

Le courant Ligure au large de Nice

Courant Ligure
Variabilité
Forçages

Ligurian current
Variability
Driving mechanisms

Jean-Pierre BÉTHOUX ^a, Louis PRIEUR ^a, Jong-Hon BONG ^b

^a Laboratoire de Physique et Chimie marines, Université Paris VI, UA CNRS 353, BP 8, 06230 Villefranche-sur-Mer, France.

^b Meteorological Research Institute, 1 Songwol-dong, Chongno-gu, Séoul 110, Corée.

Reçu le 4/3/86, révisé le 17/6/87, accepté le 23/6/87.

RÉSUMÉ

Au large de Nice, le courant Ligure transporte un flux moyen de $1.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, canalisé entre la côte et environ 33 km au large, et présente des variations saisonnières marquées. Les mesures hydrologiques systématiques effectuées en automne et hiver 1981-82 montrent l'existence d'une corrélation entre les augmentations de flux et les apports côtiers d'eau douce résultant des précipitations et des rivières, lorsqu'ils sont importants. La couche superficielle (0-250 m) du courant Ligure au large de Nice a deux composantes : l'une, temporellement variable puisque liée aux apports d'eau douce, provient essentiellement de la mer Tyrrhénienne, l'autre, plus constante, est originaire du bassin algéro-provençal. Cette branche méridionale est liée au processus de formation hivernale d'eau profonde et à l'écoulement continu, en profondeur en direction de Gibraltar, des eaux denses formées.

Oceanol. Acta, 1988. Océanographie pélagique méditerranéenne, édité par H. J. Minas et P. Nival, 59-67.

ABSTRACT

The Ligurian current off the French Riviera

Off Nice, over a whole year, the Ligurian current transports about $1.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of sea water between the coast and approximately 33 km offshore. A marked annual cycle, which appears off Nice and also through the Corsican channel (with maximum transport occurring in December and January and minimum in August and September), has been correlated with freshwater inputs from precipitation and river discharges, essentially the input from the river Arno. The upper layer of the Ligurian current (0-250 m) has two components : a variable one forced by coastal freshwater, mainly originating in the Tyrrhenian Sea ; and a more constant one, originating essentially in the Algero-Provençal basin. These findings strengthen the hypothesis of deep water formation forcing, which firstly creates the cyclonic circulation, and secondly requires the inflow of surface water from the Algero-Provençal to the northwestern basin, in order to compensate deep water flows towards the Strait of Gibraltar.

Oceanol. Acta, 1988. Océanographie pélagique méditerranéenne, édité par H. J. Minas et P. Nival, 59-67.

INTRODUCTION

Le courant Ligure longe la Riviera italienne à partir du golfe de Gênes, puis la Côte d'Azur française et le

littoral de l'Estérel et des Maures jusqu'au large de Toulon (fig. 1). Il est moins bien connu au large du golfe du Lion, mais il trouve très probablement son prolongement dans la circulation en mer catalane.

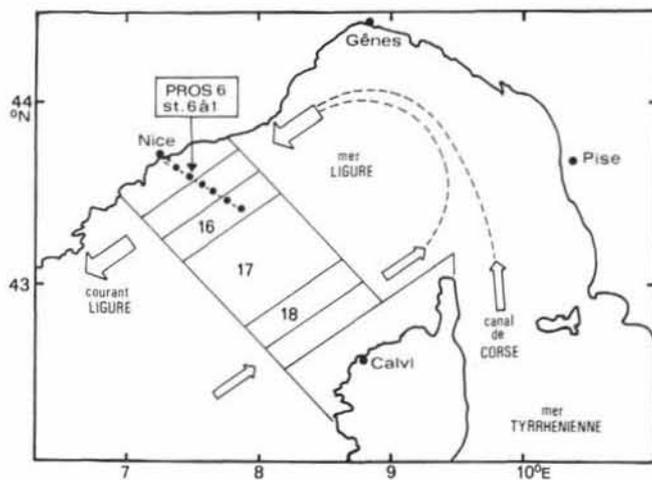


Figure 1

Circulation moyenne schématique en mer Ligure et à travers le canal de Corse; positions des six stations hydrographiques du programme Pros 6 et limites des sept zones marines entre Nice et Calvi, où ont été calculés les moyennes hydrologiques et les flux géostrophiques.

Schematic mean water circulation in the Ligurian Sea and through the Corsican Channel; Pros 6 programme hydrographical stations and location of the seven areas where geostrophical transports were calculated from mean hydrological parameters.

Trait d'union entre le bassin algéro-provençal, la Mer Tyrrhénienne, le golfe du Lion et la mer catalane, avec un flux moyen de $1,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au large de Nice (Béthoux *et al.*, 1981), il joue un rôle important dans la circulation en Méditerranée occidentale. Le courant Ligure est également important dans le transport des polluants: les côtes septentrionales drainent en effet environ 60 % de la pollution tellurique de la Méditerranée et le trafic maritime y est dense au large des ports de Gênes, Marseille et Barcelone. Par ailleurs, la présence d'un front hydrologique associé au courant a des conséquences sur la distribution spatiale des peuplements zooplanctoniques (Boucher *et al.*, 1987) et sur la production planctonique primaire.

Les mesures de Le Floch et Romanovsky (1954) dans le canal de Corse ont mis en évidence une circulation variable entre la Mer Tyrrhénienne et la Mer Ligure. Les travaux de Hela (1963), et surtout ceux de Gostan (1967) à bord du N.O. *Winnaretta Singer*, ont marqué le début des campagnes répétitives réalisées pour l'étude de la circulation cyclonique en Mer Ligure.

Les 9 sections hydrologiques (63 stations au total) répétées par Gostan sur la radiale Nice-Calvi, d'août 1962 à juillet 1964, puis les 9 sections (81 stations au total sur la même radiale, en des positions espacées de 10 milles et permettant le calcul du courant géostrophique jusqu'à 1 000 m de profondeur) effectuées dans le cadre du programme Hydrokor du N.O. *Korotneff* de juillet 1972 à mars 1973 (Hydrokor, 1973), ont montré la permanence d'une circulation cyclonique asymétrique. Le courant Ligure transportant devant Nice un flux vers le Sud-Ouest double de celui mesuré devant Calvi et portant au Nord-Est, l'équilibre du bilan en eau du bassin nécessite un apport d'eau de la Mer Tyrrhénienne (fig. 1). A partir de 1977, les observations satellitaires de la température de surface ont effectivement révélé la

