

Étude par modèles mathématiques de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier

Modèle
Bidimensionnel
Tridimensionnel
Loire
Vilaine

Model
Two-dimensional
Three-dimensional
Loire
Vilaine

Pascal LAZURE, Jean-Claude SALOMON

Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, France.

RÉSUMÉ

La circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier est due aux effets conjugués de la marée, du vent et de la circulation de densité liée aux apports des deux fleuves, la Loire et la Vilaine. Ces effets ont été étudiés à l'aide de deux modèles mathématiques, l'un bidimensionnel horizontal et l'autre tridimensionnel. La marée est apparue comme le signal le plus important à l'échelle instantanée. En raison du relief accidenté ses effets sont très variables sur la zone. A long terme, l'effet de la marée décroît considérablement et la circulation résiduelle dans cette région devient très dépendante des conditions météorologiques et hydrologiques. La circulation induite par le vent se révèle généralement tridimensionnelle et apparaît localement comme le processus dynamique le plus important. En période de crue, la circulation de densité induit une propagation vers l'ouest du panache de la Vilaine et provoque une pénétration d'une partie du panache de la Loire en baie de Vilaine.

Oceanologica Acta, 1991. Actes du Colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales, Lille, 20-22 mars 1990, vol. sp. n° 11, 93-99.

ABSTRACT

Numerical study of marine circulation between Quiberon and Noirmoutier

The marine circulation between Quiberon and Noirmoutier is due to the combined effects of the tides, winds and density circulation induced by the discharges of the Vilaine and Loire rivers. These effects have been studied with two mathematical models, a two-dimensional (vertically integrated) one and a three-dimensional one. The tide has been shown to be the most important phenomenon at short time scale. Its effects are locally variable mainly because of topographic control. The tidal influence decreases significantly at long time scale and the residual circulation depends mainly on meteorological and hydrological conditions. The wind-induced circulation is mostly three-dimensional and appears locally to be the main dynamic process. During high flood, the density driven circulation induces a westward propagation of the Vilaine river plume and a penetration of part of the Loire river plume into the Vilaine bay.

Oceanologica Acta, 1991. Proceedings of the International Colloquium on the environment of epicontinental seas, Lille, 20-22 March, 1990, vol. sp. n° 11, 93-99

INTRODUCTION

Au cours des dernières années, de fréquentes perturbations de l'écosystème ont été observées dans la baie de Vilaine

et ses environs. A la suite des mortalités massives de poissons et crustacés survenues durant l'été 1982, un programme de recherche pluridisciplinaire a été élaboré pour en comprendre les causes et tenter d'y remédier.

Dans ce contexte, cette étude en hydrodynamisme a pour but de mettre en valeur l'influence des processus physiques sur le transport et le mélange des masses d'eau.

Trois sources de mouvements ont été considérées : la marée, le vent et les gradients de densité. Pour une meilleure compréhension des phénomènes, nous avons tenté de séparer, autant que possible, l'influence de chacun de ces facteurs.

Le secteur étudié (fig. 1) dépasse largement les limites du Mor Bras (baie de Quiberon + baie de Vilaine), notamment vers le sud. Cette extension du domaine s'est avérée indispensable pour révéler les échanges possibles entre le Mor Bras et les régions avoisinantes et les interactions éventuelles avec l'estuaire de la Loire.

La première partie de cet article est une brève description des deux modèles mathématiques utilisés et de leur mise en oeuvre. La dynamique à l'échelle instantanée et son influence sur les mélanges est ensuite abordée dans la seconde partie. La troisième partie décrit les transports à long terme induits par chacun des trois facteurs physiques. Une synthèse des résultats est présentée en conclusion.

LES MODELES

Deux modèles mathématiques ont été utilisés lors de cette étude, l'un est un modèle bidimensionnel intégré sur la verticale, le second est tridimensionnel. Seules leurs caractéristiques générales seront soulignées. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à Lazure et Salomon (1991).

