

Dynamique de marée dans le golfe normand-breton

Marée
Manche
Courants résiduels
Lagrange
Tide
Channel
Residual currents
Lagrange

Abdellatif ORBI ^a, Jean-Claude SALOMON ^b

^a Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, 29283 Brest Cedex.

^b Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Centre de Brest, B.P. 337, 29273 Brest, Cedex.

Reçu le 13/2/87, révisé le 13/7/87, accepté le 8/9/87.

RÉSUMÉ

Un modèle mathématique bidimensionnel a été utilisé pour déterminer les courants de marée dans le golfe normand-breton. L'accent est porté sur les composantes résiduelles eulériennes et lagrangiennes et la génération de mouvements à long terme par interaction de la marée et des fonds. On suggère de présenter les courants de Lagrange dans un système de coordonnées barycentriques.

Les résultats, confirmés par des mesures *in situ* (courantographes et flotteurs Argos) ont permis d'améliorer la connaissance de la courantométrie dans cette région:

Oceanol. Acta, 1988, 11, 1, 55-64.

ABSTRACT

Tidal dynamics in the vicinity of the Channel islands

A two-dimensional mathematical model has been used to investigate tidal currents in the vicinity of the Channel islands ("golfe normand-breton").

Attention is focused on lagrangian and eulerian residual components and long-term movement generation through tidal and bottom interactions. The presentation of lagrangian velocity fields in barycentric co-ordinates is suggested. Results confirmed by *in situ* measurements (current meters and drifters) improved the knowledge and understanding of current measurement in the region.

Oceanol. Acta, 1988, 11, 1, 55-64.

INTRODUCTION

Le golfe normand-breton, comme la plupart des régions littorales, est le siège d'activités naturelles ou anthropiques diverses et variées, qu'il nous appartient de tenter de préserver.

Respecter les aptitudes naturelles du milieu marin, tout en assurant une meilleure exploitation de ses ressources, requiert une bonne connaissance des processus physiques ou biologiques qui s'y déroulent. C'est dans cette optique qu'une étude pluridisciplinaire, dite « intégrée », a été réalisée (Le Hir *et al.*, 1986), dont on présente ici les principaux résultats de la composante physique. Un rapport plus complet a fait l'objet du mémoire de Doctorat de l'un des auteurs (Orbi, 1986).

La dynamique du secteur étant essentiellement gouvernée par les marées, l'étude est basée sur l'utilisation d'un modèle mathématique. Les autres techniques auxquelles on a eu recours : mesures par courantographes,

flotteurs dérivants et photos satellitaires, ont surtout servi à contrôler les résultats du modèle.

CADRE PHYSIQUE

Le golfe normand-breton, que l'on conviendra de limiter à l'Ouest au méridien de Bréhat, et au Nord aux environs du cap de la Hague, a une superficie de l'ordre de 14 000 km².

Son littoral, long d'environ 450 km, présente des aspects très variés. On y rencontre successivement des côtes à falaises, des estrans découverts à perte de vue, des polders, des cordons dunaires et des havres. La carte bathymétrique (fig. 1) révèle l'allure extrêmement tourmentée des fonds : îles, récifs et hauts fonds parsemés de fonds : Guernesey, Jersey, Sercq, Aurigny et les Casquets ainsi que les Minquiers, Chausey, les Écréhous, les Roches Douvres... Houles et courants sont profondément marqués par ces irrégularités bathymétriques.

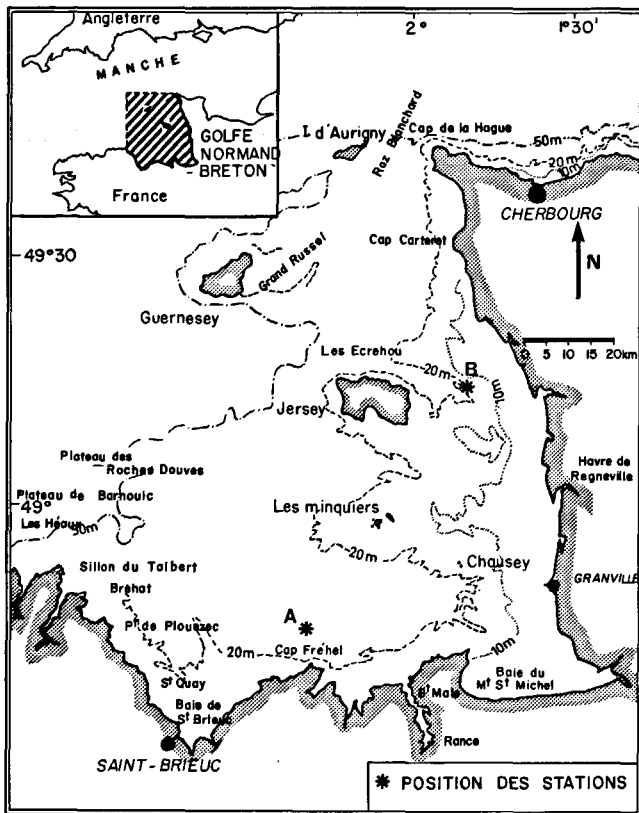


Figure 1
Carte bathymétrique du golfe normand-breton.
Bathymetric map.

LES COURANTS INSTANTANÉS DE MARÉE

Les courants de marée sont assez bien connus, grâce à une série de travaux menés du côté britannique comme du côté français. Des modèles physiques ont été réalisés ainsi que de nombreuses campagnes de mesure, notamment par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine ou le Laboratoire National d'Hydraulique. Plusieurs modèles mathématiques de la Manche donnent également d'utiles renseignements sur la courantologie du golfe normand-breton, mais leur maille de discrétisation est souvent trop grande pour permettre de calculer les termes résiduels. Les discordances notées entre les modèles de Lomer (1978), Pingree et Maddok (1978) ou Fornerino (1982) en témoignent.

Pour les besoins de cette étude, on a donc construit un nouveau modèle mathématique résolvant les équations de Saint-Venant avec une maille plus fine.

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} + 2\boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{V} = -g \nabla \zeta - k \frac{\mathbf{V} |\mathbf{V}|}{H + \zeta}$$

$$+ \frac{\boldsymbol{\tau}_s}{\rho(H + \zeta)} + \varepsilon \nabla^2 \mathbf{V}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot ((H + \zeta) \mathbf{V}) = 0.$$

- ρ : densité de l'eau;
- \mathbf{V} : vitesse moyenne sur la verticale;
- $\boldsymbol{\Omega}$: vecteur angulaire de rotation terrestre;

- ζ : cote de la surface libre;
- H : cote du fond;
- k : coefficient de frottement;
- ε : coefficient de dispersion de la quantité de mouvement.