continuité thermique entre la Mer Tyrrhénienne, généralement plus chaude, et le golfe de Gênes (Béthoux *et al.*, 1979). La stabilité dans le temps (hydrologie répétitive) et dans l'espace (thermographies satellitaires) de la structure cyclonique du bassin a conduit à traiter statistiquement les données acquises en près de 2 200 stations hydrologiques entre 1950 et 1973, et archivées au BNDO/IFREMER (Nyffeler *et al.*, 1980). Les flux ont été calculés à partir de moyennes hydrologiques par zones (quadrillage rectangulaire, fig. 1) et pour 7 périodes de l'année (Béthoux *et al.*, 1981). Le flux moyen devant Nice est de $1,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, canalisé entre la côte et 15 à 25 milles au large. En moyenne annuelle, il résulte de deux composantes sensiblement égales, l'une issue du bassin algéro-provençal après avoir longé les côtes ouest de la Corse, l'autre provenant de la Mer Tyrrhénienne. Cependant, une forte variation saisonnière du flux est observée au large de Nice (doublement du flux en automne, puis lente décroissance au printemps et en été) alors que le flux au large de Calvi paraît relativement constant. Par différence, la variation saisonnière se retrouve très marquée sur la branche tyrrhénienne du flux ligure; ce résultat a été récemment confirmé par des mesures directes de courant à différentes saisons (Manzella, 1985; Astraldi *et al.*, 1986). Cette variabilité temporelle des flux ne peut être expliquée par le cycle annuel du vent, y compris dans le golfe du Lion (Béthoux *et al.*, 1982). Les fluctuations à grande échelle de pression atmosphérique peuvent expliquer les variations observées de densité par excitation des modes normaux du bassin Ligure (Gasparini, Manzella, 1984; 1985). Toutefois, l'influence des ondes planétaires sur le cycle annuel de flux barocline n'est pas démontrée. Par ailleurs de nombreux travaux relatifs au courant Ligure ont été exécutés dans le golfe de Gênes: voir, par exemple, Astraldi *et al.* (1980) pour la synthèse des campagnes effectuées de 1969 à 1979, Santoleri *et al.* (1983), Manzella (1985) et les références qu'ils citent.

Nous présentons ici les caractéristiques moyennes du courant Ligure et leurs variations saisonnières obtenues par le calcul dynamique au cours du programme Pros 6. De plus, les particularités climatiques des années 1981-1982 et les processus hydrologiques constatés nous ont conduits à approfondir l'étude (Béthoux *et al.*, 1985) des effets des apports d'eau douce (locaux) et de la formation et de l'écoulement d'eaux profondes comme de probables forçages de la circulation en Méditerranée nord-occidentale.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Variabilité spatio-temporelle

Conjointement aux expériences Medalpex et Dyome, limitées dans le temps, a commencé en octobre 1981 le programme Pros 6 d'observations systématiques en 6 stations (fig. 1 et 2) entre Nice et 28 milles au large (mesures avec une bathysonde CTD Guildline 8705 jusqu'à 800 m de profondeur). Les échelles de temps et d'espace (une quinzaine de jours, 5 milles entre les

stations) sont réduites par rapport aux mesures antérieures (un mois et 10 à 15 milles). La figure 2 montre la répartition spatiale moyenne du flux du courant Ligure, calculé à partir des observations effectuées entre octobre 1981 et mars 1983, sur 30 radiales successives (Bong, 1983). Le flux est maximal entre les stations 5 et 4, et la plus grande partie (91 %) du flux total (0-700 m) est canalisée entre la côte et 18 milles au large. Ce flux présente cependant une certaine variabilité à la fois dans l'espace, avec un maximum possible dans les premiers 8 milles, et dans le temps, le flux variant entre $2,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (le 18 janvier 1982) et $0,94 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (le 21 avril 1982). Les vitesses moyennes sont de 0,30 et $0,40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en surface entre les stations 6, 5 et 4, et de 0,25 et $0,31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ dans la couche 0-100 m. Au-delà de 250 m de profondeur, les vitesses sont généralement inférieures à $0,03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant des valeurs bien différentes ont été observées, par exemple le 18 janvier 1982 où la vitesse, maximale entre les stations 6 et 5, atteignait $0,67 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en surface et $0,65 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ entre 0 et 100 m de profondeur. A 300 m, elle était encore de $0,30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

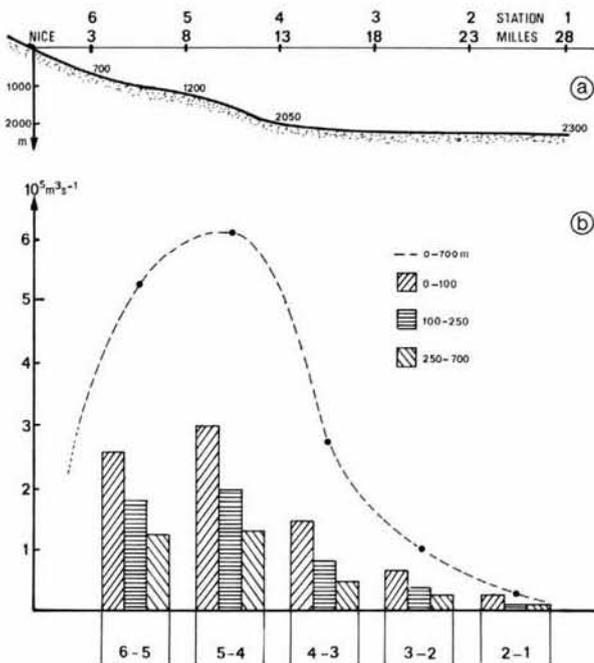


Figure 2
a) Section verticale des stations du programme Pros 6 et bathymétrie ; b) flux géostrophiques moyens dans la couche 0-700 m et dans les trois couches 0-100 m, 100-250 m et 250-700 m entre les six stations.

a) Vertical diagram of Pros 6 stations and bathymetry ; b) mean geostrophical transports in the 0-700 m, 0-100 m, 100-250 m and 250-700 m layers, through the six hydrographical stations.

Effets des apports d'eau douce

Observations hydrologiques

En octobre 1981, lors du lancement du programme Pros 6, la couche superficielle (0-200 m) accusait une salinité anormalement élevée par rapport aux moyennes hydrologiques en Mer Ligure ($S \geq 38,25$) et sur tout le bassin nord-occidental (groupe Médiprod,

1984 ; Gascard, Richez, 1985). La sécheresse en était la cause première, le déficit en pluie ayant été en 1981 de l'ordre de 40 % sur tout le pourtour et sur les îles du bassin occidental (Prieur *et al.*, 1983). La sécheresse a été interrompue par de fortes pluies en Mer Ligure entre le 15 et le 30 décembre 1981, puis s'est installée à nouveau jusqu'en septembre 1982. Ces séquences climatiques marquées ont pu être corrélées avec des événements hydrologiques. L'examen des données correspondant à l'épisode pluvieux de 1981-1982 (Bong, 1983) a révélé les faits suivants :

— de fortes pluies sont tombées à Nice et à Gênes les 17, 21 et 29 décembre 1981 ;