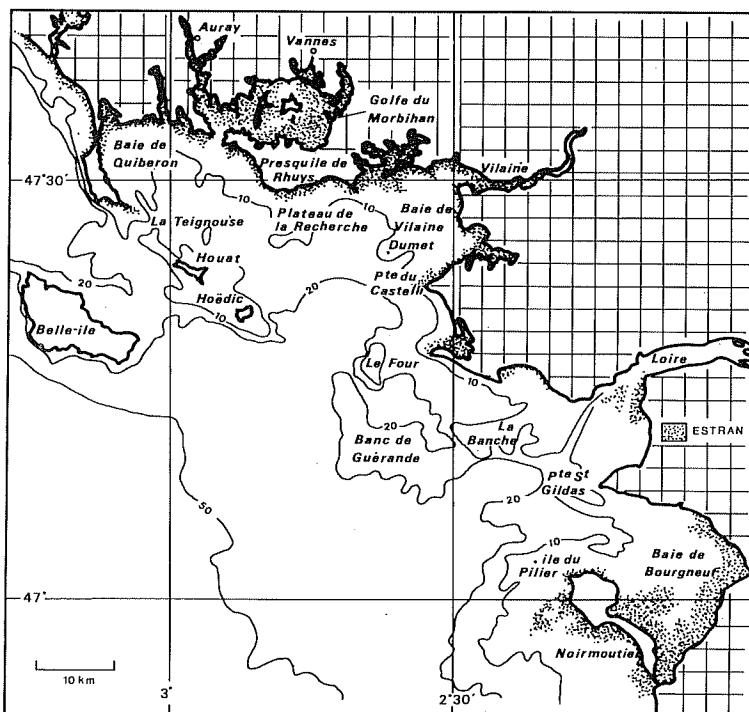


Figure 1

La zone d'étude.

Studied area.

Le modèle bidimensionnel horizontal

Le système de St-Venant constitue les équations de base résolues par le modèle 2D. Le frottement sur le fond est paramétré par le coefficient de Strickler.

La discrétisation spatiale est effectuée selon une maille régulière dont les composantes de la vitesse sont décalées (grille de type «C») pour une plus grande précision des différences finies. Le schéma temporel est de type implicite en directions alternées.

Le modèle tridimensionnel

Les équations de Navier-Stokes simplifiées par les hypothèses de Boussinesq et de la pression hydrostatique sont résolues par le modèle 3D. Pour des raisons essentiellement pratiques, un changement de repère est effectué sur la verticale de manière à normaliser la profondeur. Cette transformation classique en coordonnée "sigma" permet de conserver un nombre de mailles constant sur la verticale.

La résolution des équations passe par une séparation des modes internes et externes. Le mode externe concerne la propagation des ondes de surface et est traité par le modèle 2D précédemment décrit. Une fois les élévations de la surface libre connues, le calcul du champ de courant tridimensionnel est effectué par le modèle 3D proprement dit. Le principal avantage de cette méthode est de contourner le problème de la limitation de pas de temps liée à la grande vitesse de propagation des ondes barotropes.

La discrétisation des équations s'effectue selon la même grille que précédemment. Le principe des mailles décalées est également appliqué sur la verticale.

Le schéma temporel est de type leap-frog, les dérivées sur la verticale sont toutefois considérées de manière implicite pour une plus grande stabilité.

Pour l'étude de l'advection-dispersion d'une substance en solution, l'équation de conservation de masse est couplée aux équations de la dynamique. Les termes advectifs sont traités suivant la méthode de Takacs (1985) dont le principal avantage est de n'induire qu'une faible diffusion numérique. Comme pour les équations du mouvement, les termes d'advection et de diffusion sur la verticale sont considérés de façon implicite.

Dans la version utilisée pour ces simulations, les termes de viscosité et de diffusivité verticale sont paramétrés en fonction de la tension sur le fond et du nombre de Richardson (Munk et Anderson, 1948). Ces formulations très simples contiennent une bonne part d'empirisme et rendent nécessaire une comparaison suivie avec la nature afin de vérifier la validité des résultats obtenus.