La procédure numérique, abondamment décrite ailleurs (Salomon, Le Hir, 1981) est dérivée des méthodes ADI. Le pas d'espace a été fixé à un mille nautique, et le pas de temps à une minute. On dispose ainsi de matrices d'environ 4 500 points (exactement 82 x 59) qui fournissent un ensemble d'informations d'une grande richesse sur les courants et les niveaux.

La discrétisation spatiale limite la réponse du modèle à des structures de l'ordre de 8 km. Il en est tenu compte en introduisant un coefficient de pseudo-viscosité de 10 m²/s. Les conditions aux limites sont obtenues par prédiction harmonique des niveaux basée sur l'atlas des composantes en Manche (Chabert d'Hyères, Le Provost, 1978).

Les simulations ont été réalisées pour une marée moyenne (16 juillet 1983) et une marée de vive eau moyenne (11 juin 1983).

La comparaison des hauteurs calculées et mesurées à Saint-Malo en vive eau, révèle une erreur relative de 4% (fig. 2a). Cet écart correspond à une avance de phase du modèle de 5 minutes environ durant le flot. Son origine semble être à rechercher dans une légère imprécision des conditions aux limites ou dans un défaut de schématisation de la bathymétrie.

La comparaison des courants calculés et mesurés est présentée (fig. 2b et 2c) en deux points espacés (points

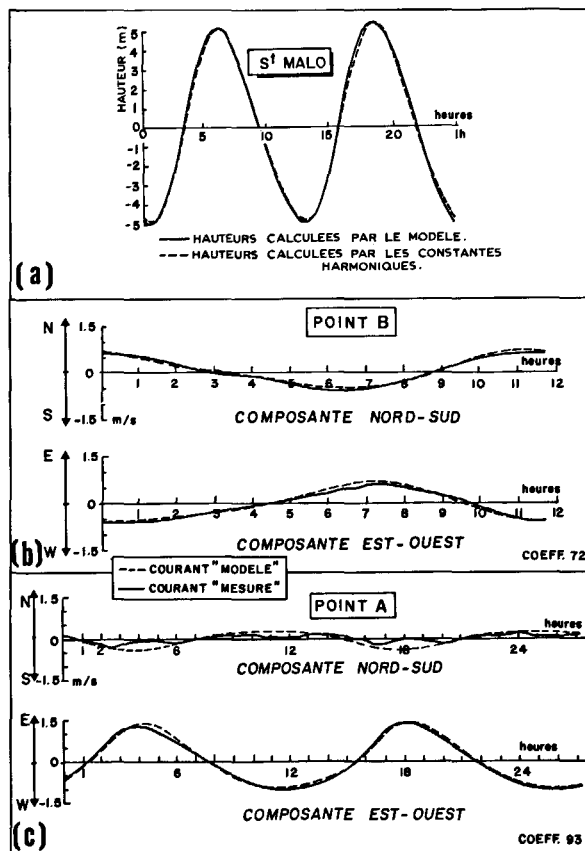


Figure 2
Comparison des hauteurs et des courants.
Comparison of tidal heights and velocities.

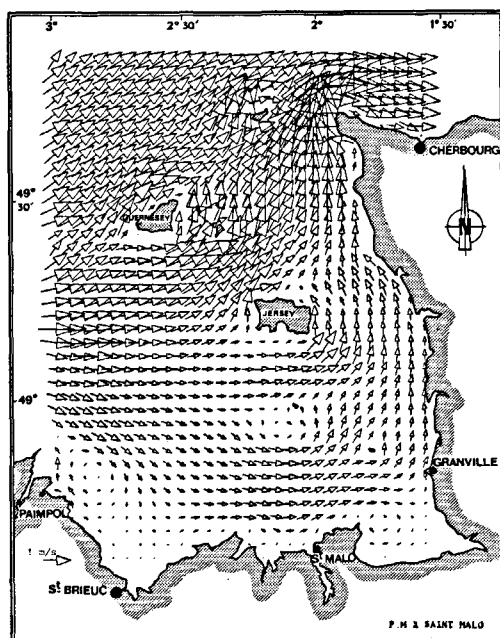
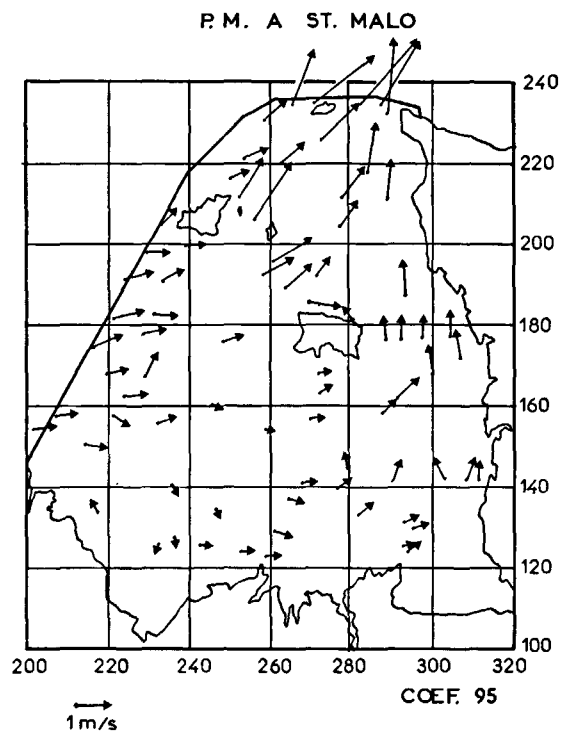


Figure 3
 Comparaison d'un champ de courants calculés par le modèle et de mesures en nature.
 Comparison of measured and calculated velocity fields.

A et B de la fig. 1). Les mesures ont été effectuées à 3 m de la surface. Le courant en ces deux points est restitué avec une précision de 12%, ce qui semble satisfaisant.

La figure 3 montre un exemple des résultats obtenus, que l'on peut comparer aux mesures effectuées par le Laboratoire National d'Hydraulique (1961). On observe un très bon accord : tourbillon à l'ouest de la baie de Saint-Brieuc, second tourbillon autour des Minquiers, convergences de courant en aval des îles, courants violents dans le Grand Russel et le Raz Blanchard.

En général, les courants sont caractérisés par une dissymétrie entre le flot et le jusant, le flot étant à la fois plus bref et plus intense.

En certains endroits, comme à proximité de la côte bretonne, les courants sont quasiment alternatifs; en d'autres ils présentent trois maxima (environs de Chausey, Guernesey et du cap de la Hague : fig. 4).

A l'exception de l'extrémité la plus septentrionale du golfe, la rotation des courants est cyclonique.