— entre le 17 décembre 1981 et le 18 janvier 1982, la variation du contenu halin (0-600 m) à la station côtière correspondrait à un apport d'eau douce de 2,2 m, alors que la moyenne des hauteurs de pluies enregistrées aux stations météorologiques de Nice et Gênes n'est que de 0,23 m. En première approximation, le bilan des apports d'eau douce (précipitation + apports fluviaux - évaporation) se solde par un gain de 0,40 m dans une bande côtière de 10 milles de large, pour la période précitée (Bong, 1983) ;

— les valeurs minimales de S , les 5 et 18 janvier sont respectivement 38,15 et 38,20. Le 18 janvier, elles affectent une couche homogène de 300 m (contre 100 m le 5 janvier). En dessous, la couche d'eau intermédiaire, de salinité $\geq 38,50$, a disparu au profit d'une couche d'eau profonde ($S = 38,46$; $\rho = 1 029,10 \text{ kg m}^{-3}$). En revanche, aux stations 4 et 3 (à 24 et 33 km de la côte), toute la couche de surface (0-200 m) est anormalement occupée par une eau de type intermédiaire ;

— la pente des isopycnes est beaucoup plus forte les 5 et 18 janvier (supérieure à 1 %) que le 3 décembre (0,3 %) ;

— l'accroissement de flux géostrophique les 5 et 18 janvier est, sans ambiguïté, dû à la présence de la couche côtière homogène et dessalée, dont la densité est abaissée sans équivoque par les apports d'eau douce puisque, depuis octobre 1981 et jusqu'aux pluies de décembre, les salinités minimales étaient supérieures à 38,25, valeurs nettement plus élevées que celles de 38,15-38,20 observées après les pluies ;

— un décalage d'environ 20 jours est observé entre les fortes pluies et le maximum de variation des salinités et flux.

Le détail du bilan halin (non présenté ici) fait apparaître que la forte et surprenante diminution du contenu halin à la station côtière est due en partie aux apports réels d'eau douce (0,40 m) et pour le reste ($2,2 - 0,4 = 1,8 \text{ m}$) au départ d'eau intermédiaire vers la surface au large, remplacée à la côte par une eau moins salée, tant en surface qu'en profondeur. Il y a donc, outre la diminution de densité consécutive aux pluies, une nouvelle répartition du champ de masse de la Mer Ligure, avec augmentation de la pente des isopycnes en réponse à une sollicitation induite par les apports d'eaux douces. Tout se passe comme s'il y avait ajustement barocline en réponse à une surcharge de pression à la côte.

Corrélations flux-apports d'eau douce

Pour étayer l'hypothèse précédente, Bong (1983) regroupe les apports d'eau douce sous la forme d'une dénivellation théorique, dP , entre la zone côtière (0-10 milles) qui reçoit les pluies, P , et l'eau des rivières, Fr , et la zone du large supposée ne recevoir que des précipitations réduites de moitié, $0,5 P$ (Elliot, Reed, 1973 ; Béthoux, 1977), sous la forme $dP = P + Fr - 0,5 P$.

La conversion du débit D des rivières en hauteur d'eau Fr a, dans un premier temps, été faite sur une largeur l de 10 milles et une distance le long de la côte $V \Delta t$, $Fr = D/lV$. L'intervalle de temps Δt n'entre pas directement dans l'évaluation de Fr , et n'est donc pas précisé ici. En revanche, il est nécessaire de tenir compte du décalage temporel entre l'apport des eaux de l'Arno et l'instant où est faite l'observation devant Nice. Ce décalage est pris égal à 20 jours, délai observé entre la date du contenu halin minimal devant Nice et celle des débits maximaux de l'Arno, principal fleuve de la région. Il correspond d'ailleurs au temps de transit de la couche 0-250 m entre l'embouchure de l'Arno et la section d'observation devant Nice, distante de 280 km environ, à la vitesse moyenne de $0,17 \text{ m s}^{-1}$, observée entre les stations 6 et 5. L'évaporation a été supposée sans effet pour l'évaluation de dP .

Dans un deuxième temps, dP a été évalué à partir des seules précipitations à Nice, les données de pluies étant plus accessibles que les débits des rivières. La régression du flux ϕ sur dP ainsi calculé n'a pas été modifiée par ce changement d'évaluation du terme Fr (Bong, 1983). Sur la figure 3 (courbe a), les points

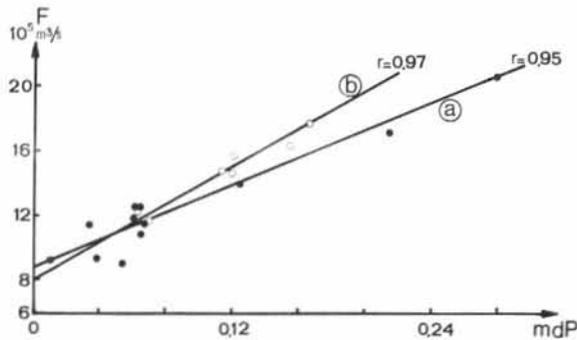


Figure 3
Relations entre le flux, F (0-250 m) et le gradient côte-large, dP , des apports d'eau douce, pour la période octobre 1981-mars 1982 (courbe a) et pour un cycle annuel moyen (courbe b).

Correlations between transport, F (0-250 m) and the freshwater input gradient, dP , between coastal and offshore areas, from October 1981 to March 1982 (curve a) and during a seasonal cycle (hydrological and climatological mean data, curve b).

correspondent aux mesures de flux dans la couche 0-250 m, et aux calculs de dP (déduits des pluies à Nice) pour 12 radiales hydrologiques d'octobre 1981 à mars 1982. La droite de régression $\phi = \phi_0 + b dP$, correspond à $\phi_0 = 0,88 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $b = 4 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour dP en mètres, avec un coefficient de corrélation de 0,95. A titre d'exemple, pour le flux maximal de $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, observé le 18 janvier 1982,

la valeur de dP , 0,28 m, est la somme d'un terme $0,5 P = 0,094 \text{ m}$, représentant la moitié des précipitations à Nice entre le 18 décembre 1981 et le 18 janvier 1982, et d'un terme équivalent à Fr , de 0,185 m, calculé à partir des pluies à Nice entre le 28 novembre et le 28 décembre 1981. Ce terme Fr correspondrait à un apport théorique des rivières de $580 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pendant une période Δt non précisée, mais antérieure d'environ 20 jours à la date d'observation. Les débits de l'Arno du 29 décembre 1981 au 1^{er} janvier 1982 ont été en moyenne quotidienne de 229, 936, 468 et $296 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. La cohérence entre ces calculs résulte du fait que les pluies importantes arrosent une région relativement étendue, et ne sont restituées à la mer qu'avec un certain délai.

