher, 1984; Durand, 1985). L'observation constante, en zone frontale, de la proximité spatiale des maximums de sels nutritifs et de biomasse phytoplanctonique est en contradiction avec l'hypothèse d'une diffusion des sels nutritifs depuis la zone centrale vers la côte, mais suggère l'existence d'advections obliques, c'est-à-dire se produisant le long d'isopycnes inclinées par rapport au plan horizontal. Un schéma de circulation verticale des masses d'eau dans cette zone constitue la base d'interprétation de la variabilité spatiale des variables chimiques et biologiques (fig. 11, bas). Il fait intervenir une convergence dans le gradient horizontal maximal de densité; cette convergence entraîne en profondeur la biomasse formée dans la couche euphotique près du front grâce à l'apport de sels nutritifs minéraux profonds. Cet apport est réalisé par deux divergences qui encadrent la convergence, l'une située plus au large dans la zone centrale, l'autre plus près de la côte à la limite de la zone périphérique. Ce schéma a permis d'interpréter les distributions spatiales des zooplanctones épiplanctoniques durant un cycle annuel (opération Pré-Trophos; Boucher *et al.*, 1987). De nombreuses espèces sont inféodées à la zone périphérique, d'autres, moins nombreuses, à la zone centrale; certaines espèces utilisent la zone frontale (où les conditions trophiques sont plus favorables) comme une nurserie et s'y concentrent en essaims où domine une classe d'âge particulière (Boucher, 1984).

L'existence d'une zone frontale et de mouvements verticaux apportant des sels nutritifs dans la couche euphotique organise toute la communauté planctonique. En surface, les changements phyto- et zooplanctoniques les plus marqués coïncident avec le franchissement du front de salinité et des divergences (fig. 14). L'effet de barrière est manifeste pour le microplancton (Rasoulzadegan, 1982), le méroplancton larvaire (Pedrotti, 1985, 1987; Pedrotti *et al.*, 1987) et pour beaucoup d'espèces holoplanctoniques côtières. Des exceptions à cette règle n'ont été observées qu'en période automnale lors de la disparition complète du gradient de salinité côte-large en surface. Le rôle de barrière joué par le front de densité a été particulièrement mis en évidence au cours de la campagne Trophos durant laquelle des pièges à sédiment dérivants ont été déployés. Dans la zone périphérique, le flux vertical à 200 m de profondeur de l'aluminium contenu dans les particules terrigènes est 8 fois plus intense que dans les zones frontale et centrale (Copin-Montégut, 1988). Par contre, le flux de particules biogènes a été trouvé équivalent dans la zone périphérique et dans les autres zones, ce qui tend à indiquer un transfert du large vers la côte puisque la

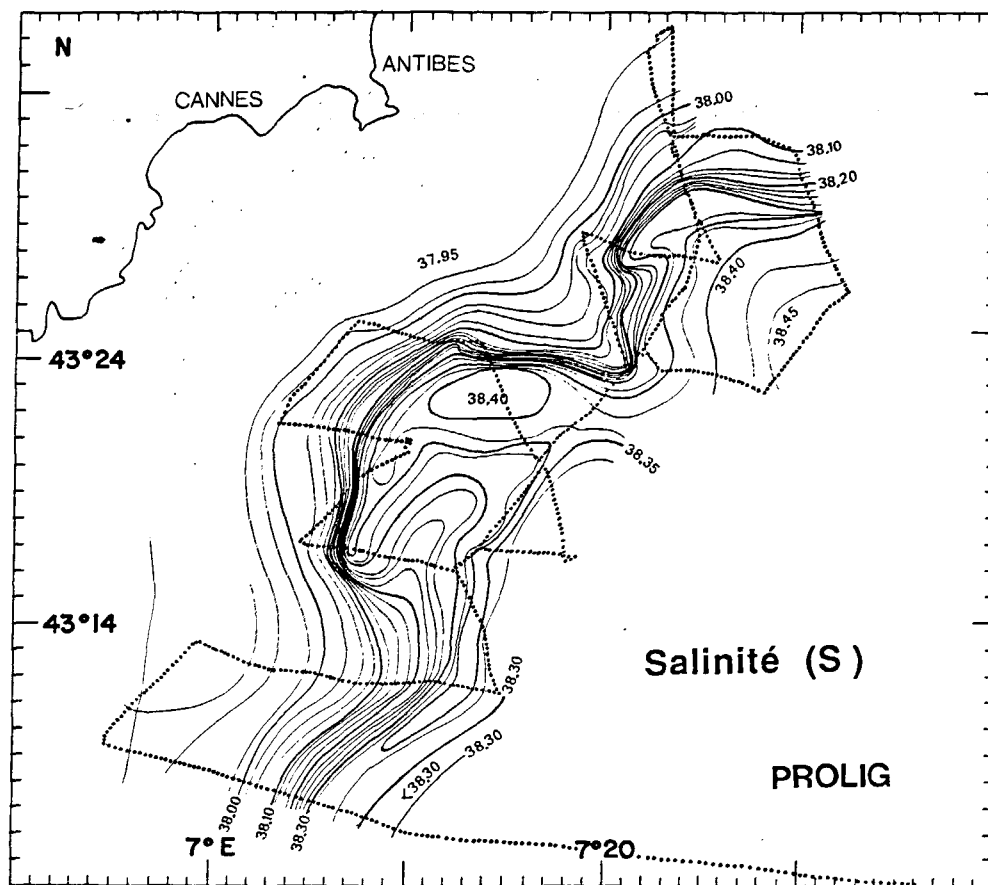


Figure 14

Répartition horizontale de la salinité (ci-dessus) et de la chlorophylle *a* (page de droite) obtenue par pompage en sub-surface le long du trajet en pointillé effectué les 21-22 mars 1980 (campagne Prolig). Le front, repérable par un resserrement des isohalines 38,10 à 38,30, marque le bord du courant ligurien qui, à cette époque de l'année, présente des méandres. Les maximums de biomasse sont trouvés dans la zone frontale et correspondent, plus précisément, aux crêtes des méandres anticycloniques.

biomasse de la zone euphotique est très supérieure dans les zones frontale et centrale à la fin du printemps. D'après ces résultats, 86 % de la production primaire exprimée en carbone est recyclée dans les 200 premiers mètres.

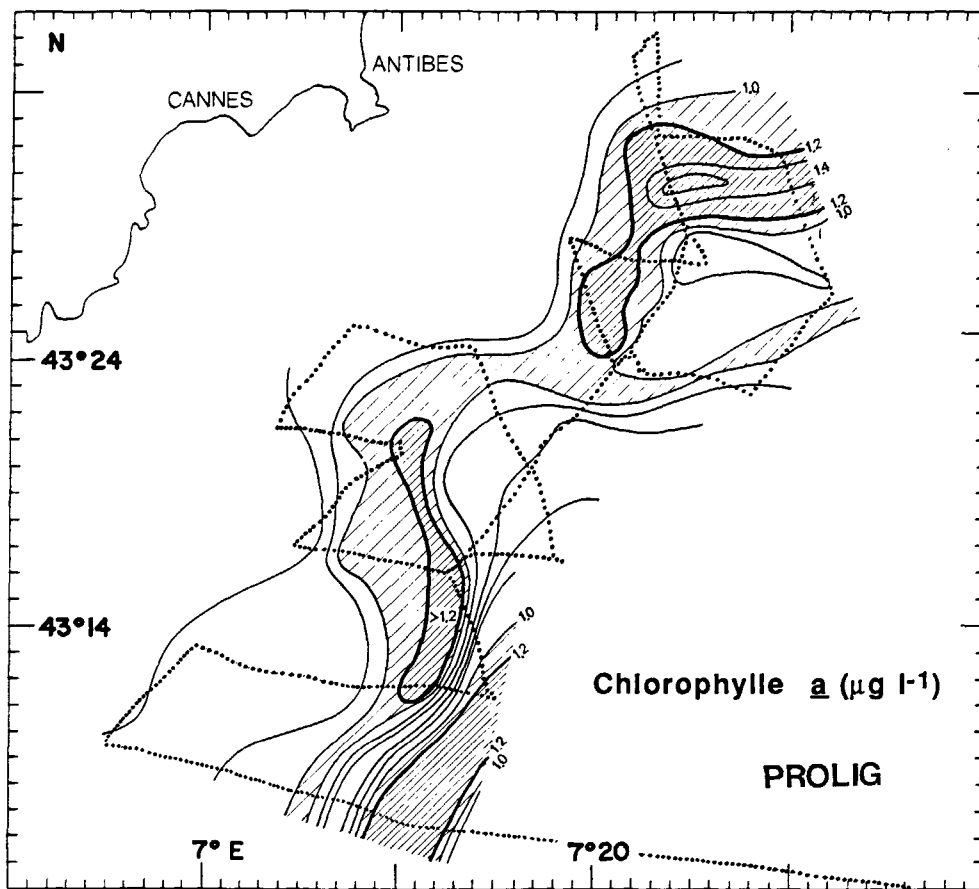
La circulation oblique qui transfère de la biomasse superficielle formée en zone frontale vers la profondeur et la zone périphérique joue certainement un rôle essentiel dans les processus de régénération de l'azote et du phosphore, mais aussi dans la nutrition des organismes profonds dont les besoins énergétiques sont couverts par le matériel particulaire disponible dans les maximums profonds de biomasse (Barillier, 1988). L'existence d'une communauté de filtreurs phytophages (salpes et appendiculaires) observée entre les profondeurs de 300 m (en zone frontale) et 600 m (en zone centrale) depuis la soucoupe *Cyana* lors des campagnes Migragel (Ph. Laval et G. Gorsky, comm. pers.) ne peut s'expliquer que par un transfert rapide en profondeur de matériel phytoplanctonique provenant des régions productives du front. Il est frappant de constater qu'en zone centrale le matériel particulaire et les organismes sont très peu abondants au-dessous du maximum superficiel et jusqu'à la couche des filtreurs: toute la région semble ainsi caractérisée par la prédominance des transferts latéraux obliques sur la sédimentation.