Mise en oeuvre

Le principal problème lors de l'application d'un modèle numérique concerne généralement les conditions aux

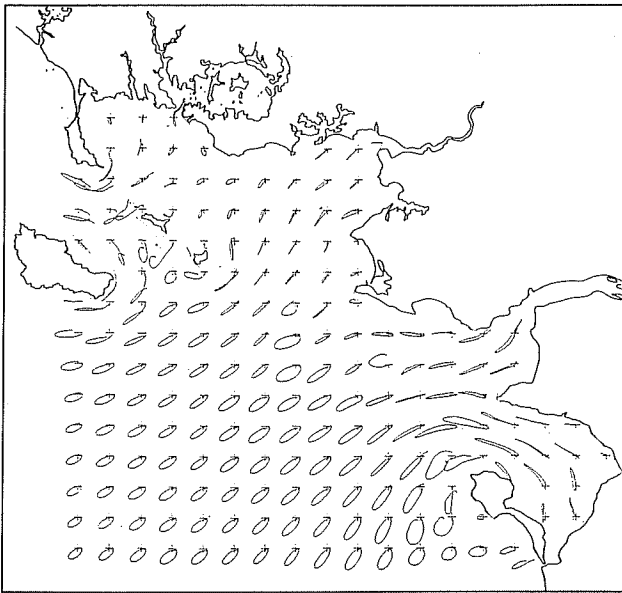


Figure 2

Trajectoires de marée calculées par le modèle 2D. Le point de départ est symbolisé par le signe (+).

Computed tidal trajectories by the 2-D model. The (+) symbol indicates the starting point.

limites ouvertes. Ne disposant pas de mesures de vitesse et de niveaux en assez grand nombre sur les limites du domaine, les conditions aux limites utilisées pour cette étude ont été calculées à partir d'un modèle de plus grande emprise.

Deux modèles intermédiaires ont été utilisés, le premier modèle, fonctionnant avec des conditions aux limites en niveau interpolées à partir de mesures existantes, s'étend de Concarneau à l'île d'Oléron et possède une maille d'environ 6 km. Un second modèle, plus précis, couvrant la zone de Lorient aux Sables d'Olonnes, a ensuite fonctionné avec des conditions aux limites issues du modèle précédent et une maille de 3 km ; il a permis de calculer les niveaux en tous points des limites du domaine de la figure 1. Ce système de modèle imbriqué permet d'obtenir une bonne distribution des niveaux (moyens et instantanés) sur les limites du modèle inférieur et d'éviter notamment les instabilités créées par l'interpolation de mesures.

La maille utilisée pour le modèle 2D est de 1 km. Compte tenu de l'augmentation des temps de calculs, les simulations tridimensionnelles ont été effectuées sur une maille de 2 km.

LA DYNAMIQUE INSTANTANÉE

La marée calculée par le modèle bidimensionnel

La marée dans le golfe de Gascogne est principalement semi-diurne et possède les caractéristiques d'une onde stationnaire très légèrement progressive du Sud vers le Nord. Son amplitude est de l'ordre de 1,5 m.

La simulation d'une marée moyenne (onde M2 seule aux limites) fait apparaître de grandes disparités locales liées essentiellement aux accidents bathymétriques et à l'influence des côtes et des îles.

Les vitesses maximales calculées sur un cycle de marée sont en général peu élevées (30 cm/s à 40 cm/s) mais peuvent atteindre localement des valeurs assez importantes. Les courants les plus violents sont situés à l'entrée du golfe du Morbihan, dans le goulet de Fromentine et dans l'estuaire de la Loire. A l'inverse, dans le Mor Bras, les courants de marée sont faibles.

Les trajectoires suivies par des particules au cours de la marée sont généralement de dimensions réduites, de l'ordre de 3 à 4 km (fig. 2), en bonne conformité avec la valeur modeste des courants de marée. Au Sud-Ouest, les particules décrivent des ellipses régulières dans le sens des aiguilles d'une montre. Par faibles profondeurs celles-ci deviennent beaucoup plus déformées, notamment à cause de la proximité des côtes. Dans la partie ouest du Mor Bras, en baie de Quiberon, la polarité des trajectoires s'inverse, elles sont alors décrites dans le sens trigonométrique.

L'influence de la marée sur les phénomènes de mélange et certains aspects de l'hydrologie ont été mis en évidence par un calcul inspiré du désormais classique critère de stratification (Simpson et Hunter, 1974) à partir des résultats du modèle 2D (fig. 3). L'hypothèse selon laquelle une partie de l'énergie dissipée par frottement sur le fond est transformée en turbulence dans toute la colonne d'eau permet d'expliquer la présence saisonnière d'une bande d'eau froide s'étendant de la chaussée des îles à Noirmoutier que de nombreuses observations par image satellitaire ont révélée (Jegou et Salomon, 1988).