Le même calcul a été appliqué aux flux saisonniers au large de Nice, calculés à partir des données hydrologiques relatives à la période 1950-1973 et aux dP provenant des données hydriques moyennes à Nice. On trouve alors (droite b, fig. 3) $\phi_0 = 0,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $b = 7 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Si dP est évalué à partir des cycles saisonniers des précipitations et des débits des rivières, on trouve $\phi_0 = 0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et la même pente b . Les variations du flux ligure, que ce soit à l'échelle saisonnière ou à l'échelle d'un événement climatique particulier, semblent proportionnelles aux apports côtiers d'eau douce. Le flux résiduel ϕ_0 est du même ordre de grandeur quelles que soient les hypothèses de calcul de dP , la pente b est susceptible de variations. Une telle corrélation entre les apports d'eau douce et les courants côtiers a été signalée par Bumpus (1973) dans le golfe du Maine et sur le Mid Atlantic Bight, ainsi que par Royer (1981) dans le golfe d'Alaska. Cependant, les effets de la marée et du vent dans les régions étudiées compliquent l'interprétation des observations.

Processus dynamiques envisageables

Csanady (1984) propose une simulation théorique de l'effet d'un apport d'eau douce sur une certaine largeur de côte, et trouve effectivement un facteur d'amplification entre l'apport d'eau et le transport sur le plateau continental. Les conditions de validité de son étude (faible pente du plateau continental, couche homogène surface-fond, flux induit faible par rapport au flux permanent) sont trop restrictives pour que les résultats soient pris en compte en Mer Ligure, même devant l'embouchure de l'Arno, où le plateau continental est le plus développé. Le problème devrait être formulé pour la Mer Ligure. S'il était prouvé que la forte augmentation du courant (quasi barotrope) observée en deux sites de courantométrie sur le plateau au nord de l'embouchure de l'Arno (Astraldi, 1984), juste après les pluies de 1981, était due à l'augmentation du débit de l'Arno, il resterait à expliquer la propagation de cette eau jusque devant Nice. Selon Griffiths et Linden (1981), un courant de densité le long d'une côte circulaire reste stable si sa largeur n'est pas trop importante comparée au rayon interne de Rossby, $R = (g' h)^{0,5} / f$, où g' est la gravité réduite, h l'épaisseur de la couche de faible densité et f le paramètre de Coriolis. Si l est la largeur du

courant, le nombre de Froude s'écrit : $F = (l/R)^2$. En Mer Ligure, F est estimé entre 6 et 2 pour l'événement de décembre 1981, valeurs proches de la valeur critique $F_c = 5$ en-dessous de laquelle le courant reste stable (Griffiths, Linden, 1981, fig. 7). Au vu des structures observées en décembre 1977 et en estimant une valeur $F = 30$, ces auteurs concluaient à l'instabilité du courant ligure en mode barocline. Une telle conclusion ne peut être retenue pour expliquer à la fois l'accroissement du flux barocline et de la pente des isopycnes observés en hiver 1981-1982. Par ailleurs, selon Stern *et al.* (1982), un brusque et important apport d'eau douce sur une grande largeur de côte verticale engendre un courant de densité dirigé le long de la côte. Les conditions de propagation nécessitent, en particulier, que la largeur du courant, après le front de tête, soit inférieure au rayon interne, ce qui n'est pas le cas en Mer Ligure ($R \approx 10$ km, $l > 15$ km). En hiver 1981-1982, le courant Ligure semble donc barocliniquement stable, et les conditions requises pour une propagation des eaux de l'Arno le long de la côte ne paraissent pas satisfaites (dans l'état actuel des études).

Dans le calcul de régression, on compare simplement une hauteur d'eau dP qui, en un temps de l'ordre d'une journée, ajoute un gradient de pression côte-large à celui présent avant les pluies et résultant de l'équilibre géostrophique initial. Si ce gradient est appliqué sur une longueur de côte grande par rapport à R (cette condition crée une contrainte sur l'intervalle Δt pour que les pluies aient une influence) et sur une largeur de l'ordre de quelques rayons internes, d'après Blumen (1972, p. 522), une fraction de l'ordre de $F/[\pi^2(1 + F/\pi^2)^2]$ de l'énergie potentielle ajoutée par l'apport d'eau douce est conservée localement en énergie potentielle barocline, sous forme d'un courant géostrophique stationnaire. Le reste de l'énergie est rayonné en ondes barotrope et barocline. Cette estimation suppose un ajustement linéaire avec conservation de la vorticité potentielle. Lorsque l'ajustement n'est pas linéaire, Stommel et Veronis (1980) ainsi que Van Heijst (1985) ont montré qu'à partir d'un état initial au repos, mais en déséquilibre d'énergie potentielle, l'ajustement géostrophique entraînait la transformation en énergie cinétique de seulement un tiers de la variation d'énergie potentielle entre l'état initial et l'état ajusté. Dans ces ajustements non linéaires, et pour différentes configurations de couches et de profondeurs, un transport barotrope subsiste localement, bien que le transport total côte-large soit nul. L'apport important des pluies pourrait donc augmenter le flux barocline de surface, mais également engendrer localement des flux barotropes opposés et un flux en profondeur, de sens inverse à celui de surface. La stabilité de tels systèmes est sans doute précaire (Killworth, Stern, 1982 ; Killworth *et al.*, 1984 ; Cushman-Roisin, 1986). En fait, la période des pluies de décembre 1981 coïncide exactement avec le début d'une intense activité moyenne échelle des sites 5 et 6 (hors du courant Ligure principal) de l'opération Dyome qui pourrait être la manifestation de telles instabilités (Taupier-Letage, Millot, 1986). Le déplacement de l'eau intermédiaire vers la couche superficielle du large est un autre aspect vraisemblable du

développement d'instabilités dans la couche profonde fournissant de l'énergie potentielle à l'écoulement de base (accroissement de la pente des isopycnes). Dans l'état actuel, on ne peut préciser la nature des instabilités, ni le détail du mécanisme conduisant à l'accroissement des flux de surface à la suite de fortes pluies.

Approximation numérique

En schématisant l'écoulement géostrophique de la Mer Ligure par une couche légère de densité ρ_1 , formant un coin d'épaisseur h_1 le long de la côte et séparée de la couche dense très épaisse, de densité ρ_2 , par une interface rectilign aire arrivant à la surface à une distance l de la côte, on peut donner une approximation de la relation liant le flux géostrophique et la dénivellation dP déjà présentée. Toutes les grandeurs sont supposées ne dépendre que de la distance à la côte. Le transport géostrophique, T , le long de la côte, est :