Les organismes micronectoniques et nectoniques de

plus grande taille sont également influencés par la structuration physique: des réflecteurs acoustiques particuliers (poissons, crevettes et divers organismes non identifiés) qui rétrodiffusent le son à 50 KHz sont souvent observés en zone frontale (Masson, 1986; Baussant, 1988); des troupeaux de baleinoptères consommateurs d'euphausiacés sont régulièrement observés sur le front (D. Viale, comm. pers.; Viale *et al.*, 1986).

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

L'une des premières conclusions à tirer de cette étude est la diversité des systèmes abordés: on trouve à proximité des côtes de l'hexagone français un choix exemplaire de fronts, comme le résume le tableau 1. Leur accessibilité à partir d'un laboratoire côtier justifie leur vocation de sites-ateliers. Pour chacun de ces fronts, quel que soit le degré d'avancement des recherches qui y sont conduites, l'originalité et l'intérêt des processus frontaux ont pu être vérifiés: dominance de la variabilité à moyenne (voire petite) échelle, interactions physique-biologie privilégiées, structuration particulière des réseaux trophiques, possibilités de productivité biologique accrue. Néanmoins, chacun des fronts étudiés a aujourd'hui révélé, au moins dans ses grandes lignes,



Horizontal distribution of salinity (opposite page) and chlorophyll *a* (above) from continuous pumping of sub-surface water along the dashed line. March 21-22, 1980 (cruise Prolig). The front is characterized by the narrowing of isohalines 38.10 to 38.30 and indicates the limits of the Ligurian current; the latter showed meanders at this time of the year. The biomass maxima are encountered in the frontal zone and, more precisely, in the crests of the anticyclonic meanders.

Tableau 1

Caractéristiques des divers sites-ateliers des côtes françaises.
Characteristic features of the study areas on the coasts of France.

	Type physique	Paramètres physiques dominants	Profondeur (m)	Temps de route d'un laboratoire	Variations temporelles	Principales campagnes ou séries de campagnes
Pas-de-Calais	Écoulement côtier d'apports fluviaux	Débits fluviaux Dissipation de la marée	20-40	1 h de Wimereux	Permanent	Polmet-FC Prôpel-FC Tramanor
Ouessant	Marée	Énergie potentielle et frottement	100	4 h de Brest ou de Roscoff	Estival	Iroise Satir
Talus golfe de Gascogne et mer Celtique	Front de talus	Vent et ondes internes	200	8 h de Brest	Estival	Envat Ondine Rosimer
Mer d'Iroise (front interne)	Marée	Énergie potentielle et frottement	50	2 h de Brest	Estival	Dofin Satir
Panache du Rhône	Panache	Débit fluvial et diffusion	20-90	1 h 30 min de Marseille	Var. météo. et saison.	Dypol Eurhogli Leopel Rhônec Panache
Mer Ligure	Géostrophique	Largeur et rayon interne de déformation	2000	1 h 30 min de Villefranche	Permanent avec var. saison.	Frontal Migragel Pretrophos Prolig Pros Tomofront Trophos

une spécificité individuelle. Cette diversité confère à l'ensemble une remarquable complémentarité et offre, à moyen terme, la possibilité de comparer des processus analogues dans des contextes physiques différents. Un autre avantage de ces sites-ateliers est que l'on peut y acquérir des connaissances et des maîtrises expérimentales ultérieurement exportables à l'étude d'un front de plus grande échelle (projet Almeria-Oran pour 1991-1992: Prieur *et al.*, 1990), voire d'un front d'échelle planétaire tel que la convergence antarctique dans le sud de l'océan Indien.

Rétrospectivement, on peut avancer que le progrès des connaissances en chacun de ces sites a été — et demeure — strictement conditionné par les moyens et techniques disponibles. Cette banalité de langage ne devient que trop pertinente dans le cas des structures frontales car les échelles de temps et d'espace rencontrées impliquent des exigences particulières en matière d'échantillonnage et de mesure: disponibilité de petits navires côtiers (à programmation souple) pour les phases exploratoires et pour les séries répétitives, mais aussi disponibilité de gros navires pour les études intégrées; analyses chimiques et biochimiques automatisées; obtention de profils horizontaux et verticaux continus (technique qui culmine avec le système multiparamétrique SHET), télédétection différée et, depuis peu, télédétection en temps quasi réel. Cette énumération doit se poursuivre par celle des moyens dont la mise en œuvre est toute récente ou qui sont actuellement à l'essai, à l'étude ou... encore hors de portée des océanographes français: profileur acoustique de courants (ADCP), fluorimétrie *in situ*, filet à nappe et filet-pompe-caméra pour le zooplancton, détection acoustique du zooplancton et du necton.

Compte tenu des spécificités physiques de chaque front et de l'importance inégale des moyens matériels et humains qui ont pu y être déployés (au cours d'un nombre d'années, lui aussi, très variable), la problématique de chacun des fronts se pose aujourd'hui en des termes différents. C'est ce que nous allons maintenant esquisser, ceci de manière comparative et dans une perspective globale.

Front côtier du Pas-de-Calais

Dernier-né dans les recherches frontologiques françaises, il demeure au stade exploratoire mais n'en a pas moins révélé son originalité. Géographiquement très resserré dans le goulet du Pas-de-Calais et situé sur de petits fonds, il est hautement instable et relève de la petite échelle plutôt que de la moyenne. Ce sont peut-être ces particularités physiques qui ont incité ici à davantage d'interdisciplinarité dans les recherches; en effet, le front est pris en compte par les benthologues (problèmes de dispersion larvaire et de recrutement) comme par les géochimistes (radionucléides). Le front correspond à une zone de transition (mélange ou cisaillement) entre deux masses d'eau circulant parallèlement entre elles et parallèlement à la côte. Le premier facteur de différenciation entre ces deux eaux est la baisse de la salinité côtière due aux apports continentaux. Les courants de marée contribuent ensuite au positionnement, au maintien et à la structuration du front côtier délimitant le fleuve côtier. Si de nombreuses

données ont été acquises sur la distinction entre zone côtière, zone du large et leur interface, certains aspects méritent d'être précisés:

- Quel est le déterminisme exact de la structuration du front et de sa variabilité?
- Quel est l'effet de l'alternance stratification-déstratification sur l'enrichissement des eaux du large en nutrilites et en polluants? Quelle est son influence sur les migrations planctoniques?
- La zone de transition est-elle une ergoline? Induit-elle une production spécifique?
- Cette production est-elle utilisée sur place ou exportée?

Les trois fronts du plateau continental armoricain

Indéniablement, on trouve ici le plus important effort de recherche (depuis les débuts des années 70), le plus large éventail de mesures (souvent pratiquées simultanément au cours de campagnes pluridisciplinaires) et le degré de conceptualisation le plus avancé. Ce bilan vaut pour les recherches françaises comme pour l'ensemble des recherches françaises et britanniques et des (quelques) collaborations franco-britanniques.