Le Mor Bras se révèle par contre selon ce critère très peu sensible au mélange de la marée. On peut donc s'attendre à une stratification thermique importante du printemps à l'automne et haline lors des épisodes de crue de la Vilaine.

Calcul tridimensionnel

La marée étant un phénomène barotrope, le modèle 2D fonctionne dans les meilleures conditions et les caractéristiques générales ayant pu en être déduites demeurent valables.

Les structures verticales des courants montrent cependant quelques caractéristiques très intéressantes (fig. 4).

Sur la majeure partie de la zone, les courants près du fond sont en avance de phase par rapport à la surface (fig. 4 a). De telles observations sont fréquentes sur le plateau continental et le déphasage surface-fond est généralement attribué aux forces d'inertie (Le Hir, 1981).

En certains secteurs, notamment dans le Mor Bras, les courants de marée à différentes profondeurs peuvent montrer des structures beaucoup plus complexes. Les figures 4 b, c, d en apportent une illustration. Alors que sur cette radiale, orientée Ouest-Est, les ellipses de courants près du fond sont décrites constamment dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, le sens de rotation en surface s'inverse en passant par un stade rectilinéaire.

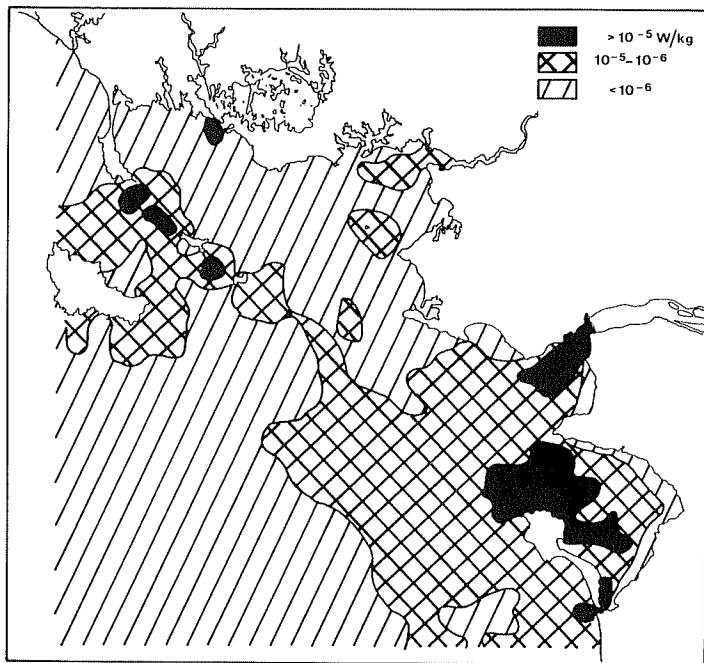


Figure 3
Puissance dissipée par les courants de marée.
Tidal energy dissipation.

La comparaison de ces caractéristiques avec des mesures effectuées en baie de Vilaine (de Nadaillac et Breton, 1985) est délicate en raison des perturbations liées aux vents ou à des éventuelles stratifications mais elle est qualitativement satisfaisante en ce qui concerne les sens de rotation en surface et au fond.

Les études récentes des structures verticales des courants de marée (Prandle, 1982 ; Soulsby, 1983) permettent d'expliquer pour une bonne part les résultats obtenus. Les modèles théoriques montrent que les actions combinées du frottement et de la force de Coriolis sont susceptibles d'induire une grande variabilité sur la verticale des ellipses de courant. La proximité de la côte accentue les variations locales en raison des modifications du profil de la surface libre qu'elle provoque. L'influence de la force de Coriolis sur la couche limite de fond fait l'objet d'un article dans le présent numéro (Chabert d'Hières, 1991).

LES MOUVEMENTS RÉSIDUELS

On considère que les mouvements résiduels sont ceux dont la période est nettement supérieure à celle de la marée semi-diurne. La distribution des plus importants paramètres de la qualité de l'eau (température, salinité...) dépend essentiellement de ces mouvements et assez peu des oscillations instantanées, du moins de manière directe.