$$T = (g/2f)(\Delta h)^2 \rho_1 / (\rho_2 - \rho_1),$$

Δh représente la dénivellation de la surface libre, l'approximation hydrostatique étant utilisée, par rapport à la surface au-delà de la distance l vers le large. Cette dénivellation Δh est obtenue par le calcul dynamique, la couche inférieure étant supposée au repos. Le calcul du transport barocline par la formule précédente donne une estimation à mieux que 20 % près du transport calculé. Si un coin d'eau douce, d'épaisseur dP à la côte, est apporté en surface et se mélange instantanément avec l'eau sous-jacente (par convection intense par exemple), la variation de $\rho_1/(\rho_2 - \rho_1)$ sera faible ($dP \approx 0,3$ m ; $h_1 \geq 150$ m). En revanche, l'excès d'énergie potentielle disponible par rapport à l'équilibre géostrophique initial sera relativement important, environ $M dP/3$, où M est la masse d'eau de densité ρ_1 (par unité de longueur de côte). Après ajustement géostrophique quelques jours pendulaires plus tard, l'excès d'énergie potentielle disponible par rapport à l'état initial ne sera plus que de $M dh/3$, où dh représente la variation de dénivellation entre l'état d'équilibre géostrophique initial Δh_0 et l'état d'équilibre final Δh_1 . En appliquant les hypothèses de Blumen (1972), une estimation de dh est donnée par :

$$M dh = M dP / k, \quad \text{où} \quad k = \pi^2(1 + F/\pi^2)^2 / F.$$

Le facteur π vient du fait que la dénivellation est appliquée sur une largeur l correspondant au demi-nombre d'onde de la perturbation initiale. En décembre 1981, avant les pluies, F est de l'ordre de 6, ce qui conduit à $dh \approx dP/4$. En fait on observe, le 5 et le 18 janvier 1982, un dh d'environ 3 et 4,5 cm pour un dP de 21 et 28 cm. Le coefficient k est trouvé de l'ordre de 7 et non de 4, mais cette différence n'est pas rédhibitoire compte tenu des approximations faites. En remplaçant dh par dP/k dans l'estimation de la variation du transport T entre les deux équilibres géostrophiques, avant et après les pluies, et compte tenu de $dh = \Delta h_1 - \Delta h_0$, on trouve :

$$T = T_0 + \alpha dP (1 + dP/2 \Delta h_0 k)$$

avec $\alpha = (g/2f)(2\Delta h_0/k)\rho_1/(\rho_2 - \rho_1)$.

En négligeant le second terme de la parenthèse, on retrouve une dépendance linéaire du transport sur l'apport dP . Toutefois, α , équivalent au coefficient de régression b dépend d'une manière formelle de l'état initial par Δh_0 et la différence de masse volumique côte-large $\rho_2 - \rho_1$. Cette différence varie selon la saison, de 1 kg m^{-3} en fin d'été hydrologique à une faible valeur, environ $0,2 \text{ kg m}^{-3}$ en fin d'hiver. A quantité dP équivalente, pour un même Δh_0 , les fortes précipitations d'octobre devraient avoir un effet moindre que l'apport des rivières en mars. En décembre 1981, avant les pluies, Δh_0 est d'environ $0,08 \text{ m}$ dans le courant Ligure, et, selon les profondeurs et les stations, la différence des masses volumiques ($\rho_2 - \rho_1$) est comprise entre $0,2$ et $0,4 \text{ kg m}^{-3}$ entre la côte et la station 2 (à $42,5 \text{ km}$ au large). Une valeur moyenne proche de $0,3 \text{ kg m}^{-3}$ peut être retenue, tandis que ρ_1 a une valeur d'environ $1\,029 \text{ kg m}^{-3}$. Pour $k = 7$ et $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, le facteur multiplicatif α prend la valeur de $3,9 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La relation proposée donne des valeurs numériques peu différentes de celles qui seraient calculées par la relation linéaire de Bong (1983).

Les raisonnements précédents ne constituent pas réellement une preuve du forçage des variations du transport du courant Ligure le long de la Riviera. Cependant, la corrélation entre les apports d'eau douce importants et l'augmentation du flux (avec un facteur d'amplification de 2 000 pour des apports et des flux exprimés en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) est indubitable et nous estimons qu'elle traduit un premier forçage climatique local du courant Ligure. Le flux au large de Calvi (composante algéro-provençale de la circulation de la Méditerranée nord-occidentale) paraît, à la précision des mesures, plus constant au long de l'année (Béthoux *et al.*, 1982), et pourrait en grande partie correspondre au flux résiduel (équivalent au terme ϕ_0 , $dP = 0$) de la figure 2, voisin de $0,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ce flux pourrait être la réponse de la mer à un deuxième forçage climatique « composite » : la formation hivernale d'eaux denses et leur écoulement profond vers Gibraltar (Béthoux *et al.*, 1985).

Effets de la formation d'eau dense

Bien que la formation d'eau profonde nord-occidentale ait été principalement étudiée au large du golfe du Lion et de Toulon (Medoc Group, 1970), les travaux de Gostan (1968), d'Astraldi (1972) et les mesures effectuées sur les radiales Hydrokor et Pros 6 (Priour *et al.*, 1983) prouvent que la Mer Ligure est aussi une zone de formation d'eaux denses, phénomène plus ou moins intense selon les conditions climatiques automnales et hivernales. A l'autre extrémité du bassin nord-occidental, à l'entrée de la mer catalane, Salat (1983) a observé le même phénomène. C'est donc une grande partie du bassin nord-occidental qui est le siège de formation d'eau dense, parfois d'eau profonde. En considérant les isobathes 1 000 ou 2 000 m des côtes septentrionales et le front méridional Nord-Baléares-Corse qui apparaît fréquemment

sur les thermographies satellitaires (Philippe, 1980), on peut étendre la zone de formation hivernale d'eau dense à la moitié du bassin nord-occidental, soit $1,4 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$.

A partir du bilan en eau et en sel, il a été calculé que la formation d'eau profonde utilise en moyenne $13,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ d'eau superficielle (différence entre le flux de $49,26 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$ d'eau profonde pénétrant en Mer d'Alboran et le flux d'eau intermédiaire, soit $35,73 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$, arrivant dans le bassin algéro-provençal ; Béthoux, 1980). Ce volume d'eau superficielle, de densité inférieure à celle de l'eau intermédiaire ($\sigma < 29,06$) représente la transformation d'une couche de 96 m d'eau de surface en eau dense, durant les trois mois d'hiver. Cette transformation d'eau peut forcer la circulation de surface dans le sens cyclonique autour de la zone de formation d'eau profonde (Crépon, 1985 ; Crépon, Boukthir, 1986), un équilibre géostrophique s'établissant comme conséquence de l'élévation de l'interface entre l'eau légère et l'eau dense. Il s'agit d'une première possibilité de forçage liée à la formation hivernale d'eau dense. En dehors de la période de formation, Crépon et Boukthir (1986) considèrent que l'interface redescend sous l'effet du frottement entre les deux couches. Toutefois, l'eau dense formée en hiver ne reste pas indéfiniment dans la zone de formation, ni même dans la Méditerranée occidentale, puisqu'elle s'écoule en profondeur par le détroit de Gibraltar. Cet écoulement hors de la zone de formation conduit à un autre type de forçage par la baisse du niveau supérieur de l'eau dense en Mer Ligure, qui entraîne un ajustement géostrophique permanent dans la couche de surface.