C'est également pour cette région — et pour elle seule

— que l'on dispose de plusieurs modèles physiques: marée interne (Serpette, Mazé, 1989), courants de marée (Mariette *et al.*, 1982), formation du front d'Ouessant (Mariette, Le Cann, 1985), formation du front de talus (Mazé *et al.*, 1986); un modèle tri-couche du front de talus est en voie d'être établi (R. Mazé et coll.). D'autre part, les connaissances acquises sur les distributions des stocks pélagiques minéraux, bactériens, végétaux et animaux ont conduit à des hypothèses sur le réseau trophique, hypothèses qui ne demandent qu'à être étayées par des mesures expérimentales:

- les versants homogène et stratifié du front d'Ouessant présentent des pyramides trophiques bien distinctes (Holligan *et al.*, 1984; Grepma, 1988 *b*).
- il existerait une opposition entre les phénomènes observés sur le front d'Ouessant et ceux du front de talus, qui peut s'expliquer par des différences dans les caractéristiques temporelles de fertilisation. Au-dessus du talus, la période de fertilisation est de 12 heures; il en résulte un développement quasi continu du phytoplancton et l'intégration par le zooplancton de ce processus de courte période semble adéquate. Par contre, aux environs d'Ouessant, la fertilisation se fait selon une période de 14,7 jours; le rythme des poussées phytoplanctoniques serait trop espacé pour permettre le développement des herbivores, et la biomasse végétale non consommée serait vouée à une dégradation bactérienne (Voisin, 1987; Le Fèvre, Frontier, 1988; Legendre, Le Fèvre, 1989).

Si l'on ajoute que des mesures de la régénération *in situ* des sels azotés sont en cours d'exploitation (S. L'Helguen), il apparaît que plusieurs des pièces maîtresses requises pour la modélisation d'un écosystème frontal sont en place; il reste néanmoins à acquérir:

- données sur les stocks bactériens et microzooplanctoniques, données sur le métabolisme bactérien;
- vérification expérimentale des types de relations tro-

phiques (« qui mange quoi ? ») par analyse des spectres de taille et expériences de broutage;

- étude du front de talus à des périodes de l'année autres que le début de l'automne, notamment au printemps;

- mesure de la turbulence ou évaluation expérimentale de son effet sur le phytoplancton;

- maîtrise technique de la variabilité à petite échelle de temps et d'espace, tant en surface que selon la verticale.

Comme dans le cas du front côtier du Pas-de-Calais, on trouve ici une exemplaire mise en application du concept d'énergie auxiliaire (Legendre, Demers, 1984, 1985) sous la forme des marées. C'est, en effet, ce forçage physique qui préside à la mise en place, au maintien et à la disparition des fronts, mais c'est, de plus, l'hétérogénéité spatio-temporelle de l'énergie ainsi dissipée qui structure le milieu pélagique en écosystèmes d'organisations différentes (cf. Frontier, 1978, 1986). Il reste à dire si ce déterminisme physique est strict ou si les réactions biologiques y introduisent quelque souplesse.

Front de panache du Rhône

Il s'agit ici de petite échelle (les prélèvements verticaux dans la nappe de dilution se font au décimètre près) et de gradients très élevés (de 10 à 35 de salinité, de 0,5 à $10 \mu\text{g l}^{-1}$ de chlorophylle), ceci à quelques milles de la côte seulement. Ce site-atelier a permis de tester une méthode inédite de repérage du front par radar, méthode destinée à appuyer une modélisation physique de la nappe de dilution. Toutes les autres recherches convergent sur l'organisation du réseau trophique et mettent en œuvre des approches véritablement expérimentales. En effet, l'accumulation de la matière organique au niveau très localisé de l'enveloppe frontale incite à l'étude du devenir de cette matière. Trois types d'apports sont actuellement distingués :

- Les nutrilités sont essentiellement utilisés par le phytoplancton et provoquent l'augmentation de la biomasse végétale quand les conditions écologiques le permettent (température, transparence, énergie lumineuse, etc.). Cette voie trophique est appréhendée, ainsi que les relations entre phyto- et zooplancton. Mais quelle est la destinée de la matière organique phytoplanctonique à la mort des cellules ?

- La matière organique, tant particulaire que dissoute, pourra soit s'accumuler au niveau du front, soit, au contraire, être perdue pour le système frontal par suite d'une dispersion et d'une sédimentation (fig. 10). Par contre, si la rétention au niveau de l'enveloppe est suffisamment longue, ce matériel organique peut être utilisé par les divers compartiments : bactéries, micro- et mésozooplancton.

Ces trois compartiments sont analysés en détail (biomasse, activité métabolique, fèces, rejets d'ammoniacque; prochainement : carbone organique dissous et colloïdes) de façon à définir les flux d'azote et de carbone dans chacun d'eux. Les relations trophiques entre compartiments sont également appréhendées dans le but de mieux cerner les régulations de biomasse susceptibles

d'exister dans ce réseau de type « microbial loop » : matière organique particulaire et dissoute, bactéries, micro- et mésozooplancton.

Front liguro-provençal

Le courant ligure circule le long des côtes corse et ligure sur une vingtaine de kilomètres de large et 300 mètres de profondeur avec un flux compris entre 1 et $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Il est essentiellement en équilibre géostrophique; le front qui lui est associé se manifeste par un gradient horizontal de densité compris entre 0,2 et $0,4 \text{ kg m}^{-3}$ sur au moins 20 km et une profondeur maximale de 300 m. Front et écoulement constituent les deux aspects indissociables de l'équilibre géostrophique entre le champ de densité et le champ de courant. L'équilibre est maintenu à la suite d'ajustements imposés par différents forçages parmi lesquels sont reconnus comme prépondérants la formation d'eau dense en hiver (Prieur *et al.*, 1983; Crépon, Boukthir, 1987), les apports importants d'eau douce, la compensation en surface de l'écoulement de l'eau profonde vers le détroit de Gibraltar (Béthoux *et al.*, 1988), et les effets du vent (Saint-Guilly, 1985).

Ici encore, l'introduction du concept de front dans un site océanographique déjà très étudié sous bien des aspects a profondément modifié la compréhension de l'écosystème. Un autre concept-clef, qui découle du précédent, s'est avéré tout aussi fécond : celui du transfert oblique de la matière en profondeur.

Peu de travaux théoriques existent sur la modélisation océanique des écoulements géostrophiques frontaux et, surtout, de la circulation secondaire associée. Cette circulation secondaire affecte essentiellement la composante verticale de la vitesse et la composante horizontale perpendiculaire à l'écoulement de base (Fedorov, 1986; Prieur, 1986). Aussi l'effort de recherche porte-t-il essentiellement sur l'observation afin de préciser les échelles de temps et d'espace des processus physiques et biologiques impliqués dans la zone frontale et qui rendent compte des distributions spatiales des différentes variables. La mise au point des stratégies d'échantillonnage a nécessairement pris une grande place, dans le souci de disposer de données réalistes et irréfutables. Il a fallu également développer des méthodes particulières de traitement des données. En effet, les séries multiparamétriques ne répondent pas aux conditions restrictives des méthodes classiques de traitement (analyse spectrale ou analyse factorielle, par exemple) : les séries ne sont pas stationnaires et les données successives sont auto-corrélées, les zones homogènes sont représentées par un nombre réduit de mesures, etc. L'analyse spectrale, appliquée avec quelques précautions (Thévenot, 1981; Thévenot, Ibanez, 1981) et le calcul des coefficients de Laurec (1979) ont montré que les taches de phytoplancton rencontrées lors de trajets horizontaux de surface ont des dimensions comprise entre 1 et 3 km. L'analyse en composantes principales fait ressortir pour ces mêmes séries la permanence des relations entre les différents descripteurs et de la séparation des différentes zones (Belluau, Coste, 1982; Belluau *et al.*, 1982). De nouvelles techniques numériques doivent cependant être employées pour analyser objectivement la dépen-

dance entre les structures biologiques (particulièrement instables et complexes) et les structures physiques, et en déduire la nature des processus et leurs échelles caractéristiques. L'analyse par fonctions de structure s'est révélée utile (Priour, Tiberti, 1985; Tiberti, 1985; Horel, 1988) en montrant que les corrélations entre descripteurs changent suivant l'échelle d'espace considérée. A petite échelle (1 km), l'essentiel des variations des descripteurs chimiques est due en hiver au processus de production primaire; à plus grande échelle, on retrouve les différentes zones et les phénomènes de mélange entre les masses d'eau contiguës. Une approche similaire a été employée pour des séries d'abondance d'espèces zooplanctoniques (Ibanez, Boucher, 1987). Elle montre l'anisotropie de la distribution des espèces individuelles (au moyen du calcul de variogrammes), ou des peuplements (calcul de distogrammes), en fonction de la distance ou de la variation des descripteurs physiques. La variabilité est maximale dans la direction perpendiculaire au front de salinité. D'autres approches, comme le calcul des dimensions fractales (Ibanez, Etienne, 1986) ou l'analyse syntaxique (Pigeau, 1986), sont également des outils interprétatifs utiles et en cours de développement.