Une étude de processus a été effectuée pour élucider l'origine de cette rotation (Orbi, 1986) : la Manche a été schématisée par une succession de deux canaux rectangulaires de largeur différente; la partie la plus large représente la moitié ouest de la Manche jusqu'au Cotentin, et la partie étroite la moitié est, fermée à son extrémité. Pour restreindre le rôle des dénivellations imposées aux limites ouvertes, la longueur du tronçon le plus large a été augmentée d'une distance égale à une demi-longueur d'onde (environ 600 km).

Plusieurs simulations numériques de propagation d'ondes dans ce système ont été effectuées en variant la topographie et la force de Coriolis. Les résultats obtenus au niveau du raccordement des deux canaux (zone

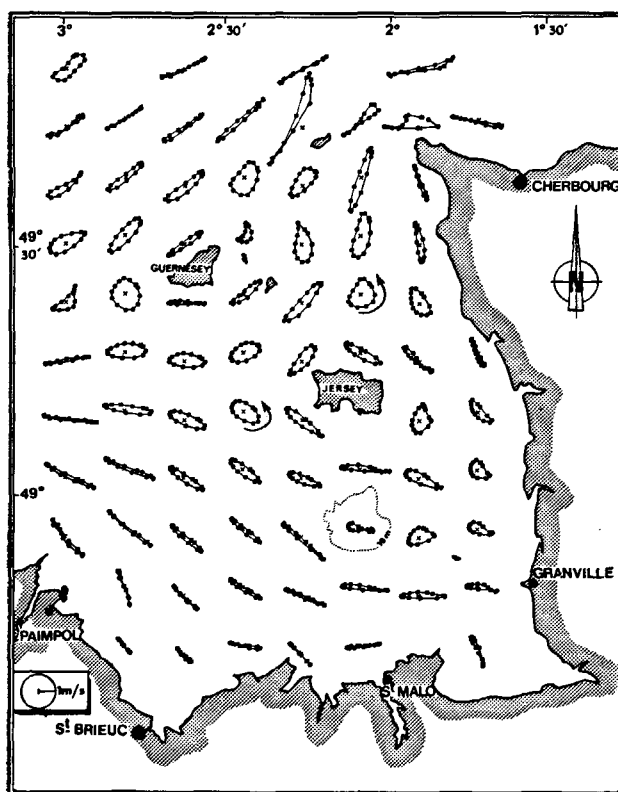


Figure 4
 Roses du courant (coef. 93).
 Current hodographs (average spring tide).

représentant le GNB) ont montré que, contrairement aux résultats obtenus dans le cas d'un canal unique fermé à son extrémité (Taylor, 1920), l'ellipticité du courant était due au rétrécissement du canal entre Manche Ouest et Manche Est, et non pas à la force de Coriolis.

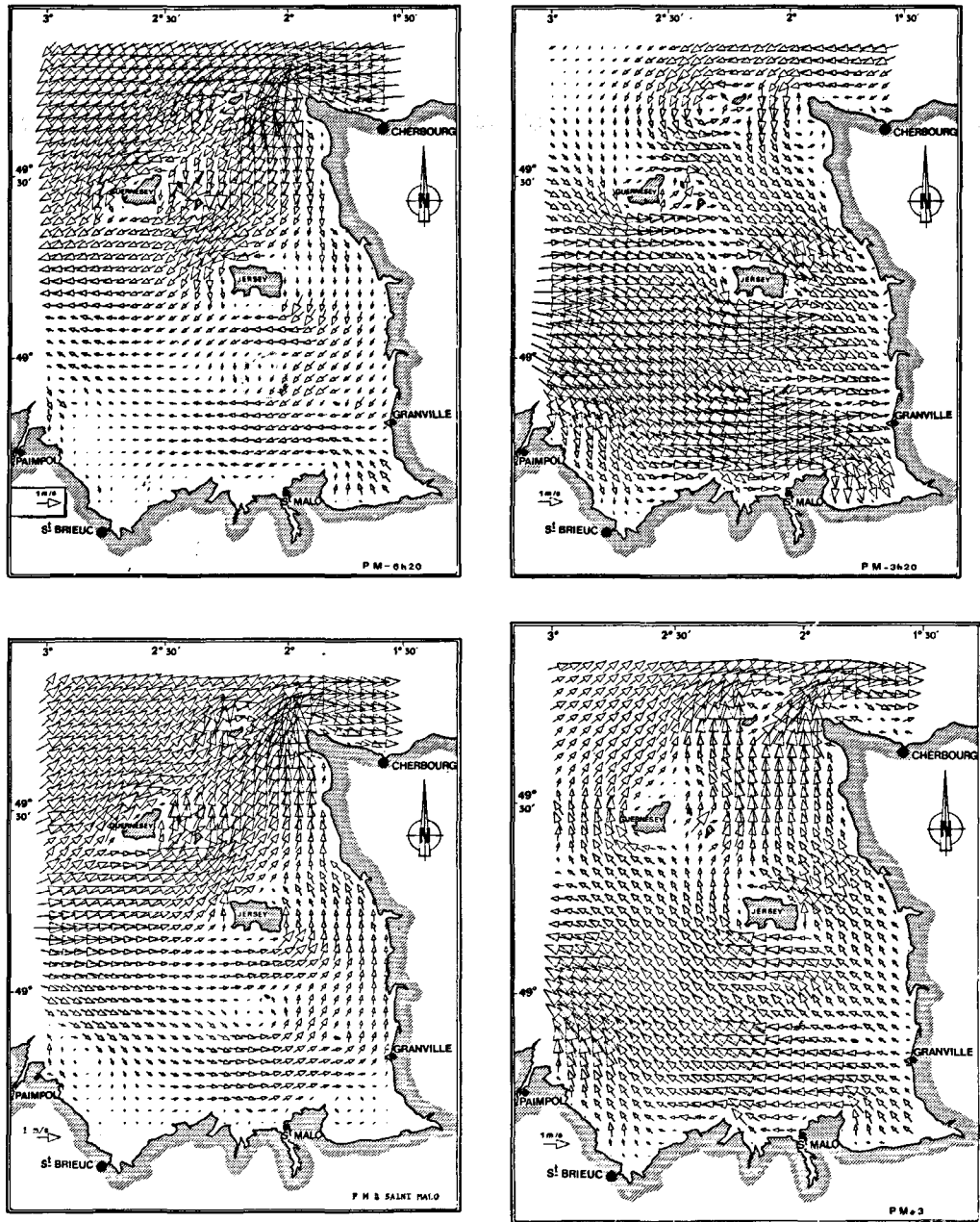


Figure 5
Courants de marée (coef. 93).
Tidal velocities (average spring tide).

La figure 5 rassemble quelques cartes de courant régulièrement échelonnées au cours d'un cycle de marée. On y remarquera de forts gradients instantanés près des caps, des îles ou des hauts fonds, ce qui influera considérablement sur la trajectoire des particules d'eau. Les valeurs extrêmes de ces courants de marée sont résumées sur la figure 6.