Baisse du niveau de l'eau dense

A une profondeur suffisante ($> 150 \text{ m}$) pour que les flux thermiques diapycnaux liés au cycle thermique annuel superficiel soient négligeables, la masse entre couches isopycnes est conservée, en Méditerranée occidentale, au cours de l'année (hors période de formation), si l'on néglige les échanges aux détroits de Sicile et Gibraltar. Le volume d'eau intermédiaire dans le bassin occidental est supposé constant et les variations interannuelles négligeables. Le volume d'eau qui se trouve sous une surface isopycne de densité inférieure à celle de l'eau intermédiaire, mais supérieure à celle de l'eau atlantique, doit diminuer puisqu'en dehors de la formation d'eau dense (l'hiver), aucune formation d'eau de telle densité n'existe. Si l'on choisit la masse volumique minimale de l'eau sortant à Gibraltar, que l'on peut estimer à $1\,028,95 \text{ kg m}^{-3}$, la diminution de volume correspond au volume d'eau superficielle concerné par la formation d'eau profonde en hiver. Toutefois, étant donné les forts mélanges en Mer d'Alboran, et les mélanges éventuels entre la zone de formation d'eau dense et la Mer d'Alboran, l'isopycne 29,04, densité moyenne des eaux denses pénétrant en Mer d'Alboran, a été choisie comme repère. Elle est située à une immersion moyenne de 300 m au sud des Baléares (Gascard *et al.*, 1984), et en Mer Ligure à une profondeur supérieure à 150 m . Il est supposé qu'en dehors de la zone de formation d'eau dense, la profondeur de

l'isopycne 29,04 n'est pas modifiée en moyenne au cours de l'année. Par contre, en zone de formation qui servirait de réservoir d'énergie potentielle pour l'eau dense, l'immersion de l'isopycne 29,04 devrait varier selon le volume d'eau dense formée en période hivernale et selon la vitesse d'écoulement de cette eau vers Gibraltar tout au long de l'année. Compte tenu du flux d'eau superficielle utilisé, $13,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$, soit une couche d'eau annuelle de 96 m, durant les 9 mois de l'année situés hors de la période hivernale, l'immersion de l'isopycne 29,04 devrait baisser de : $96 \times 9/12 = 72 \text{ m}$, et remonter d'autant lors des trois mois d'hiver. Ce cycle annuel est effectivement observé (fig. 4 a) où l'immersion moyenne varie de 166 m en mars à 236 m en janvier, soit un déplacement vertical de 70 m.

L'histogramme (fig. 4 a) a été obtenu à partir des données historiques moyennes aux profondeurs standards concernant les zones 16, 17 et 18 (fig. 1), c'est-à-dire la zone centrale de 50 milles de large de la Mer Ligure, pour les sept périodes de l'année considérées dans le calcul des moyennes (Nyffeler *et al.*, 1980). La profondeur de l'isopycne 29,04 a été calculée par interpolation linéaire entre les deux profondeurs standards encadrant cette valeur. L'écart-type sur la profondeur de l'isopycne 29,04 a été estimé à partir du gradient vertical de densité et de l'écart-type sur la densité, pour chaque zone et chaque période. Puis,

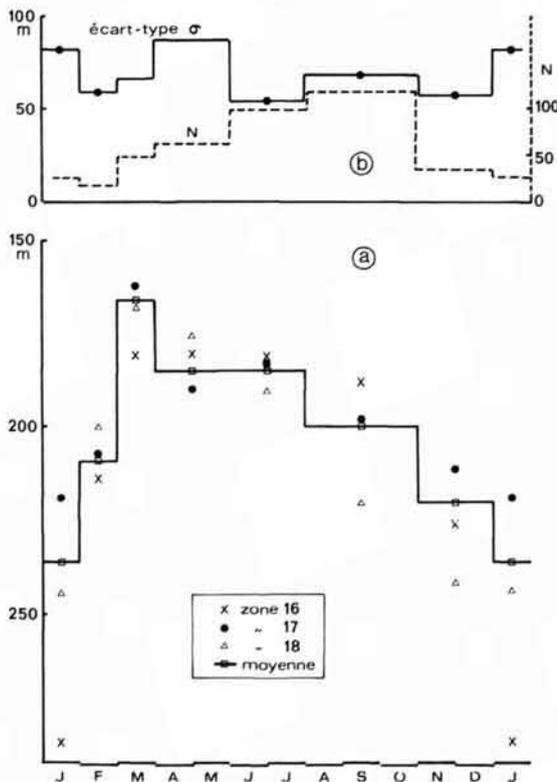


Figure 4
Cycle annuel : a) de l'immersion de l'isopycne 29,04 ; et b) de son écart-type σ de variation pour un nombre N de données hydrologiques, dans les zones 16, 17 et 18 de la mer Ligure, entre 20 et 70 milles au large de Nice.

Annual variation of isopycnal 29,04 depth (a), and standard deviations σ for a N number of hydrological data (b), in areas 16, 17 and 18 in the Ligurian Sea, between 20 and 70 nautical miles off Nice.

pour chaque période, a été testée l'homogénéité entre les moyennes des zones 16, 17 et 18 (Aivazian, 1970, p. 101). Les différences des moyennes n'étant pas significatives, au seuil de 0,0005, ces trois zones peuvent être réunies en une seule pour calculer la moyenne d'ensemble de l'immersion cherchée et l'écart-type correspondant. Les grandes variations entre les mois de mars et janvier, ou entre mars et la période août-septembre-octobre sont significatives (au seuil de 0,0005, critère t de Student), alors que les écarts de profondeur entre mars et avril-mai ne le sont pas. L'écart-type (fig. 4 b) est supérieur à 50 m, cette valeur élevée est en partie due à la méthode simple de calcul de la profondeur. Toutefois, même en dehors de la période de formation d'eau profonde, l'immersion d'une isopycne est sujette à des fluctuations. Une confirmation indirecte qu'il s'agit bien d'une variation d'immersion de toute la colonne d'eau dense est apportée par l'isopycne 29,00 qui suit le même cycle annuel, avec la même amplitude. Des mesures plus précises avec sonde CTD, étendues à toute la zone de formation d'eau dense, et répétitives sont nécessaires pour améliorer la connaissance des variations de volume de l'eau dense au cours de l'année.