Enfin, il est maintenant acquis que la circulation frontale accélère le transfert vers la profondeur du matériel organique synthétisé en surface, ceci selon un trajet oblique plus ou moins isopycnal. Ce mécanisme est attesté par la présence d'importantes populations de zooplancton filtreur en profondeur; il rend compte également de la répartition des taux de sédimentation tels que mesurés occasionnellement au moyen de pièges (mesures à renouveler). Le front liguro-provençal a donc pour effet d'intensifier le flux vertical du carbone dans les quelque 500 premiers mètres de l'océan. Cet effet reste, d'une part à quantifier, d'autre part à tester sur des fronts de plus grande extension.

Remerciements

Les recherches ici exposées reçoivent depuis 1987 un soutien financier de l'Institut National des Sciences de l'Univers (I.N.S.U.) du C.N.R.S. Les auteurs sont reconnaissants à J. Le Fèvre et à trois autres rapporteurs anonymes pour leurs commentaires bienveillants et constructifs sur le manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Anon. (1968). *Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*, Service Hydrogr. Marine, Paris, 287 pp.
- Anon. (1981). *Atlas of the seas around the British Isles*, Fish. Res. Lab. Lowestoft, 88 pl. (sans pagination).
- Grepma (1988 a) Satellite (AVHRR/NOAA-9) and ship studies of a coccolithophorid bloom in the western English Channel, *Marine Nature*, 1 (1), 1-14.
- Grepma (1988 b). A physical, chemical and biological characterization of the Ushant tidal front in the summer of 1982, *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, 73, (5), 511-536.
- Groupe Hydrokor (1973). *Résultats des campagnes du N.O. Korotneff 1969-1971*, *Stat. mar. Villefranche*, 5, 150 p.
- Groupe Hydrokor (1975). *Résultats des campagnes du N. O. Korotneff 1972-1973*, *Stat. mar. Villefranche*, 16: 85 p.
- Groupe Trophos (1983). La campagne «Trophos-1» en mer Ligure en mai 1982. Premiers résultats: situation hydrologique et biomasses zooplanctoniques, *Rapp. Proc.-verb. Réunion. CIESM*, 28, (9), 229-230.
- Medoc Group (1970). Observation and formation of deep water in the Mediterranean Sea, *Nature*, 227 (5262), 1039-1040.
- Agoumi A. (1985). *Modélisation de l'écosystème pélagique en Manche, Étude de l'influence des phénomènes physiques sur le système planctonique*, Thèse Univ. Paris-VI, 380 pp.
- Agoumi A., M. J. Enderlé, R. A. Gras (1983). Modélisation du régime thermique de la manche, *Oceanol. Acta*, 6, (4), 393-406.
- Agoumi A., P. Gosse, M. Khalanski (1985). Numerical modelling of the influence of the vertical thermal structure on phytoplanktonic growth in the English Channel. In P. E. Gibbs (Ed.), "19th European marine biology symposium", Plymouth 1984, Cambridge Univ. Press, 23-38.
- Allain C. (1960). Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée, *Rec. Trav. I.S.T.P.M.*, 24, (1), 121-145.
- Arbault S., N. Boutin (1968). Ichtyoplancton. Oeufs et larves de poissons Téléostéens dans le golfe de Gascogne en 1964, *Rev. Trav. ISTPM*, 32, (4), 413-476.
- Arfi R. (1987). Hydrologie et charge nutritive à l'embouchure du Rhône (saison froide), *Bull. Écologie*, 18, (2), 123-130.
- Astraldi M., G. Manzella et R. Meloni (1980). *Aggiornamento delle conoscenze sulle caratteristiche dinamiche del mar Ligure con particolare riguardo all situazione costiera. Sintesi bibliografica*, (1969-1979), Lab. Studio Dinamica Grandi Masse, Cons. Naz. Ric., T. R. 102, 52 pp.
- Baines P. G., (1982). On internal tide generation models, *Deep-Sea Res.*, 29, (3), 307-338.
- Barillier A. (1988). *Distribution de la matière organique au niveau du front Liguro-Provençal*, Mém D.E.A. Océanogr. biol. Univ. P. et M. Curie, Paris-VI, 2 vol.: 36 p. + 37 p. + annexe. Résumé: *J. Rech. océanogr.*, 13, (3-4), 85-86.
- Baussant T. (1988). *Contribution à la détection acoustique du plancton sur la verticale en zone frontale Ligure et son interprétation*, Mém. D.E.A. Océanogr. biol. Univ. P. et M. Curie, Paris-VI, 45 pp.
- Baussart N., M. Viollier et M. Richard (1979). Observation du détroit du Pas-de-Calais (France) à l'aide du satellite Landsat, *Photo-interprétation*, 2, (4 a), 28-30.
- Belluau M., B. Coste (1981). Mise en évidence des variations à petite échelle des concentrations en sels nutritifs et en chlorophylle par des mesures en continu en Mer Ligure au large de Nice, *Thalassia Jugosl.*, 17, (2), 109-116.
- Belluau M., F. Blanc, B. Coste (1982). Structures hydrologiques à petite échelle dans la zone de divergence de la mer Ligure (Méditerranée nord-occidentale): étude par l'analyse en composantes principales de séries spatio-temporelles multiples, *Mar. Biol.*, 70, (3), 283-293.
- Bentley D. (1985). Caractéristiques physico-chimiques des eaux du détroit du Pas-de-Calais, *J. Rech. océanogr.*, 10, (2), 69-71.
- Béthoux J.-P. (1980). Mean water fluxes across sections of the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities, *Oceanol. Acta*, 3, (1), 79-88.
- Béthoux J.-P., L. Priour (1983). Hydrologie et circulation en Méditerranée nord-occidentale, *Pétrole Techniques*, 299, 25-34.
- Béthoux J.-P., L. Priour, J. H. Bong (1988). Le courant Ligure au large de Nice. In "Océanographie pélagique méditerranéenne", édité par H.-J. Minas et P. Nival, *Oceanol. Acta*, n° sp. 9, 59-67.
- Béthoux J.-P., L. Priour, F. Nyffeler (1981). Utilisation des moyennes hydrologiques pour le calcul des flux d'eau dans le bassin liguro-provençal, *Rapp. C.I.E.S.M.*, 27, (6), 193-196.
- Béthoux J.-P., L. Priour, F. Nyffeler (1982). The water circulation in the north-western Mediterranean Sea, its relation with wind and atmospheric pressure In: "Hydrodynamics of semi-enclosed seas" (J. C. J. Nihoul, Ed.), Elsevier, Amsterdam, 129-142.
- Birrien J.-L. (1987). *Cycles des variations des éléments nutritifs et du phytoplancton en baie de Douarnenez et dans les secteurs adjacents: importance du front côtier de l'Iroise*, Thèse Univ. Bretagne occid., 165 pp.