MOUVEMENTS RÉSIDUELS DE MARÉE

Les mouvements résiduels, c'est-à-dire ceux qui sont obtenus en éliminant les composantes à haute fréquence des courants par une opération de moyenne temporelle sur un intervalle de temps long, peuvent avoir plusieurs origines : les effets météorologiques (vent et pression atmosphérique), les gradients de densité (thermiques et

halins) et la marée. La particularité du GNB tenant à l'existence de marées d'amplitude exceptionnelle, seule cette dernière composante sera examinée ici.

A moins d'envisager des périodes très longues (Saros : 18 ans), la marée n'est pas un phénomène périodique. La variation de son amplitude au rythme des combinaisons luni-solaires provoque des composantes de longue durée (semi-mensuelle, mensuelle...) qui se traduisent sur une période plus courte par des termes résiduels. Mais surtout, des systèmes dynamiquement non linéaires, comme le sont les mouvements barotropes en profondeur faible, engendrent des composantes de longue période à partir d'une sollicitation extérieure, même si celle-ci est rigoureusement périodique.

Trois termes des équations de Saint-Venant participent à ce mécanisme :

- le terme d'accélération spatiale $V \cdot \nabla V$;

- le terme de frottement $\frac{k \mathbf{V} |\mathbf{V}|}{(H + \zeta)}$;
- le terme d'advection $(H + \zeta) \mathbf{V}$.

Dans le golfe normand-breton, les vitesses sont fortes, ainsi que leur gradients, les profondeurs sont faibles mais leurs gradients sont forts, ce qui signifie que ces mécanismes induiront des composantes résiduelles importantes. On a donc porté une attention particulière à la génération de courants résiduels par une marée périodique semi-diurne.

Courants résiduels eulériens

La première démarche consiste à calculer les courants résiduels eulériens, c'est-à-dire à effectuer la moyenne des vitesses au point fixe. La figure 7 présente ces résultats pour une marée de vive eau moyenne.

En l'absence d'information précise sur la position du niveau moyen au long des limites ouvertes du modèle, on a considéré dans cette simulation qu'il était horizontal. Dans la réalité, il existe donc probablement une composante moyenne qui s'ajoute à celle que l'on calcule ici. Cette composante peut modifier le champ de vitesse obtenu dans le quart nord-ouest du golfe, mais pas de manière notable dans la partie centrale ou près des côtes. Dans ces régions, on vérifiera que l'essentiel des mouvements résiduels sont créés par interaction des courants instantanés avec le fond.

Quelques mesures de courant de longue durée (3 mois), effectuées en 1982/1983 permettent de comparer ces résultats de calculs à la réalité (fig. 7). Les couranto-

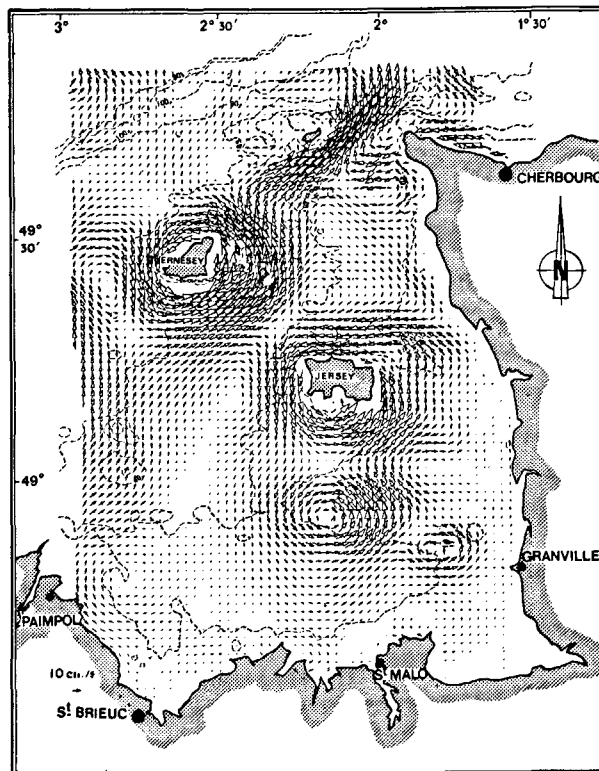


Figure 7
Vitesses résiduelles eulériennes calculées et mesurées (niveau moyen horizontal au long des limites), marée de coefficient 93.
Computed and measured residual eulerian velocities (horizontal mean level along boundaries; spring tide).

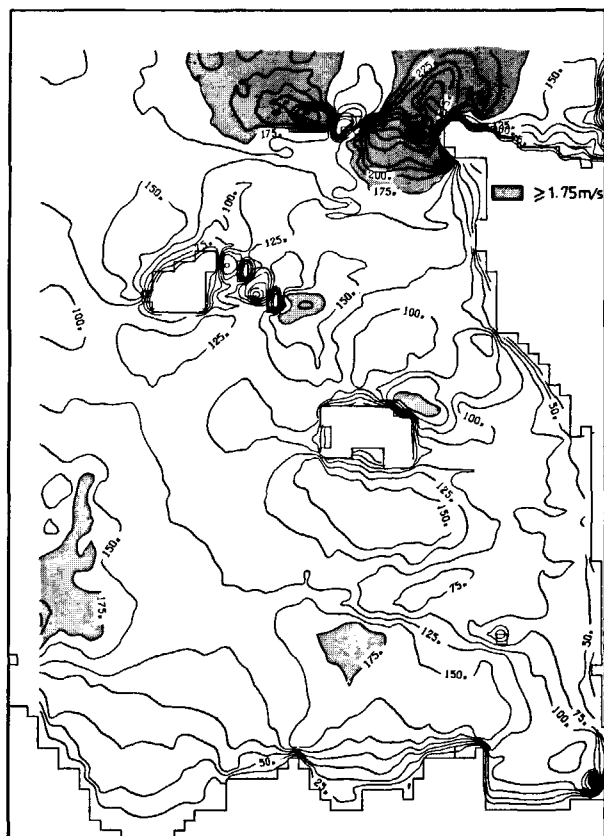


Figure 6
Lignes iso-valeurs du courant maximum coef. 93 (cm/s).
Isotachs for maximum velocities (in cm/s; average spring tide).

graphes étaient situés à 3 m de la surface ou à 1,50 m du fond. Les mesures semblent parfois contradictoires entre elles, mais en règle générale elles révèlent les mêmes tendances que le modèle, en direction et en intensité.