Ajustement géostrophique

Le niveau d'eau dense baissant régulièrement par départ vers le Sud de l'eau profonde entre la section Baléares-Corse (BC), et le transport total devant être nul au travers de la section BC, un flux compensateur Sud-Nord doit exister en surface. Selon Kao (1980), un apport latéral (ici Sud-Nord) d'eau légère Q_e sur un réservoir d'eau dense en rotation entraîne un courant géostrophique horizontal dans la direction perpendiculaire et à droite de celle de l'apport (ici vers l'Est). Un front est également formé et le flux se trouve concentré en son voisinage. Le modèle de Kao (1980) est fondé sur une intégration numérique des équations complètes de Navier-Stokes et de l'équation de diffusion dans un plan vertical perpendiculaire au courant principal. Le modèle est bidimensionnel, l'écoulement étant indépendant de la coordonnée parallèle au courant horizontal principal (et au front). La présence d'une côte ne modifie pas les résultats dans la mesure où elle est parallèle à l'écoulement, située à plusieurs rayons internes du front et la profondeur suffisante pour que la couche profonde puisse être considérée comme passive. Une côte verticale pourrait même être considérée comme la source de l'apport latéral d'eau légère. Les équations proposées par Kao (1980) permettent de calculer le flux géostrophique, le courant maximal, la pente et la largeur du front à partir de la connaissance de g' et de \bar{h} , déduits des structures hydrologiques et de l'apport latéral Q_e , pris ici comme quotient du flux ($13,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$) par la largeur de la section BC (444 km), soit $Q_e = 0,965 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Pour déterminer la profondeur \bar{h} , loin du front, entre la masse d'eau superficielle légère et la masse d'eau dense sous-jacente, et leur différence de densité, on utilise les données hydrologiques de la campagne Médiprod 4 de novembre 1981 (Gascard *et al.*, 1984). Pour $\bar{h} = 200 \text{ m}$, profondeur de l'isopycne 29,00, entre les

stations 77 et 79, la différence de densité est de 1 kg m^{-3} et $g' = 10^{-2} \text{ m s}^{-2}$.

On obtient, pour le courant maximal $V_{\max} = 2 (g' Qe)^{1/3} = 0,43 \text{ m s}^{-1}$, ce qui correspond à la vitesse maximale généralement observée au large de Calvi. La pente des isopycnes dans le front est : $s = 1,5 f \cdot g'^{-2/3} Qe^{1/3} = 0,3 \%$, et la largeur du front $L = \bar{h}/s$ est de 63 km. Les données de Médiprod 4, entre les stations 80 et 82 distantes de 89 km, montrent une pente plus faible. Le flux géostrophique barocline correspondant $\phi = 0,253 (h/1,5)^2 g'/f = 0,45 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ est plus faible que la valeur moyenne calculée devant Calvi, soit $0,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Des mesures plus nombreuses dans la section BC seraient nécessaires pour préciser les caractéristiques de l'écoulement et vérifier les hypothèses. Les résultats obtenus montrent que la possibilité d'un forçage par apport latéral n'est pas à écarter. Le modèle simplifié bidimensionnel de Kao ne met pas en évidence les instabilités éventuelles de ce type d'écoulement. La partie sud du bassin nord-occidental est le siège de tourbillons et de fronts thermiques (Philippe, 1980) et probablement halins (Prieur, 1981). Ces instabilités permettent à l'eau légère de pénétrer dans la zone centrale de la Mer Ligure, au-delà du front, et de compenser ainsi l'écoulement de l'eau dense en profondeur. On peut avancer que si le flux superficiel devant la Corse est dû à cet écoulement, le courant Nord-Baléares/Nord-Corse est instable en surface en permanence, puisqu'un écoulement stable ne permettrait pas de maintenir un niveau stationnaire dans la partie centrale de la Mer Ligure, en raison de la présence d'un front qui canalise l'écoulement autour de la Mer Ligure. L'instabilité quasi permanente de la couche de surface a récemment été confirmée par Taupier-Letage et Millot (1986).

En résumé, la formation d'eau profonde entraîne, par élévation de l'interface des eaux denses dans la partie centrale, un flux géostrophique, qui peut être maintenu, malgré les dissipations, par le forçage engendré par l'apport d'eau de surface venant du sud du bassin,

pour compenser l'écoulement profond vers Gibraltar. Ce flux, relativement constant au long de l'année, constituerait l'essentiel de la branche méridionale du courant Ligure.

CONCLUSION

Les mesures hydrologiques effectuées depuis 1962 au large de Nice, sur la branche septentrionale de la circulation cyclonique et plus spécialement les radiales Pros 6 depuis octobre 1981, ont permis de découvrir la variabilité spatio-temporelle du courant Ligure. Deux forçages climatiques de la circulation ont été mis en évidence : les apports côtiers d'eaux douces, la formation d'eaux denses et leur écoulement hors du bassin. La partie variable du courant Ligure, induite par les apports d'eaux douces concernerait essentiellement la branche issue de la Mer Tyrrhénienne, tandis que la branche méridionale, issue du bassin algéro-provençal, serait plus particulièrement liée à la dynamique des eaux denses.

Alors que de nombreuses études ont été consacrées à l'action mécanique du vent sur la surface marine, les résultats présentés ici montrent l'importance thermique et dynamique de cet élément climatique. Par leurs actions sur l'évaporation, et donc sur les possibilités de précipitation d'une part, et sur la formation d'eaux denses d'autre part, le vent et le climat paraissent avoir un rôle essentiel sur la circulation en Mer Ligure. Ces différents forçages climatiques de la circulation font jouer à la Méditerranée le rôle de modèle dynamique réduit de l'océan mondial.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du CNRS GRECO 34, opération « Mer Ligure ». Nous remercions les arbitres et la rédaction pour leurs remarques constructives.

RÉFÉRENCES

- Aivazian S., 1970. *Étude statistique des dépendances*, Éditions Mir, Moscou, 236 p.
- Astraldi M., 1972. Note sulle aree di alta densità superficiale del Mar Ligure-Provenzale durante l'inverno, TR 25 CNR, pp. 22.
- Astraldi M., 1984. Current and temperatures measurements in the Ligurian and North-Tyrrhenian Seas during Medapex (September 81-April 82), TR 126 CNR, 216 p.
- Astraldi M., Manzella G., Meloni R., 1980. Aggiornamento delle conoscenze sulle caratteristiche dinamiche del mar ligure con particolare riguardo alla situazione costiera. Sintesi bibliografica (1969-1979), TR 102 CNR, 52 p.
- Astraldi M., Gasparini G. P., Manzella G. M. R., 1986. Flow through the Corsica Channel during the summer period, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **30**, 2, 176.
- Béthoux J.-P., 1977. Contribution à l'étude thermique de la mer Méditerranée, *Thèse Doct. État, Univ. Paris VI*, 200 p.
- Béthoux J.-P., 1980. Mean water fluxes across sections in 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., Prieur L., Albuissou M., 1979. Apports de la télédétection infra-rouge à la connaissance de la circulation superficielle dans la partie Nord-Est du bassin Occidental, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **25/26**, 7, 83-84.