- Birrien J.-L., P. Le Corre C. Videau (1987). Développement de *Gyrodinium aureolum* Hulburt en baie de Douarnenez et en mer d'Iroise pendant l'été 1983. In H.-J. Ceccaldi & G. Champalbert (Ed.), "Actes du colloque pluridisciplinaire franco-japonais d'océanographie", (2-Eaux colorées), Marseille, 1985, 51-63.
- Blanc F. (1985). *Projet de faisabilité du programme "Frontal"*. Pirocéan/I.N.S.U., 83 pp. + annexes (non publié).
- Blanc F., M. Levea (1972). Étude de la zone d'eutrophisation correspondant à l'épandage des eaux du Rhône, in: "Programme Biologique International. Comité français", C.r. participation franç., 107-109.
- Blanc F., M. Leveau (1973). *Plancton et eutrophie: aire d'épandage rhodanienne et golfe de Fos (traitement mathématique des données)*. Thèse Univ. Aix-Marseille, I: 681 pp.; II: xxxix p. + figs.
- Blanc F., M. Leveau, K. H. Szekielda (1969). Effets eutrophiques au débouché d'un grand fleuve (Rhône), *Mar. Biol.*, **3**, (3), 233-242.
- Boucher J. (Ed.) (1981). Campagnes «Ecomanche» État de référence écologique de la Manche, *Publs CNEOX, Résult. Campagnes Mer*, **21**, 1980, 1-119.
- Boucher J. (1984). Localization of zooplankton populations in the ligurian front: role of ontogenic migration, *Deep-Sea Res.*, **A**, **31**, (5), 469-478.
- Boucher J., F. Ibanez, L. Prieur (1987). Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the ligurian front, *J. mar. Res.*, **45**, (1), 133-173.
- Brylinski J.-M. (1975). *Étude du zooplancton marin de la région de Boulogne-sur-Mer*, D.E.A. Univ. Lille-I, 90 pp.
- Brylinski J.-M. (1986). Méthode de détection des gradients faunistiques: les courbes FCT. Répartition du zooplancton au large du cap Gris-Nez (France), *Oceanol. Acta*, **9**, (4), 457-467.
- Brylinski J.-M., D. Bentley, C. Quisthoudt (1988a). Discontinuité écologique et zooplancton (Copépodes) en Manche orientale, *J. Plankton Res.*, **10**, (3), 503-513.
- Brylinski J.-M., L. Cabioch, P. Conti, G. Chabert D'Hières, J.-P. Dupont, S. Frontier, P. Guéguéniat, R. Lafite, Y. Lagadeuc, E. Puskaric, M. Skiker, M. Wartel (1988b). La notion de fleuve côtier dans les études océanographiques en Manche orientale (résumé), *J. Rech. océanogr.*, **13**, (1-2), 66-67.
- Brylinski J.-M., J. Dupont, D. Bentley (1984). Conditions hydrobiologiques au large du cap Gris-Nez: premiers résultats, *Oceanol. Acta*, **7**, (3), 315-322.
- Brylinski J.-M., 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. hebd. Séances Acad. Sci. Paris*, **III**, **307**, 183-187.
- Cooper L. H. N. (1947). Internal waves and upwelling of oceanic waters from mid-depths on to a continental shelf, *Nature*, **59**, 453-464.
- Cooper L. H. N. (1952). Processes of enrichment of surface water with nutrients due to strong winds blowing on to a continental slope, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **30**, 453-464.
- Copin-Montégut C. (1988). Éléments majeurs des particules en suspension de la Méditerranée occidentale. In «*Océanographie pélagique méditerranéenne*», édité par H.-J. Minas et P. Nival, *Oceanol. Acta* n° 9, 95-102.
- Coste B. (1971). *Circulation et évolution des composés de l'azote et du phosphore (en particulier des sels nutritifs) dans le bassin occidental de la Méditerranée. Influence sur la production organique*. Thèse Doct. État Univ. Aix-Marseille, 255 pp.
- Coste B. (1974). Rôle des apports nutritifs minéraux rhodaniens sur la production organique des eaux du golfe du Lion, *Téthys*, **6**, (4), 727-740.
- Coste B., A. Cadenes, H. J. Minas (1985). L'impact des apports rhodaniens en éléments nutritifs sur les eaux du golfe du Lion, *Rapp. Proc.-verb. Réun. C.I.E.S.M.*, **29**, (7), 53-55.
- Coste B., J. Gostan, H. J. Minas (1972). Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. Structures hydrologiques et distribution des sels nutritifs, *Mar. Biol.*, **16**, (4), 320-348.
- Coste B., H. J. Minas (1967). Premières observations sur la distribution des taux de productivité et des concentrations en sels nutritifs des eaux de surface du golfe du Lion, *Cah. océanogr.*, **19**, (5), 417-429.
- Crépon M., M. Boukthir (1987). Effect of deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies, *Ann. geophysicae*, **B5**, (1), 34-48.
- Crépon M., L. Wald, J. M. Monget (1982). Low frequency waves in the Ligurian Sea during december 1977 from satellite NOAA5, *J. Geophys. Res.*, **87**, (C1), 595-600.
- Dechambenoy C., L. Pontier, F. Sirou, J. Le Floch, J. Raillard (1977). Quelques résultats de mesures par navire et avion de la structure thermique superficielle de la mer au large de la Bretagne, *Revue hydrogr. intern.*, **54**, (2), 135-152.
- Demarcq H. (1985). *Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie. Étude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le golfe du Lion et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée*. Thèse 3^e cycle Univ. Marseille, pagin. multiple.
- Denman K. L., T. M. Powell (1984). Effects of physical processes on planktonic ecosystems in the coastal ocean, *Oceanogr. mar. Biol. Ann. Rev.*, **22**, 125-168, 2 pls.
- Dickson R. R., P. A. Gurbutt, V. N. Pillai (1980). Satellite evidence of enhanced upwelling along the European continental slope, *J. phys. Oceanogr.*, **10**, 813-819.
- Dietrich G. (1950). Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrografischer Grundlage, *Kieler Meeresforsch.*, **7**, 35-69.
- Dietrich G. (1963). *General oceanography, An introduction*. Interscience Publ. Wiley, New York, 588 p. (Traduction de: *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1957).
- Djenidi S., J. C. J. Nihoul, F. Ronday, A. Garnier (1986). Modèles mathématiques de courants résiduels sur le plateau continental nord-européen. In: «*La baie de Seine*», IFREMER/CNRS, *Actes Colloques*, **4**, 73-84.
- Dupont J., D. Bentley, A. Richard (1981). Suivi du détroit du Pas-de-Calais, *J. Rech. océanogr.*, **6**, (1), 16.
- Durand J. (1985). *Contribution à l'étude de la dynamique de la production zooplanctonique sur le front Liguro-Provençal (Méditerranée Nord-occidentale)*, Mém. D.E.A. Océanogr. biol. Univ. Aix-Marseille-II, 46 pp.
- Fedorov K. N. (1986). *The physical nature and structure of oceanic fronts*, Springer Verlag, Berlin, viii-333 pp.
- Fernhead P. G. (1975). On the formation of fronts by tidal mixing around the British Isles, *Deep-Sea Res.*, **22**, (5), 311-321.
- Fogg G. E. (Ed.) (1985). Biological studies in the vicinity of a shallow-sea tidal mixing front, *Phil. Trans. R. Soc. London*, **310**, 407-571.
- Freije H. (1985). *Étude de la production primaire en période estivale dans le golfe du Lion*, Thèse 3^e Cycle Univ. Aix-Marseille-II, 124 pp.
- Frontier S. (1978). Interface entre deux écosystèmes: exemples dans le domaine pélagique, *Annls inst. océanogr. Monaco*, **54**, (2), 95-105.
- Frontier S. (1988). Studying fronts as contact ecosystems. In J. C. J. Nihoul «*Marine interfaces ecohydrodynamics*», Elsevier oceanogr. Ser., **42**, 55-66.
- Gascard J.-C. (1978). Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies, *Oceanol. Acta*, **1**, (3), 315-330.
- Gentilhomme V. (1988). *Contribution à l'étude de l'interface eaux côtières/eaux du large en Manche orientale: données sur la production primaire*, Stat. mar. Wimereux, Univ. Lille. D.E.A. Univ. Aix-Marseille-II, 43 pp.
- Gilham L. B., J. J. Mika, D. A. Wisenburg (1985). Bibliography on research on ocean fronts, 1964-1984. *NORDA tech. Note*, **303**, 1-53.
- Gill C. W., R. P. Harris (1987). Behavioural responses of the copepods *Calanus helgolandicus* and *Temora longicornis* to dinoflagellate diets, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, **67**, (4), 785-801.
- Gostan J. (1967). *Contribution à l'étude hydrologique du bassin liguro-provençal entre la Riviera et la Corse*. Thèse Doct. État Fac. Sci. Paris, 206 pp.
- Gostan J., P. Nival (1967). Relations entre la distribution des phosphates minéraux dissous et la répartition des pigments dans les eaux superficielles du golfe de Gênes, *Cah. océanogr.*, **19**, (1), 41-52.
- Grall J.-R. (1976). Sur une «eau colorée» à *Gyrodinium aureolum* Hulburt observée en Manche, *Trav. Stat. biol. Roscoff*, **23**, 19-22.
- Grall J.-R., P. Le Corre, J. Le Fèvre, Y. Marty, B. Tournier (1981). Caractéristiques estivales de la couche d'eau superficielle dans la zone de fronts thermiques Ouest-Bretagne, *Océanis*, **6**, (2), 235-249.
- Grall J.-R., G. Le Fèvre-Lehoerff, J. Le Fèvre (1971). Observations sur la distribution du plancton à proximité d'Ouessant en juin 1969 et ses relations avec le milieu pélagique, *Cah. océanogr.*, **23**, (2), 145-170.
- Guéguéniat P., R. Gandon, Y. Baron, J. Pentreath, R. Salomon, J.-M. Brylinski. Utilisation des radionucléides artificiels (¹²⁵Sb, ¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs) pour l'observation *in situ* du déplacement des masses d'eau en Manche, In: Colloque international «*Radioactivité et océanographie. Les radionucléides: un outil océanographique*», Cherbourg, juin 1987 (sous presse).
- Heaps N. S. (1980). A mechanism for local upwelling along the continental slope, *Oceanol. Acta*, **3**, (4), 449-454.
- Heburn G. W. (1987). The dynamics of the western Mediterranean Sea. A wind forced case study, *Ann. geophysicae*, **5**, (1), 61-74.