Vorticité résiduelle

Une manière commode d'analyser les mécanismes qui créent les gradients de vitesse et les tourbillons révélés par la figure 7 est d'introduire la notion de rotationnel. Soit ω la composante verticale du rotationnel du champ de courants :

$$\omega = \text{Rot}_z(\mathbf{V}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

A partir des équations de Saint-Venant on peut établir l'équation générale de la vorticité :

$$\frac{d\omega}{dt} + \frac{df}{dt} = \left(\frac{\omega + f}{H + \zeta} \right) \frac{d(H + \zeta)}{dt} \tag{1}$$

$$+ \nabla \Lambda \frac{\mathcal{F}_s}{\rho(H + \zeta)} - \frac{k \mathbf{V} |\omega|}{(H + \zeta)} \tag{2} \tag{3}$$

$$+ k |\mathbf{V}| \Lambda \nabla \frac{|\mathbf{V}|}{(H + \zeta)} + \varepsilon \nabla^2 \omega + \nabla \varepsilon \Lambda \nabla^2 \mathbf{V} \tag{4} \tag{5} \tag{6}$$

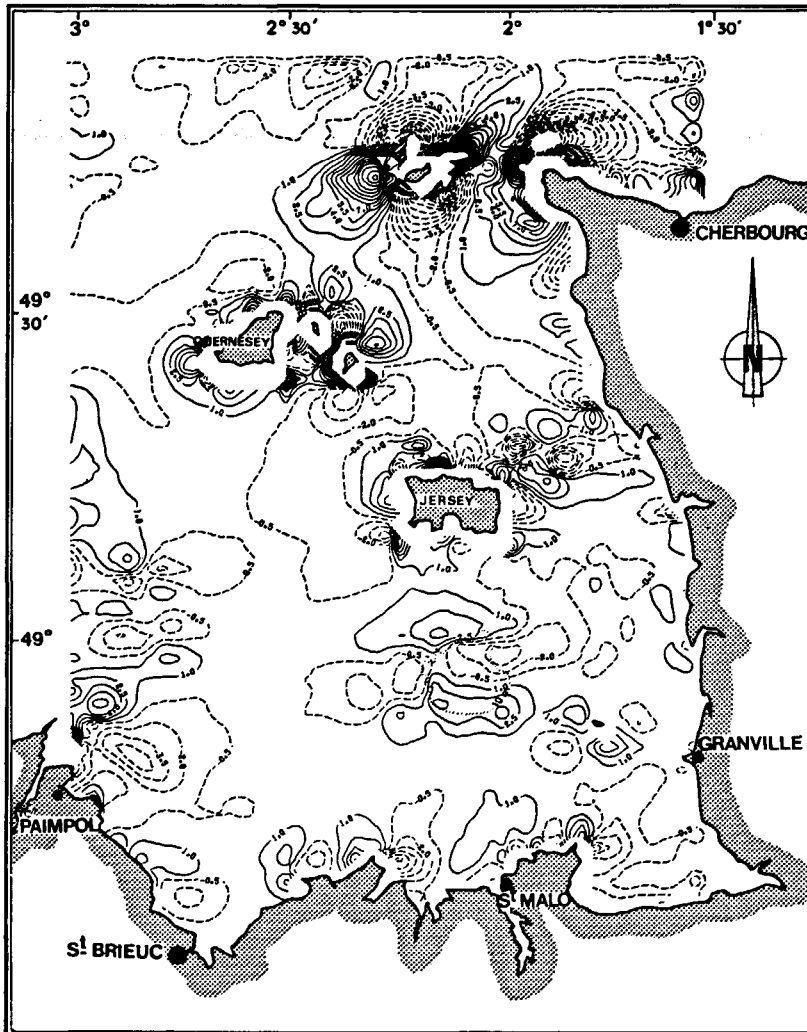


Figure 8
Vorticité résiduelle (10^{-5} rd/s). Marée coef. 93.
Residual vorticity ($\cdot 10^{-5}$ rd/s; spring tide).

La vorticité peut être créée par variation de l'épaisseur de la colonne d'eau au cours de son déplacement (terme 1), par le rotationnel du vent (terme 2), par le gradient de frottement (terme 4), et par le gradient de viscosité turbulente (terme 6). Ce dernier est mal connu mais probablement faible. Les termes 1 et 4, par contre, peuvent avoir une importance comparable par des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres. Près des côtes, et d'une manière générale par faible profondeur, le terme 4, qui recouvre à la fois les gradients de profondeur et les gradients de vitesse, devient nettement prépondérant. C'est ce qui explique que les structures tourbillonnaires les plus apparentes se situent près des côtes, des caps et des hauts fonds (fig. 8).

Un cap se manifeste par deux tourbillons (Robinson, 1983; Pingree, Maddock, 1985 *b*), ce que l'on observe de part et d'autre de La Hague, de Fréhel, de Saint-Malo, et assez généralement le long des côtes.

Une île ou un haut fond situés dans un courant alternatif peuvent être considérés comme étant formés de deux caps accolés dos à dos. Ils se traduisent donc par une structure à quatre tourbillons (ex. Les Minquiers, Chausey et Aurigny).

Si le courant de marée est giratoire, par exemple de sens cyclonique, ce qui est le cas général ici, la vorticité de même sens créée sur le pourtour de l'île se trouve advectée vers l'île dans les instants qui suivent sa génération, tandis que la vorticité de sens contraire se trouve écartée de l'île. Il en résulte, autour des îles, une prédo-

minance de la vorticité résiduelle de même signe que la rotation des courants de marée (Pingree, Maddock, 1985 *a*). D'où la prédominance de vorticité positive observée autour de Jersey, et surtout de Guernsey.

Résiduelles de Lagrange

A partir des champs de courants eulériens, il est aisé de simuler la trajectoire de particules fictives durant un ou plusieurs cycles de marée.

On obtient ainsi deux informations :

- l'excursion de marée qui représente l'amplitude du mouvement de va-et-vient;

- le courant résiduel lagrangien, matérialisé par l'écart entre deux positions d'une même particule, séparées par un intervalle de temps égal à une période de marée.

Un exemple de ces trajectoires où s'observent excursions et résiduelles de Lagrange, est donné figure 9, pour un départ des flotteurs 3 h avant et après la pleine mer de Saint-Malo. Mais, tandis que le champ eulérien est indépendant du temps (pour une marée périodique), le champ lagrangien est une fonction de l'instant de départ.

Ceci est un paradoxe : on pourrait s'attendre à ce que, pour un système de courants périodiques, l'opération « moyenne sur le temps » conduite à un résultat indépendant des bornes de l'intégration, c'est-à-dire de l'instant de départ. Ce n'est pas le cas des courants lagran-

giens. Une illustration en est donnée figure 10, où l'on a relié les points de départ d'un ensemble de particules fictives à leurs points d'arrivée pour des instants de départ espacés d'heure en heure. La dispersion des résiduelles est considérable. Un travail analogue, effectué dans la zone toute proche de la baie de Seine (Salomon, 1986), n'avait pas conduit à des écarts aussi importants. On obtient ici une démonstration très claire des effets résiduels induits par une marée de grande amplitude.