Trois mécanismes générateurs de courants résiduels ont été considérés : la marée, les gradients de densité et le

vent. L'intégration des équations du mouvement sur la période de la marée fait apparaître des interactions non linéaires entre ces phénomènes qui interdisent un découplage de chaque processus.

Cependant, si l'on considère qu'une des composante du mouvement est très supérieure aux autres, on se limitera à un couplage avec cette composante principale, en l'occurrence la marée.

Cette simplification, généralement effectuée en milieu littoral (Le Provost, 1974), dans une mer à marée, nous permet donc d'étudier séparément les effets à long terme de la marée seule, de la marée et du vent, et de la marée avec gradient de densité.

Les mouvements résiduels de la marée seule

Ceux-ci ont été étudiés principalement par le modèle 2D compte tenu de sa meilleure résolution horizontale et de sa capacité déjà démontrée à décrire correctement les mouvements barotropes.

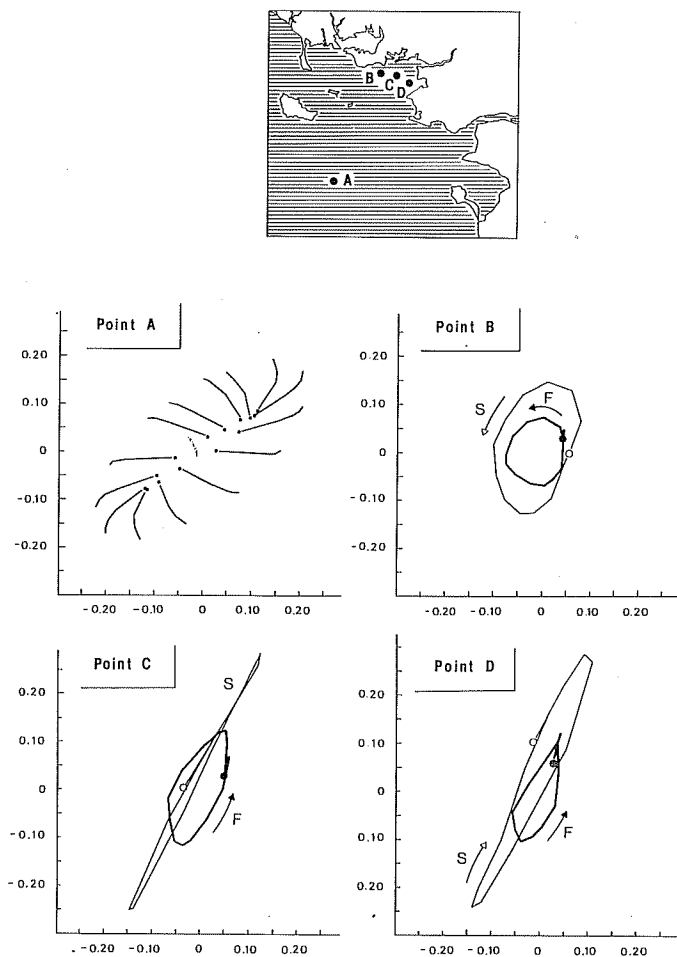


Figure 4
a) Projection horizontale des profils de courant à chaque heure. Le courant calculé près du fond correspond au signe (+). b, c, d) Roses de courant calculées en surface (S) et au fond (F) en différents points de la baie de Vilaine.
a) Hour by hour horizontal projection of current profiles. The (+) symbol indicates computed bottom currents. b, c, d) Calculated current over a tidal period near surface (S) and near bottom (F) at three different locations.

On considère ici une marée moyenne (coefficient 70), un vent nul et un débit fluvial de $800 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Loire et $70 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Vilaine. Les débits d'eau douce interviennent uniquement par le flux d'eau qu'ils représentent, et non par les gradients de densité qu'ils induisent.

Les vitesses résiduelles calculées relèvent d'un calcul de trajectoires en coordonnées barycentriques (Salomon *et al.*, 1988 ; Orbi et Salomon, 1988). Cette méthode lagrangienne a l'avantage de donner une représentation plus juste du transport à long terme en éliminant l'effet de l'instant de départ. Le champ unique de vecteurs obtenu par ce calcul a été synthétisé figure 5.