- Hecq J.-H., J.-M. Bouquerea, S. Djenidi, M. Frankignoulle, A. Goffart, M. Licot, (1986). Some aspects of the liguro-provençal frontal ecohydrodynamics. In J. C. J. Nihoul « *Marine interfaces ecohydrodynamics* », Elsevier oceanogr. Ser., **42**, 257-271.
- Hinschberger F. (1962). Résultats de 14 stations hydrologiques dans l'Iroise et ses abords, *C.r. Séanc. Acad. Sci. Paris*, **255**, (20), 2629-2631.
- Holligan P. M. (1979). Dinoflagellate blooms associated with tidal fronts around the British Isles. In D. L. Taylor, H. H. Seliger « *Toxic dinoflagellate blooms* », Elsevier/North-Holland, New York, 249-256.
- Holligan P. M. (1981). Biological implications of fronts on the northwest european continental shelf, *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A302**, (1472), 547-562, pl.1.
- Holligan P. M., R. P. Harris, R. C. Newell, D. S. Harbour, R. N. Head, E. A. S. Linley, M. I. Lucas, P. R. G. Tranter, C. M. Weekley (1984). Vertical distribution and partitioning of organic carbon in mixed, frontal and stratified waters of the English Channel, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **14**, (2-3), 111-127.
- Holligan P. M., R. D. Pingree, G. T. Mardell (1985). Oceanic solitons, nutrient pulses and phytoplankton growth, *Nature*, **314**, (6009), 348-350.
- Holligan P. M., R. D. Pingree, P. R. Pugh, G. T. Mardell (1976). The hydrography and plankton of the eastern English Channel in March 1976, *Annls biol.*, **33**, 69-71.
- Holligan P. M., M. Viollier, C. Dupouy, J. Aiken (1983 a). Satellite studies on the distribution of chlorophyll and dinoflagellate blooms in the western English Channel, *Contin. Shelf Res.*, **2**, (2-3), 81-96.
- Holligan P. M., M. Viollier, D. Harbour, P. Camus, M. Champagne-Philippe (1983 b). Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge, *Nature*, **304**, (5924), 339-342.
- Hopkins T. S. (1978). Physical processes in the Mediterranean basins. In « *Estuarine transport processes* » (B. Kjerfve, Ed.), Univ. S. Carol. Press, 269-310.
- Horel S. (1988). *Sur une utilisation des fonctions de structures dans l'analyse des données multiparamétriques en continu*. Mém. D.E.A. Océanogr. biol. Univ. P. et M. Curie-Paris-VI, 39 pp.
- Ibanez F., J. Boucher (1987). Anisotropie des populations zooplanctoniques dans la zone frontale de mer Ligure, *Oceanol. Acta*, **10**, (2), 205-216.
- Ibanez F., M. Etienne (1986). Le déterminisme du chaos, *J. Rech. océanogr.*, **11**, (2), 66-69.
- Jacq E., D. Prieur (1985). Distribution comparée des bactéries libres et fixées aux particules au niveau du système frontal d'Ouessant. *Océanis*, **11**, (3), 223-234.
- Jacq E., D. Prieur (1986). Les associations bactéries-matière particulaire en milieu pélagique côtier : exemples de variations spatiales et temporelles. In « *2^e colloque international de bactériologie marine* », Brest 1984. *Publs Ifremer Actes Colloques*, **3**, 227-234.
- Jacques G. (1970). Aspects quantitatifs du phytoplancton de Banyuls-sur-Mer (golfe du Lion). IV. Biomasse et production, 1965-1969, *Vie Milieu*, Sér. B-Océanogr., **21**, (1), 37-102.
- Jacques G., H. J. Minas, M. Minas, P. Nival (1973). Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. II-Biomasse et production phytoplanctoniques, *Mar. Biol.*, **23**, (4), 251-165.
- Jacques G., M. Minas, J. Neveux, G. Slawyk (1976). Conditions estivales dans la divergence de Méditerranée nord-occidentale, III. Phytoplancton, *Annls Inst. océanogr.*, **52**, (2), 141-152.
- Killworth P. O. (1976). The mixing and spreading phases of Medoc, *Prog. Oceanogr.*, **7**, (2), 59-90.
- Klein P., B. Coste (1984). Effects of wind-stress variability on nutrient transport into the mixed layer, *Deep-Sea Res.*, **31**, (1), 21-37.
- Lacombe H., P. Tchernia (1972). Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In « *The Mediterranean Sea* » (D. J. Stanley, Ed.), Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 26-36.
- Lacombe H., P. Tchernia, L. Gamberoni (1985). Variable bottom water in the western Mediterranean basin, *Prog. Oceanogr.*, **14**, 319-338.
- Lagadeuc Y., 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., J.-M. Brylinski (1988). Périodicité de la stratification et de la destratification du front du Pas-de-Calais : conséquences éventuelles (résumé). In « *Échelles spatio-temporelles pour les phénomènes physiques, chimiques et biologiques dans les zones frontales* ». Table ronde « Frontal », C.N.R.S./I.N.S.U., mars 1988, Paris.
- Laurec A. (1979). Analyse des données et modèles prévisionnels en écologie marine, Thèse Doct. État, Univ. Aix-Marseille-II, 405 pp.
- Le Corre P., V. Mariette (Ed.) (1985). Le front thermique d'Ouessant en août et septembre 1982, *IFREMER, Campagnes océanogr. franç.*, **1**, 369 pp.
- Le Corre P., P. Morin (1987). *Campagne océanographique « Ondine 1985 », Résultats des travaux à la mer*. Rapp. int. Univ. Bretagne occid., vol. 1, 200 pp.; vol. 2, 210 p.
- Le Corre P., P. Tréguer (1976 a). Contribution à l'étude de la matière organique dissoute et des sels nutritifs dans l'eau de mer : caractéristiques chimiques du golfe de Gascogne et des upwellings côtiers de l'Afrique du Nord-Ouest. Thèse Univ. Bretagne occid., 490 pp.
- Le Corre P., P. Tréguer (1976 b). Caractéristiques chimiques du golfe de Gascogne et du proche Atlantique (répartition des sels nutritifs). *Publs CNEXO. Résult. Campagnes Mer*, **9**, 15-41.
- Le Corre P., P. Tréguer (1976 c). Caractéristiques chimiques et planctoniques du golfe de Gascogne et du proche Atlantique. Campagnes Polygas (20 octobre -4 novembre 1972), campagne Phygas 32 (24 avril-8 mai 1973), *Publs CNEXO, Résult. Campagnes Mer.*, **9**, 306 p.
- Le Fèvre J. (1986). Aspects of the biology of frontal systems, *Adv. mar. Biol.*, **23**, 163-299.
- Le Fèvre J., S. Frontier (1988). Influence of temporal characteristics of physical phenomena on plankton dynamics as shown by North-West european marine ecosystems. In « *Toward a theory of biological physical interactions in the world ocean* », NATO Conf., Bonas 1987 (B. J. Rothschild, ed.). Kluwer Acad. Publ., 245-272.
- Le Fèvre J., J.-R. Grall (1970). On the relationship of *Noctiluca* swarming off the western coast of Brittany with hydrological features and plankton characteristics of the environment, *J. Exp. mar. Biol. Ecol.*, **4**, (3), 287-306.
- Le Fèvre J., P. Le Corre, A. Serpette (1988). Temporal characteristics of hydrodynamic systems as control of pathways in pelagic food webs (abstract). AGU/ASLO winter meeting 1988, *Eos.*, **69**, 113.
- Le Fèvre J., M. Viollier, P. Le Corre, C. Dupouy, J.-R. Grall (1983). Remote sensing observations of biological material by LANDSAT along a tidal thermal front and their relevancy to the available field data, *Estuarine coastal Shelf Sci.*, **16**, (1), 37-50 + 3 pl.
- Le Floch J., V. Romanovsky (1954). Circulation superficielle des eaux dans la partie orientale du bassin occidental de la Méditerranée, *Trav. Com. rég. Étude Côtes*, **1**, (1), 1-17.
- Legendre L., S. Demers (1984). Towards dynamic biological oceanography and limnology, *Can. J. Fish. aquat. Sci.*, **41**, (1), 2-19.
- Legendre L., S. Demers (1985). Auxiliary energy, ergoclines and aquatic biological production, *Naturaliste can.*, **112**, 5-14.
- Legendre L., S. Demers, D. Lefavre (1986). Biological production at marine ergoclines. In J. C. J. Nihoul « *Marine interfaces ecohydrodynamics* », Elsevier océanogr. Ser., **42**, 1-29.
- Legendre L., J. Le Fèvre (1989). Hydrodynamical singularities as controls of recycled versus export production in oceans. In W. H. Berger *et al.* (Ed.), *Productivity of the ocean, present and past*, Dahlem Conf. Berlin, 1988, J. Wiley, Chichester, 49-63.
- Le Tareau J. Y., R. Mazé, J. Le Fèvre, C. Billard, Y. Camus (1983). Envat 81. Campagne de recherche multidisciplinaire en Atlantique. Aspects météorologiques, chimiques, biologiques, hydrologiques et thermodynamiques, *METMAR*, **118**, (1), 6-25.
- Leveau M., B. Coste (1987). Impact des apports rhodaniens sur le milieu pélagique du golfe du Lion, *Bull. Ecol.*, **18**, (2), 119-122.
- Leveau M., F. Lochet, M. Goutx, F. Blanc. Effect of the plume front on the distribution of inorganic and organic matter off the Rhone River. *Hydrobiologia* (sous presse).
- Licot M., A. Gaspar, J. H. Hecq (1983). Distribution du plancton au niveau du front Liguro-Provençal au large de la Corse. Résultats préliminaires des campagnes Trophos 1982, *Rapp. Proc.-verb. Réun. CIESM*, **28**, (9), 213-214.
- Lochet F. (1987). Étude de la structure frontale du Rhône grâce à la mesure en continu de descripteurs hydrobiologiques. In *Colloque international d'océanographie, Ecosystèmes de marges continentales*. Perpignan 1987, CNRS, CEE, CIESM, Monaco, p. 27.
- Maddock L., R. D. Pingree (1982). Mean heat and salt budgets for the Eastern English Channel and the Southern Bight of North Sea. *J. mar. biol. Ass. UK.*, **62**, (3), 559-575.
- Margalef R. (Ed.) (1985). *Western Mediterranean*, Pergamon, 363 pp.
- Mariette V. (1983). *Effets des échanges atmosphériques sur la structure thermique marine. Application à des zones de large et à une zone côtière*, Thèse Univ. Bretagne occid., 282 pp.
- Mariette V., B. Le Cann (1985). Simulation of the formation of the Ushant thermal front, *Continental Shelf Res.*, **4**, (6), 637-660.
- Mariette V., G. Rougier, J.-C. Salomon, B. Simon (1982). Courants de marée en mer d'Iroise, *Oceanol. Acta*, **5**, (2), 149-159.
- Masson M. (1986). Perspectives offertes en mer Ligure par l'exploitation des données des sondeurs acoustiques (Résumé), *J. Rech. océanogr.*, **11**, (4), 105.