Considérons un mouvement oscillatoire de période T . La vitesse résiduelle de Lagrange (V_{LR}) d'une particule α se définit comme suit :

$$V_{LR}(\alpha, t_0) = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} V_L(\alpha, t) dt,$$

où V_L est la vitesse instantanée de α .

On démontre (Cheng *et al.*, 1986) que celle-ci est la somme de trois termes :

$$V_{LR} = V_{ER} + V_{SD} + V_{LD};$$

V_{ER} : vitesse résiduelle eulérienne;

V_{SD} : dérive de Stokes;

V_{LD} : dérive de Lagrange.

Seule V_{LD} est fonction de l'instant de départ et correspond à la dispersion des vecteurs résiduels représentés sur la figure 10.

Le fait que cette dernière composante soit du même ordre de grandeur et parfois supérieure à la somme des deux premières montre que l'on ne peut assimiler la vitesse résiduelle de Lagrange à un développement du premier ordre en sommant la résiduelle d'Euler et la dérive de Stokes. Un calcul lagrangien est indispensable.



Figure 9
Trajectoires de particules fictives au cours d'un cycle de marée. Départ à PM-3 et PM+3. Marée coef. : 93.
Fictitious particle trajectories during a tidal cycle (release 3 h before and after high tide; spring tide).

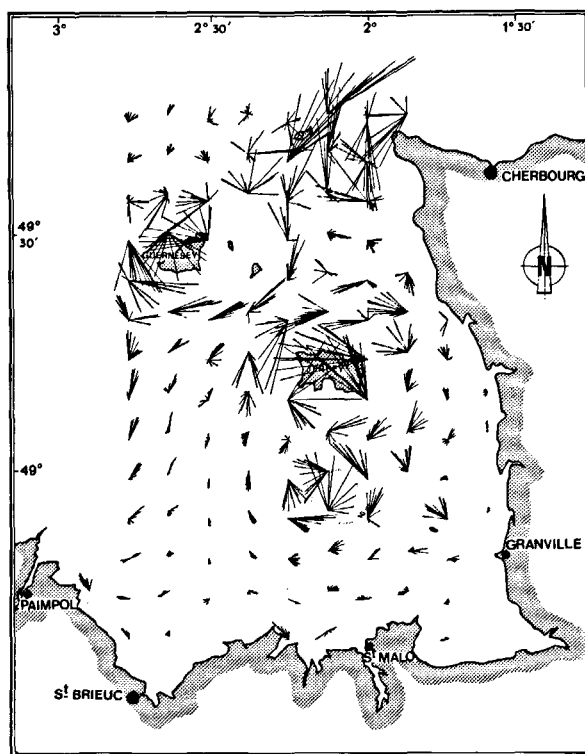


Figure 10
Trajectoires résiduelles lagrangiennes pour des départs espacés d'heure en heure.
Lagrangian residual displacements (releases at one-hour intervals).

Coordonnées barycentriques

Il est possible de lever une partie du paradoxe évoqué plus haut en présentant ces mêmes résultats d'une manière différente, dans un système des coordonnées barycentriques :

Puisque chaque trajectoire, qui correspond à un lieu de départ et un instant de lâcher particulier, « intègre » les courants eulériens dans la zone de l'excursion de marée, on conviendra d'affecter le vecteur courant résiduel lagrangien au centre de gravité (barycentre) de l'excursion de marée (fig. 11).

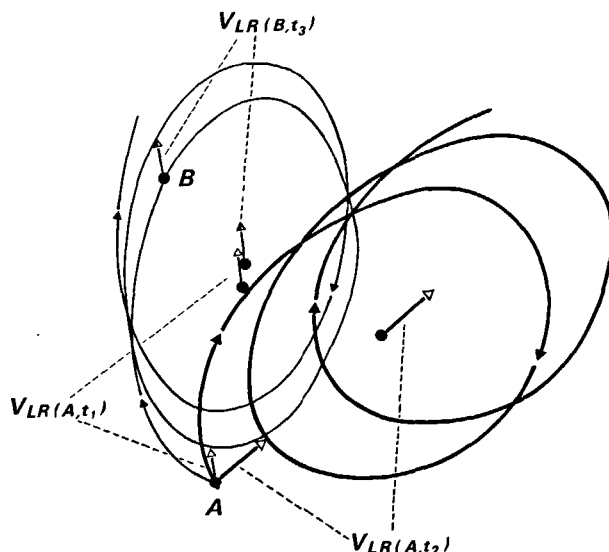


Figure 11
Système de coordonnées barycentriques.
Barycentric system.

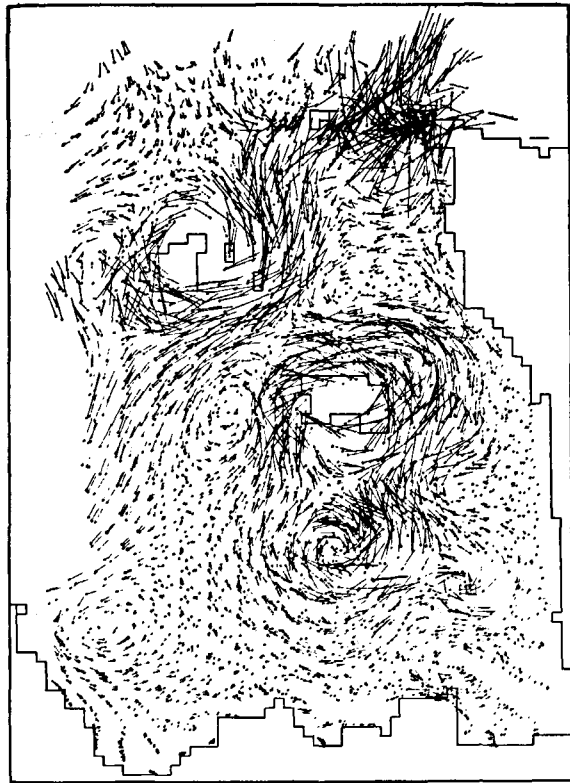


Figure 12
Résiduelles lagrangiennes en coordonnées barycentriques.
Lagrangian residuals in barycentric co-ordinates.

D'autres particules issues du même point, mais à un autre instant, « explorent » d'autres régions (Pt : A, t2); le vecteur courant résiduel est donc placé loin du premier. Inversement, une particule lâchée au point B (loin de A), mais à un moment tel que sa trajectoire soit proche de la première, donne lieu à un vecteur résiduel situé près du premier.

De cette manière, les faisceaux de vecteurs sont dissociés, et on constate (fig. 12) que les vecteurs situés près les uns des autres à l'issue de cette opération, bien que provenant de points de lâcher parfois éloignés, sont très semblables. Après une légère étape d'interpolation, on revient à un champ de vitesses régulièrement défini (fig. 13).