Les courants résiduels sont en général extrêmement faibles sauf au voisinage des îles et des hauts fonds où ils se manifestent par des structures tourbillonnaires très nettes.

La signature courantologique la plus apparente est l'important mouvement anticyclonique autour de Belle-Ile. L'amplitude des courants est de l'ordre de 10 cm/s .

D'autres mouvements anticycloniques sont détectables autour des îles de Houat et d'Hoedic et de l'île du Pilier au nord-ouest de Noirmoutier. Les plateaux de la Banche et du Four provoquent également de tels tourbillons.

Ces effets résiduels induits par les îles et les accidents topographiques sont provoqués par les actions combinées du frottement et de la force de Coriolis sur l'onde de marée (Pingree et Maddock, 1985).

Les courants résiduels les plus importants se situent au fond de la baie de Bourgneuf, dans le goulet de Fromentine. Les vitesses calculées ($> 10 \text{ cm/s}$) se révèlent tout à fait cohérentes avec les mesures effectuées dans cette zone (LCHF, 1986).

Inversement, à l'exception de la baie de Quiberon, le Mor Bras n'est le siège que de courants très faibles, inférieurs au centimètre par seconde. Par période de vent calme et de débit fluvial faible, les masses d'eau sont donc quasiment stagnantes et le transport résiduel par diffusion est d'un ordre de grandeur égal ou supérieur au transport advectif. En conséquence, on s'attend à ce que l'un des deux autres processus, la circulation due aux vents ou aux gradients de densité, ait une importance primordiale dès qu'il interviendra.

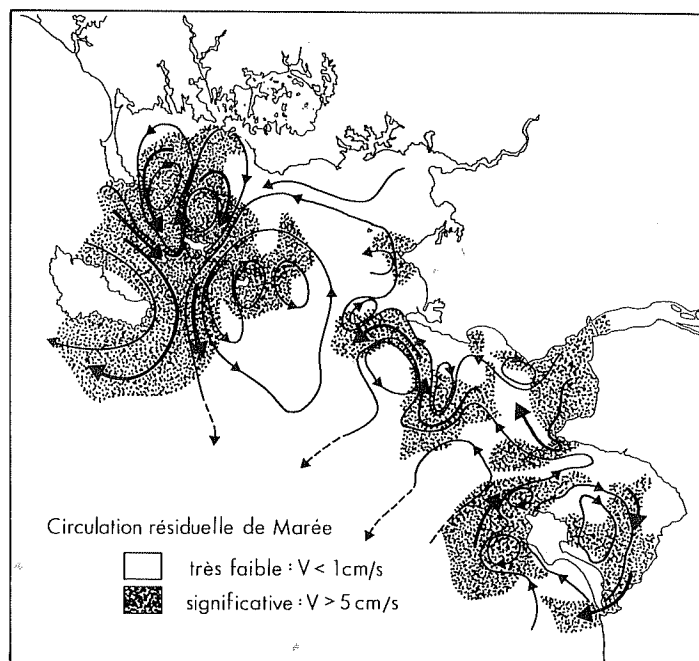


Figure 5

Schéma de circulation résiduelle de marée.

Tidal residual circulation.

Marée seule calculée par le modèle 3D

Les déplacements résiduels déduits du calcul des trajectoires à différentes profondeurs pour un instant de départ donné ne montrent pas en général de caractéristiques différentes des résultats du modèle 2D.

Quelques particularités ont toutefois été observées (Salomon et Lazure, 1988), telles que l'effet des chenaux sur les courants près du fond. En général, les déplacements résiduels en surface et au fond ont à peu près la même direction, et sont naturellement plus importants en surface compte tenu du frottement au fond.

Effets combinés de la marée et du vent

Plusieurs situations de vent ont été considérées. Les résultats de calcul de trajectoires en surface et au fond pour un vent de NE de 10 m/s sont présentés figure 6.