- Matthews D. J. (1911). *The physical conditions in the English Channel*, 1906. North Sea Fish. Invest. Committee, 3rd Rep. (Southern area) 1906-1908, 269-282.
- Mazé R. (1980). Formation d'ondes internes stationnaires sur le talus continental. Application au golfe de Gascogne, *Annls hydrogr.*, 5^e Sér., 8, (1, 754), 45-58.
- Mazé R. (1983). *Mouvements internes induits dans un golfe par le passage d'une dépression et par la marée. Applications au golfe de Gascogne*. Thèse Univ. Bretagne occid. 320 pp.
- Mazé R. (1987). Generation and propagation of non-linear internal waves induced by the tide over a continental slope, *Continental Shelf Res.*, 7, (9), 1079-1104.
- Mazé R., Y. Camus, J.-Y. Le Tareau (1986). Formation de gradients thermiques à la surface de l'océan, au-dessus d'un talus, par interaction entre les ondes internes et le mélange dû au vent, *J. Cons. perm. int. Explor. Mer.*, 42, (3), 221-240.
- Minas H. J. (1970). La distribution de l'oxygène en relation avec la production primaire en Méditerranée nord-occidentale, *Mar. Biol.*, 7, (3), 181-204.
- Minas H. J. (1971). Résultats de la campagne Médipro I du Jean-Charcot, *Cah. océanogr.*, 23, (Suppl.), 93-144.
- Morin P. (1984). *Evolution des éléments nutritifs dans les systèmes frontaux de l'Iroise: assimilation et régénération; relation avec les structures hydrologiques et les cycles de développement du phytoplancton*. Thèse 3^e cycle Univ. Bretagne occid., 220 pp.
- Morin P., P. Le Corre, J. Le Fèvre (1985). Assimilation and regeneration of nutrients off the West coast of Brittany, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 65, (3), 677-695.
- Niiler P. P., E. B. Kraus (1977). One-dimensional models in the upper ocean. in *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean* (E. B. Kraus, Ed.), 143-172. Pergamon, Oxford.
- Nival P. (1976). *Relations phytoplancton-zooplancton. Essai de modélisation*. Thèse Doct. État Univ. P. et M. Curie-Paris VI, t. I: 219 pp.
- Nival P., S. Nival, A. Thiriot (1975). Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Méditerranée nord-occidentale. V. Biomasse et production zooplanctonique. Relations phyto-zooplancton, *Mar. Biol.*, 31, (3), 249-270.
- Nyffeler F., J. Raillard, L. Prieur (1980). Le bassin liguro-provençal. Études statistiques des données hydrologiques 1950-1974, *Publs scient. tech. CNEXO*, 42: 163 p.
- Partensky F., A. Sournia (1986). Le dinoflagellé *Gyrodinium cf. aureolum* dans le plancton de l'Atlantique Nord: identification, écologie, toxicité, *Cryptog. Algol.*, 7, (4), 251-275.
- Pedrotti M. L. (1985). *Distribution des larves d'échinodermes en Mer Ligure*, Mém. D.E.A. Océanogr. biol. Univ. Aix-Marseille-II, 60 pp.
- Pedrotti M. L. (1987). Une approche de l'étude de la dispersion des larves d'échinodermes: utilisation d'un filet-pompe le long d'une radiale dans la région de Villefranche-sur-Mer (résumé), *Bull. Soc. Sc. natur. Ouest France*, Suppl. h-Sér., 93.
- Pedrotti M. L., C. Cellario, L. Fenaux (1987). Répartition spatio-temporelle de quelques larves d'échinodermes le long d'une demi-radiale entre Nice et Calvi (Méditerranée) (abstract). *Proc. of the sixth international Echinoderm conference*. Victoria, 23-28 Aug. 1987, p. 809.
- Péres J.-M., P. Laborde, J.-C. Romano, Y. Souza-Lima (1986). Eau rouge à *Noctiluca* sur la côte de Provence en juin 1984. Essai d'interprétation dynamique, *Annls Inst. océanogr.*, 62, (1), 85-116
- Philippe M. (1980). Fronts thermiques en Méditerranée, d'après des données du radiomètre du satellite NOAA 5 (septembre 1977- février 1979), *C.r. Acad. Sci. Paris*, B, 291, 43-46.
- Pigeau F. (1986). *Interprétation de l'échantillonnage en continu par l'analyse syntaxique*, Mém. D.E.A. Océanogr. biol. Univ. P. et M. Curie-Paris-VI, 42 pp.
- Pingree R. D. (1978). Cyclonic eddies and cross-frontal mixing, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 58, (4), 955-963, pl. 1-2.
- Pingree R. D., D. K. Griffiths (1978). Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles, *J. geophys. Res.*, 83, (C9), 4615-4622.
- Pingree R. D., D. K. Griffiths, G. T. Mardell (1984). The structure of the internal tide at the Celtic Sea shelf break, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 64, (1), 99-113.
- Pingree R. D., P. M. Holligan, R. N. Head (1977). Survival of dinoflagellate blooms in the western English Channel, *Nature*, 265 (5591), 266-269.
- Pingree R. D., P. M. Holligan, G. T. Mardell (1978). The effects of vertical stability on phytoplankton distributions in the summer on the northwest European shelf, *Deep-Sea Res.*, 25, (11), 1011-1028, pl. 1-4.
- Pingree R. D., P. M. Holligan, G. T. Mardell (1979). Phytoplankton growth and cyclonic eddies, *Nature*, 278, (5701), 245-247.
- Pingree R. D., G. T. Mardell (1981). Slope turbulence, internal waves and phytoplankton growth at the Celtic Sea shelf break, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A302: 663-682.
- Pingree R. D., G. T. Mardell (1985). Solitary internal waves in the Celtic Sea, *Prog. Oceanogr.*, 14: 431-441.
- Pingree R. D., G. T. Mardell, A. L. New (1986). Propagation of internal waves from the upper slopes of the Bay of Biscay, *Nature*, 321, (6066), 154-158.
- Pingree R. D., G. T. Mardell, P. M. Holligan, D. K. Griffiths, J. Smithers (1982). Celtic Sea and Armorican current structure and the vertical distributions of temperature and chlorophyll. *Continental Shelf Res.*, 1, (1), 99-116.
- Pingree R. D., L. Pennycuik, G. A. W. Battin (1975). A time-varying temperature model of mixing in the English Channel, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 55, (4), 975-992.
- Poulet S. A. V. Martin-Jézéquel, R. N. Head (1984). Distribution of dissolved free amino-acids in the Ushant front region, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 18, (1-2), 49-55.
- Prieur L. (1973). Interprétation d'une zone de forte turbidité sur la radiale Nice-Calvi, *Rapp. C.I.E.S.M.*, 22, (5), 59-61.
- Prieur L. (1979). Structures hydrologiques, chimiques et biologiques dans le bassin liguro-provençal, *Rapp. proc.-verb. Réunion. CIESM*, 25-26, (7), 75-76.
- Prieur L. (1981). Hétérogénéité spatio-temporelle dans le bassin liguro-provençal, *Rapp. Proc.-verb. Réunion. CIESM*, 27, (6), 177-179.
- Prieur L. (1983). *Bilan des opérations en mer Ligure*. Compte rendu d'activité du Gréco 34 du C.N.R.S., 37-49 (non publié).
- Prieur L. (1985). Systèmes frontaux en mer Ligure à partir des mesures multiparamétriques en continu, *Cour. Médiprod*, 2, 2-5 + figs.
- Prieur L. (1986). Cross-frontal circulation and production in the Ligurian Sea front (abstr.). *Ecos. Trans. amer. geophys. Union*, 67, 981.
- Prieur L., J.-P. Béthoux, M. Albuissou, L. Wald, J. M. Monget (1981). A comparison between infrared satellite images and sea truth measurements. In J. F. Gower (Ed.) *Oceanography from space*, 13, Pergamon, 159-167.
- Prieur L., J.-P. Béthoux, J. H. Bong, D. Taillez (1983). Particularités hydrologiques et formation d'eau profonde dans le bassin liguro-provençal en 1981-1982, *Rapp. P.V. Réunion. CIESM*, 28, (2), 51-53.
- Prieur L., A. Sournia, R. A. Arnone, D. A. Wiesenburg (1990). *Almofront. Provisional report of the initial planning meeting in Paris. France, June 1989*, Unpubl. rep., 54 pp.
- Prieur L., M. Tiberti (1985). Identification et échelles des processus physiques et biologiques responsables de l'hétérogénéité spatiale près du front de mer Ligure, *Rapp. P.V. Réunion. CIESM*, 29, (3), 35-36.
- 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*, III, 304, (10), 245-250.
- Quisthoudt C., D. Bentley, J.-M. Brylinski (1987). Discontinuité hydrobiologique dans le détroit du Pas-de-Calais, *J. Plankton Res.*, 9, (5), 995-1002.
- Raillard J. (1987). Quelques aspects de la structure thermique sur le plateau continental (thermocline, front thermique), *Annls hydrogr.*, Sér. 5, 5, (2-747), 11-30.
- Rassoulzadegan F. (1982). *Le rôle fonctionnel du microzooplancton dans un écosystème méditerranéen*, Thèse Doctorat État Univ. P. et M. Curie-Paris-VI, 138 pp. et annexes.
- Rodriguez F. P. (1973). *Contribution à l'étude de la production primaire du bassin liguro-provençal*, Thèse 3^e Cycle Univ. Paris-VI, 86 pp. + annexes.
- Saint-Guilly B. (1962). Le problème d'Ekman pour un océan formé par deux couches d'eau superposées, *Deep-Sea Res.*, 9, 199-207.
- Saint-Guilly B. (1985). Estimation de la circulation moyenne induite par le vent en Méditerranée occidentale, *Rapp. P.V. Réunion. C.I.E.S.M.*, 29, (3), 61-62.
- Savidge G. (1976). A preliminary study of the distribution of chlorophyll *a* in the vicinity of fronts in the Celtic and western Irish Seas, *Estuarine coastal mar. Sci.*, 4, 617-625.
- Serpette A., R. Mazé (1989). Internal tides in the Bay of Biscay: a two-dimensional model, *Contin. Shelf Res.*, 9, (9), 795-821.
- Simpson J. H., D. Bowers (1981). Models of stratification and frontal movements in shelf seas, *Deep-Sea Res.*, A28, (7), 727-738.
- Simpson J. H., J. R. Hunter (1974). Fronts in the Irish Sea, *Nature*, 250 (5465), 404-406.
- Skiker M., E. Puskaric, M. Hoenic, M. Wartel. Le manganèse dans l'eau de mer: dosage et étude de sa dispersion dans le détroit du Pas-de-Calais, *Océanis* (sous presse).
- Sournia A., (1973). La production primaire planctonique en Méditer-