Ce procédé est parfois mis en défaut à proximité des caps et des îles. Il arrive alors que le centre de gravité se situe à l'extérieur de la trajectoire, et parfois sur la terre. Dans ce cas les trajectoires ont été éliminées du champ de courants. C'est la raison de l'espace laissé libre autour de Jersey et Guernesey.

En dehors de cet inconvénient mineur, auquel il semble possible de remédier, la méthode permet d'obtenir un document unique, tout en préservant l'essentiel de l'information contenue dans la figure 11. Elle semble préférable à une opération de moyenne des vecteurs d'un même faisceau (Feng, 1987) qui aurait altéré l'information disponible en éliminant les valeurs les plus faibles et les plus fortes du champ initial.

La figure 13 révèle avant tout une circulation cyclonique créée par la composante de Stokes autour de chaque île et haut fond (atteignant 20 à 30 cm/s pour une marée de vive eau), et un flux d'eau très important dirigé vers le Nord-Est dans le Raz Blanchard.

Ces résultats, également signalés par Pingree et Maddock (1985 b) ont été confirmés par des trajectoires de flotteurs drogés à la profondeur de 5 m, localisés par le système Argos. On trouvera, figure 14, un exemple probant de trajectoires durant plusieurs semaines qui permettent de vérifier à la fois la circulation Nord en bordure ouest du golfe, le mouvement Ouest au sud de Guernesey, puis Sud à l'ouest de Jersey, la rotation cyclonique sur le banc des Minquiers, et la faiblesse des mouvements résiduels au nord des îles Chausey. Cette expérience démontre que l'essentiel du courant résiduel est bien créé par la marée, qui est le seul phénomène reproduit par le modèle.

La comparaison des figures 7 et 13 révèle de grandes différences, et montre l'intérêt de distinguer champs résiduels d'Euler et de Lagrange. Pour calculer de manière correcte ces deux composantes, il faut posséder une très bonne description de la trajectoire des particules fictives. Il faut donc écarter les modèles intégrés sur les temps ou dont le pas d'intégration serait trop grand. Il faut aussi adopter une discrétisation spatiale fine.

Considérons une particule animée d'un mouvement sinusoïdal :

$$V_L = V_{\max} \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + \varphi \right).$$

La dimension de sa trajectoire X est :

$$X = V_{\max} \frac{T}{\pi} \cong 14000 \cdot V_{\max}$$

Pour que cette trajectoire soit définie par un minimum de 5 à 7 points de calcul, il faut donc que la maille de

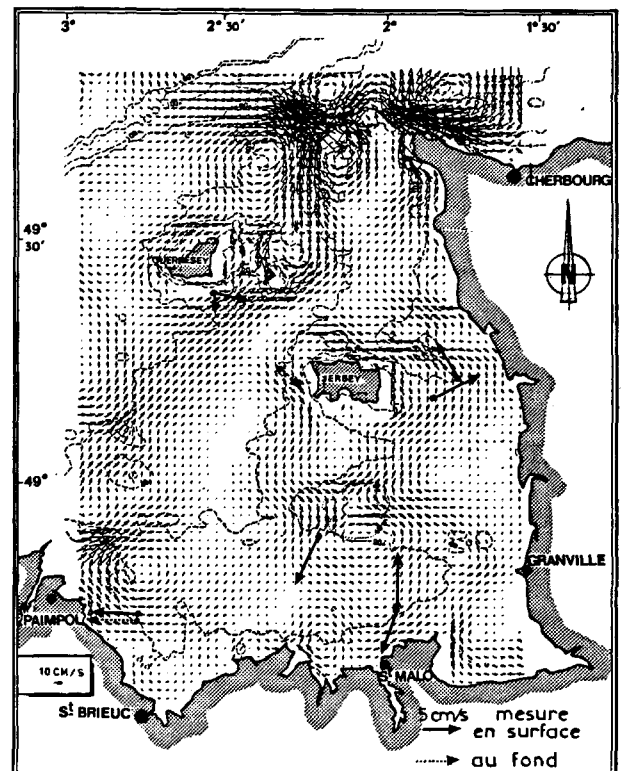


Figure 13
Circulation résiduelle lagrangienne (coef. 93).
Lagrangian residual velocity field (average spring tide).

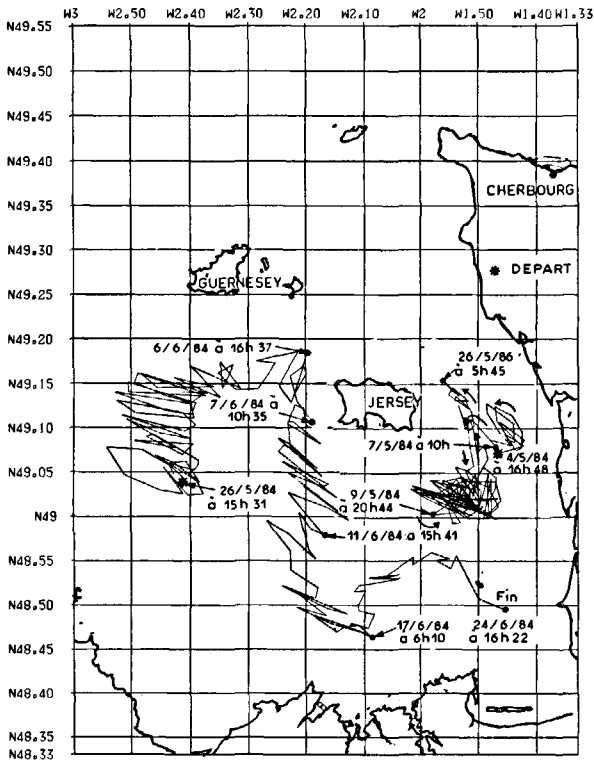


Figure 14
Trajectoires de bouées dérivantes.
Drifter trajectories.

calcul respecte l'inégalité suivante :

$$\Delta x < 2000 \cdot V_{\max}$$

Le front de Jersey

Des mesures hydrologiques et des trajectoires de bouées dérivantes (Pingree *et al.*, 1974 et 1985) ont révélé la présence d'un front thermique orienté Sud-Ouest/Nord-Est entre les îles de Jersey et de Guernesey. Des observations courantométriques effectuées dans le cadre de cette étude (Orbi, 1986) ont également confirmé ce phénomène, que l'on peut encore observer sur des photos satellites en été ou en hiver.