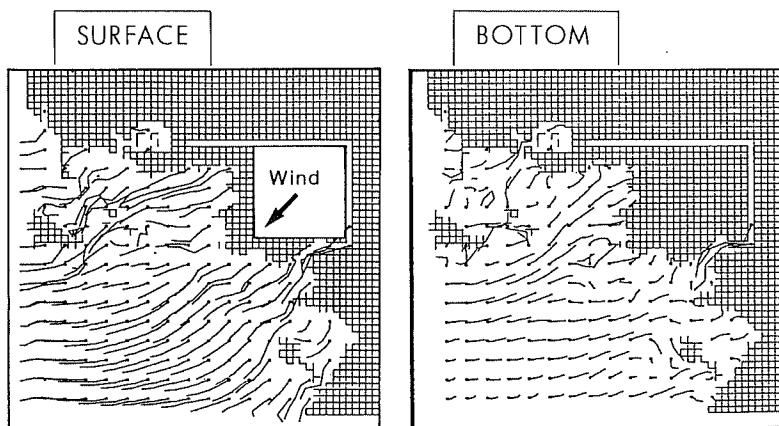


Figure 6

Trajectoire de particules calculées près de la surface et du fond.

Computed particle trajectories near the surface and the bottom.

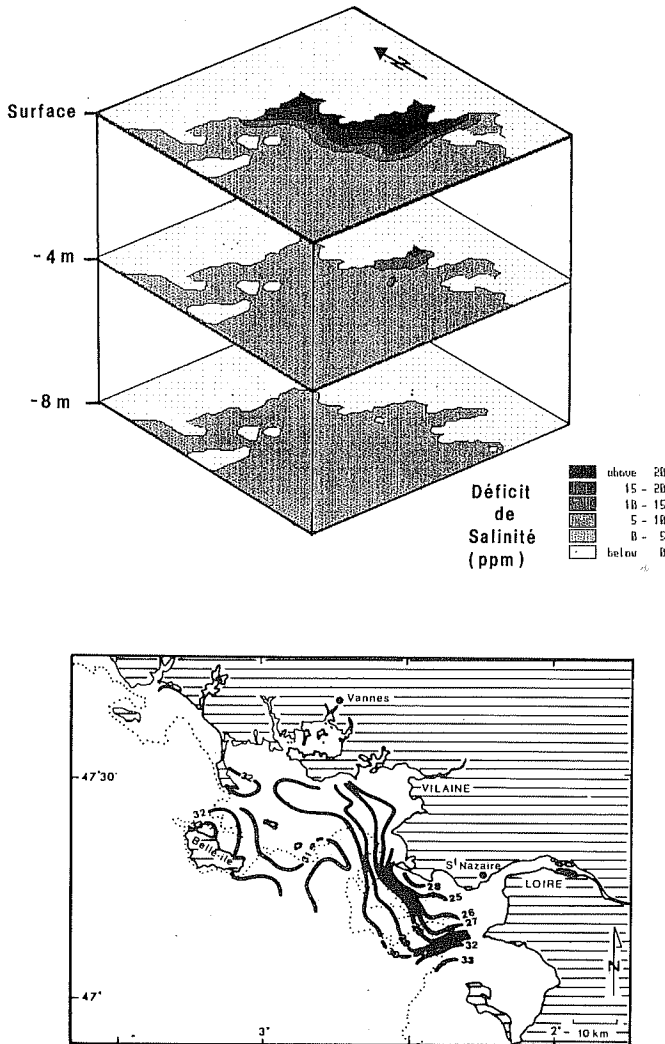


Figure 7

Haut : déficit de salinité calculé à 3 cotes différentes ; bas : champ de salinité mesuré en surface (d'après Langlois, 1981).

Top: salinity deficit at 3 levels; bottom): measured surface salinities (after Langlois, 1981).

Au voisinage de la surface, les dérives s'effectuent majoritairement dans une direction comprise entre l'Ouest et le Sud.

Dans le quart sud-ouest, par des profondeurs supérieures à 50 m, le courant porte à l'Ouest. Cet écart par rapport à la direction du vent peut s'interpréter comme un effet de la force de Coriolis qui induit une spirale d'Ekman.

A mesure que la profondeur diminue, les couches limites de surface et de fond se rapprochent puis se superposent, ce qui diminue l'écart entre la direction du vent et celle du courant.