- Béthoux J.-P., Prieur L., Nyffeler F.**, 1981. Utilisation de moyennes hydrologiques pour le calcul des flux d'eaux dans le bassin Liguro-Provençal, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **27**, 6, 193-196.
- Béthoux J.-P., Prieur L., Nyffeler F.**, 1982. The water circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its relations with wind and atmospheric pressure, in : *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*, édité par J. C. J. Nihoul, Elsevier S.P.C., Amsterdam, 129-142.
- Béthoux J.-P., Prieur L., Bong J. H.**, 1985. Evidence of two driving mechanisms of the Western Mediterranean upper layer circulation : Freshwater coastal input and deep water formation, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **29**, 3, 69-70.
- Blumen W.**, 1972. Geostrophic adjustment, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 485-528.
- Bong J. H.**, 1983. Contribution à l'étude du courant Ligure et de sa variabilité spatio-temporelle à moyennes échelles, *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI*, 83 p.
- Boucher J., Ibanez F., Prieur L.**, 1987. Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea front, *J. Mar. Res.*, **45**, 1, 133-173.
- Bumpus D. F.**, 1973. A description of the circulation on the continental shelf of the East Coast of the United States, *Progr. Oceanogr.*, **6**, 111-157.
- Crépon M.**, 1985. Horizontal oceanic motion generated by water mass conversion, Communication, Colloque Aspects interdisciplinaires de l'Océanographie méditerranéenne dans le domaine pélagique, Villefranche-sur-Mer, 16-20 septembre 1985 (non publié).
- Crépon M., Boukthir M.**, 1987. Effect of deep water formation on the circulation of the Ligurian Sea, *Annal. Geophys.*, **5B**, 1, 43-48.
- Cushman-Roisin B.**, 1986. Frontal geostrophic dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 132-143.
- Csanady G. T.**, 1984. Circulation induced by river inflow in well mixed water over a sloping continental shelf, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 11, 1703-1711.
- Elliott W. P., Reed R. K.**, 1973. Oceanic Rainfall off the Pacific Northwest Coast, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6, 941-948.
- Gascard J. C., Richez C.**, 1985. Water masses and circulation in the Western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar, *Progr. Oceanogr.*, **15**, 157-216.
- Gascard J. C., Richez C., Jeannin P. F.**, 1984. Sections hydrologiques en Méditerranée Occidentale. Masses d'eaux et circulation en mer d'Alboran, in : Propriétés hydrologiques et chimiques des eaux du bassin occidental de la Méditerranée, Campagne Médiprod IV, *Publ. CNEXO, Sér. Résultats des campagnes à la mer*, **26**, 71-87.
- Gasparini G. P., Manzella G. M. R.**, 1984. The response of the Ligurian Sea to large scale atmospheric fluctuations, *Oceanol. Acta*, **7**, 1, 49-52.
- Gasparini G. P., Manzella G. M. R.**, 1985. Long period oscillation in the Ligurian Sea, *Oceanol. Acta*, **8**, 1, 23-28.
- Griffiths R. W., Linden P. F.**, 1981. The stability of buoyancy-driven coastal currents, *Dyn. Atmos. Oceans*, **5**, 281-306.
- Gostan J.**, 1967. Étude du courant géostrophique entre Villefranche-sur-Mer et Calvi, *Cah. Océanogr.*, **19**, 4, 329-345.
- Gostan J.**, 1968. Contribution à l'étude hydrologique du bassin Liguro-Provençal entre la Riviera et la Corse, *Thèse Doct. État, Fac. Sci. Paris*, 206 p.
- Groupe Médiprod**, 1984. Propriétés hydrologiques et chimiques des eaux du bassin Occidental de la Méditerranée, *Publ. CNEXO, Sér. Résultats des campagnes à la mer*, **26**, 106 p.
- Hela I.**, 1963. Surface currents of the Ligurian Sea, *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, **60**, 1268, 15 p.
- Hydrokor**, 1973. Résultats des campagnes du N. O. Korotneff. Radiale Villefranche-sur-Mer-Calvi : observations mensuelles hydrologiques et optiques, Fascicule 5 : 1969-1971, Fascicule 16 : 1972-1973, Centre de Recherches Océanographiques, Villefranche-sur-Mer.
- Kao T. W.**, 1980. The dynamics of oceanic fronts. Part I : The Gulf Stream, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 483-492.
- Killworth P. D., Stern M. E.**, 1982. Instabilities on density-driven boundary currents and fronts, *Astrophys. Fluid Dyn.*, **23**, 1-28.
- Killworth P. D., Paldor N., Stern M. E.**, 1984. Wave propagation and growth on a surface front in a two-layer geostrophic current, *J. Mar. Res.*, **42**, 4, 761-785.
- Le Floch J., Romanovsky V.**, 1954. Circulation superficielle des eaux dans la partie orientale du bassin Occidental de la Méditerranée, *Trav. Centre Rech. Ét. Océanogr.*, **1**, 1, 17 p.
- Manzella G. M. R.**, 1985. Fluxes across the Corsica Channel and coastal circulation in the East Ligurian Sea, North-Western Mediterranean, *Oceanol. Acta*, **8**, 1, 29-35.
- Medoc Group**, 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, **5262**, 1037-1040.
- Nyffeler F., Raillard J., Prieur L.**, 1980. Le bassin Liguro-Provençal, Étude statistique des données hydrologiques 1950-1973, *Rapp. Sci. Tech. CNEXO*, **42**, 163 p.
- Philippe M.**, 1980. Fronts thermiques en Méditerranée, d'après les données du radiomètre du satellite NOAA 5 (septembre 1977-février 1979), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **291**, B, 43-46.
- Prieur L.**, 1981. Hétérogénéité spatio-temporelle dans le bassin Liguro-Provençal, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **27**, 6, 177-179.
- Prieur L., Béthoux J. P., Bong J. H., Tailliez D.**, 1983. Particularités hydrologiques et formation d'eau profonde dans le bassin Liguro-Provençal en 1981-1982, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **28**, 2, 51-53.
- Royer T. C.**, 1981. Baroclinic transport in the Gulf of Alaska. Part II. A freshwater driven coastal current, *J. Mar. Res.*, **39**, 251-266.
- Salat J.**, 1983. Formation d'eau profonde près de la côte Catalane, au Sud du 42° N. Croisière Caron 1982. Premiers résultats, *Rapp. Comm. Inter. Mer Médit.*, **28**, 2, 73-77.
- Santoleri R., Salusti E., Stocchino C.**, 1983. Hydrological currents in the Ligurian Sea, *Nuovo Cimento*, **C6**, 353-370.
- Stern M. E., Whitehead J. A., Hua B. L.**, 1982. The intrusion of a density current along the coast of a rotating fluid, *J. Fluid Mech.*, **123**, 237-267.
- Stommel H., Veronis G.**, 1980. Barotropic response to cooling, *J. Geophys. Res.*, **85**, C11, 6661-6666.
- Taupier-Letage I., Millot C.**, 1986. General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from DYOME experiment, *Oceanol. Acta*, **9**, 2, 119-131.
- Van Heijst G. J. F.**, 1985. A geostrophic adjustment model of a tidal mixing front, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1182-1190.