- rance. Essais de mise à jour, *Bull. Étude comm, Méditerr. Monaco*, Num. spéc. 5, 1-128 + tabl.
- Stocchino C., A. Testoni** (1977). *Nuovo osservazioni sulla circolazione delle correnti del Mar Ligure*, Inst. idrogr. Mar., F.C. 1076, 40 p.
- Swallow J. C., R. I. Currie, A. E. Gill, J. H. Simpson** (Ed.). (1981). Circulation and fronts in continental shelf seas, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A302, 511-693.
- Taylor A. H., P. C. Reid, T. J. Marsh, T. D. Jonas, J. A. Stephens** (1981). Year-to-year changes in the salinity of the eastern English Channel 1948-1973: a budget, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 61, (2), 489-507.
- Tchernia P., B. Saint-Guilly** (1959). Nouvelles observations hydrologiques d'hiver en Méditerranée occidentale, *Cah. océanogr.*, 11, (7), 499-542.
- Thévenot A.** (1981). *Relations entre la chlorophylle et l'hydrographie en Mer Ligure. Analyse mathématique des séries enregistrées en continu à la surface*, Thèse 3^e Cycle Univ. P. et M. Curie Paris-VI, 100 pp.
- Thévenot A., F. Ibanez** (1981). Interprétation spectrale des données filtrées par différences successives. Exemple d'application sur une série de mesures par fluorimétrie en continu, *Rapp. Proc.-verb. Réunion. CIESM*, 27, (6), 187-191.
- Tiberti M.** (1985). *Analyse multiparamétrique des processus responsables des variations spatiales observées en Mer Ligure*, Thèse Univ. P. et M. Curie-Paris-VI, 166 pp.
- Tournier H.** (1969). Hydrologie saisonnière du golfe du Lion, *Rev. Trav. ISTPM*, 33, (3), 265-300.
- Trotti L.** (1954). *Report on the oceanographic investigations in the Ligurian and North Tyrrhenian seas*. Centro Talassogr. Tirreno, Genova, 16, 39 p., 4 pl.
- Viale D., C. Moriaz, I. Palazzoli, C. Viale** (1986). Repérage aérien de Cétacés en mer Ligure, *Rapp. P.V. Réunion. CIESM*, 30, (2), 245.
- Videau C.** (1987). Primary production and physiological state of phytoplankton of the Ushant tidal front (West coast of Brittany, France), *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 35, 141-151.
- Videau C.** (1988). Mesure de la croissance du phytoplancton dans la zone du front thermique d'Ouessant en période estivale, *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. III*, 306, 51-56.
- Vincent A., G. Kure** (1969). Hydrologie. Variations saisonnières de la situation thermique du golfe de Gascogne en 1967. *Rev. Trav. ISTPM*, 33, (1), 79-96.
- Viollier M., D. Bentley, A. Richard** (1981). *Étude par télédétection des eaux du littoral Nord/Pas-de-Calais*. Contrat CNEXO, 80-6259, 35 pp.
- Viollier M., J. Dupont, J.-Y. Balois** (1985). Télédétection par satellite du matériel particulaire en suspension en Manche orientale, *Hommes Terres Nord*, 3, 230-233.
- Viollier M., P. Lecomte, M. Bougard, A. Richard** (1978). Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas-de-Calais, *Oceanol. Acta*, 1, (3), 265-269.
- Viollier M., A. Sournia, J.-L. Birrien, P. Morin** (1987). Observations satellitaires du phytoplancton dans les zones de discontinuité hydrologique au large de la Bretagne. In *Océanographie spatiale. Oceanol. Acta*, 7, 51-56.
- Voisin C.** (1987). *Premiers résultats biologiques d'une campagne pluridisciplinaire en mer Celtique*, Rapp. D.E.A. Univ. Bretagne Occid., 24 p.
- Wald L.** (1980). *Utilisation du satellite NOAA-5 à la connaissance de la thermique océanique. Étude de ses variations saisonnières en Mer Ligure et de ses variations spatiales en Mer Méditerranée*, Thèse 3^e Cycle Univ. P. et M. Curie-Paris-VI, 92 p. + annexes.