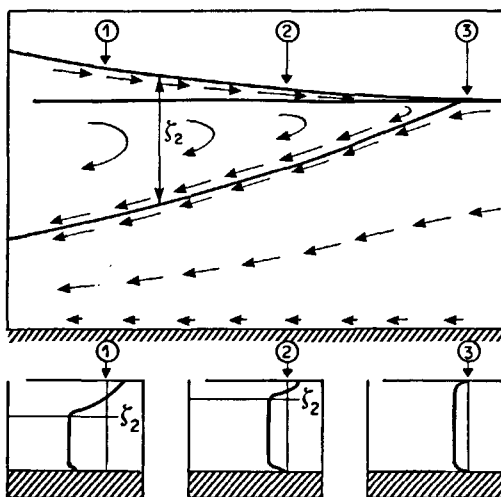


Figure 15
Schéma théorique de circulation dans une coupe perpendiculaire au front (d'après Bowman, Iverson, 1978).
Diagram for cross-frontal velocities (from Bowman, Iverson, 1978).

La présence de ce front dans une région peu stratifiée, balayée par des courants de marée violents, peut intriguer. L'explication semble être à rechercher dans la juxtaposition entre Jersey et Guernesey des deux tourbillons cycloniques mentionnés plus haut.

En été, par exemple, le tourbillon de Jersey amène des eaux chauffées au cours de leur séjour à proximité du Cotentin; le tourbillon de Guernesey amenant des eaux plus froides parce que moins littorales. Au contact des deux masses d'eau se produit un cisaillement de courant accompagné d'une composante verticale négative, et donc d'une convergence des vitesses horizontales qui entretient la discontinuité hydrologique.

Une analyse théorique de ce processus, basée sur l'hypothèse de l'équilibre entre gradient horizontal de pression et forces de cisaillement vertical, est présentée par Bowman et Iverson (1978) ou Bowden (1983 : fig. 15).

La mesure des courants superficiels indique une vitesse de convergence perpendiculaire au front de 14 cm/s (Orbi, 1986). La même valeur peut être obtenue par calcul cité plus haut, pour un coefficient de viscosité verticale (N_z) de $2 \cdot 10^{-3}$ MKS, ce qui paraît réaliste.

Il s'agit donc d'un front dont la dynamique est différente de celle des fronts habituels des mers à marée qui séparent une zone stratifiée d'une zone homogène. Ici le front sépare deux masses d'eau à peu près homogènes. L'apport permanent d'eau chaude en été (et froide en hiver) par la circulation cyclonique autour de Jersey en assure la pérennité.

CONCLUSION

Le golfe normand-breton constitue un site idéal pour l'analyse des courants résiduels induits par la marée semi-diurne.

En utilisant un modèle mathématique bidimensionnel, de maille relativement fine, nous avons pu dresser une carte des courants résiduels eulériens et vérifier sur ce site les récents développements analytiques en matière de génération de courants par les singularités bathymétriques. Des structures déjà partiellement connues ont été précisées et des résultats originaux ont été présentés, notamment par l'utilisation du concept de vorticité, assez peu utilisé dans les études littorales.

Dans une deuxième étape, nous nous sommes intéressés au déplacement des masses d'eau et avons souligné comme un paradoxe le rôle primordial de l'instant de départ des particules liquides. On a introduit un système de coordonnées barycentriques visant à supprimer cette singularité, et pu décrire les phénomènes résiduels dans le golfe.

Une discontinuité hydrologique, particulièrement nette entre Jersey et Guernesey, a été interprétée comme une conséquence de ces structures lagrangiennes.

Les différences entre les schémas de circulation d'Euler et de Lagrange sont très apparentes dans cet exemple, mais les processus mis en cause sont généraux. Il convient donc de les prendre en compte systématiquement dans les études littorales, ce que l'on peut faire en utilisant des modèles mathématiques de courants instantanés à maille fine.

RÉFÉRENCES

- Chabert d'Hières G., Le Provost C., 1978. Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche, *Annal. Hydrogr.*, 6, 3, 5-36.
- Bowden K. F., 1983. *Physical oceanography of coastal waters*, Ellis Herwood, ser. Mar. Sci., 302 p.
- Bowman M. J., Iverson R. L., 1978. Estuarine and plume fronts, in: *Oceanic fronts in coastal processes*, edited by M. J. Bowman and W. E. Esaias, Springer-Verlag, Berlin, 87-104.
- Cheng R. T., Feng S., Xi P., 1986. On Lagrangian residual ellipse, in: *Lecture notes on coastal and estuarine studies*, edited by J. van de Kreeke, Springer-Verlag, Berlin, 102-113.
- Feng S., 1987. A three-dimensional weakly non linear model of tide-induced Lagrangian residual current and mass-transport, with an application to the Bohai Sea, in: *Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics*, edited by J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 471-488.
- Fornerino M., 1982. Modélisation des courants de marée dans la Manche, *Thèse Doct. Ingénieur, Univ. Sci. Méd. Grenoble*.
- Laboratoire National d'Hydraulique, 1961. Modèle réduit des îles Chauséy : les conditions naturelles du golfe de Saint-Malo, rapport n° 3 : Les courants de marée, Rapport E.D.F., 169, août 1961.
- Le Hir P., Bassoullet P., Énard É., Blanchard M., Hamon D., Jegou A.-M., 1986. Étude régionale intégrée du golfe normand-breton, Rapp. Sci. IFREMER, Brest, I, 265 p.
- Lomer F., 1978. La dérive en mers à marée, *Thèse Doct. Ingénieur, Univ. P. et M. Curie, Paris VI*.
- Orbi A., 1986. Circulation de marée dans le golfe normand-breton, *Thèse Doct., Univ. Brest*.
- Pingree R. D., Maddock L., 1978. The M4 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M2 tide, *Deep-Sea Res.*, 25, 53-63.
- Pingree R. D., Maddock L., 1985 a. Rotary currents and residual circulation around banks and islands, *Deep-Sea Res.*, 32, 8, 929-947.
- Pingree R. D., Maddock L., 1985 b. Stokes, Euler and Lagrange aspects of residual tidal transports in the English Channel and the Southern bight of the North Sea, *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, 65, 969-982.
- Pingree R. D., Forster G. R., Morrison G. K., 1974. Turbulent convergent tidal fronts, *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, 54, 469-479.
- Pingree R. D., Mardel G. T., Maddock L., 1985. Tidal mixing in the Channel isles region derived from the results of remote sensing and measurements at sea, *Estuarine Coast. Shelf Sci.*, 20, 1-18.
- Robinson S., 1983. Tidally induced residual flows, in: *Physical oceanography of coastal and shelf seas*, Johns Ed., Elsevier Oceanography series.
- Salomon J.-C., 1986. Courantologie calculée en baie de Seine, IFREMER, Actes Colloq., 4, 35-42.
- Salomon J.-C., Le Hir P., 1981. Étude de l'estuaire de la Seine. Modélisation numérique des phénomènes physiques, Rapp. Lab. Océanogr. Phys., Univ. Bretagne Occidentale, Brest.
- Taylor G. I., 1920. Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins, *Proc. London Math. Soc.*, 20, 2, 148-182.