Au fond, les dérives sont généralement de direction opposée et souvent dirigées vers la côte. Ces mouvements horizontaux inversés créent près des côtes ou des accidents topographiques importants des mouvements verticaux dont les vitesses peuvent localement atteindre 0,5 mm/s.

Les résultats présentés pour cette simulation ont été validés par comparaison avec des trajectoires de flotteurs lâchés au voisinage de la baie de Vilaine (Salomon et Lazure, 1988).

Circulation induite par les gradients de densité

Les variations de température et de salinité sont susceptibles de modifier le champ de densité. Les variations de température se situent plutôt à l'échelle annuelle et sont liées au réchauffement solaire. Du printemps à l'automne, la couche d'eau se stratifie sur la majeure partie de la zone à l'exception des régions précédemment définies où le mélange induit par les courants de marée est trop important.

Certains effets de cette stratification sur les courants instantanés ont été mis en valeur (Salomon et Lazure, 1988), ils demeurent relativement faibles. L'influence sur les transports à long terme reste encore à déterminer, mais semble *a priori* assez peu importante, compte tenu des faibles pentes de la thermocline.

Par contre, lors des épisodes de crue, les gradients de densité dus à l'apport d'eau douce peuvent donner lieu à une circulation thermohaline importante. La simulation présentée concerne une situation de crue pour la Loire et la Vilaine, avec des débits de 3 000 et 300 m³/s respectivement.

La condition initiale était une salinité de 34 sur tout le domaine. La figure 7 a présente le champ de salinité à différentes profondeurs après douze jours de simulation.

Les champs de concentration montrent des caractéristiques totalement différentes en surface et au fond et révèlent une très importante stratification.

Le panache de la Loire en surface occupe tout l'estuaire externe. En se propageant vers l'ouest, il tend à se scinder en deux parties au dessus du plateau de la Banche. L'une s'oriente vers le Sud-Ouest, alors que la seconde longe la côte et se dirige vers la baie de Vilaine. Au niveau du plateau du Four, les courants induits atteignent 15 cm/s en surface.

Le panache de la Vilaine, après s'être répandu dans toute la baie, se dirige ensuite vers l'Ouest le long de la presqu'île de Ruys. Les courants en baie de Vilaine sont de l'ordre de 5 cm/s.

Près du fond, l'influence des panaches est peu marquée, excepté dans l'estuaire externe de la Loire. On note la présence d'un très fort gradient de densité provoquant une circulation dirigée vers l'intérieur de l'estuaire. Dans ces conditions de fort débit fluvial, ces caractéristiques révèlent un estuaire très stratifié dominé par une circulation de gravité.

La dynamique des panaches est principalement géostrophique mais l'influence du frottement et des effets non linéaires ne peut être négligée. Cet aspect est très complexe, et nécessiterait une analyse beaucoup plus détaillée.

Bien que la comparaison des résultats obtenus avec des mesures *in situ* ne soit pas facile, compte tenu des hypothèses effectuées pour cette simulation (salinité initiale homogène, absence de vent) on peut observer une bonne concordance avec les mesures effectuées en période de crue (Langlois, 1982 ; Maggi, 1986 ; fig. 7 b).

CONCLUSION

L'analyse des résultats des modèles mathématiques a permis de dégager un certain nombre d'indications sur l'hydrologie et la dynamique de cette zone.

A l'échelle instantanée, les courants sont principalement dus à la marée. Leur intensité est en général assez faible mais les disparités locales sont importantes. Cette hétérogénéité apparaît également sur les zones de mélange.

A long terme, l'effet de la marée décroît considérablement. Hormis les mouvements tourbillonnaires parfois intenses créés par les îles et les accidents topographiques, les transports résiduels dus à la marée sont faibles et consistent en un lent mouvement vers le Nord, depuis l'estuaire de la Loire jusqu'à la baie de Quiberon.

Dès que le vent souffle, les dérives induites prennent généralement le pas sur la circulation de marée. Selon sa force et sa direction, le vent peut provoquer des mouvements très différents et généralement inversés en surface et au fond. En baie de Vilaine, compte tenu de la

très faible circulation de marée, il apparaît comme la principale cause de renouvellement des eaux.

En période de crue des fleuves, les gradients de densité provoquent une circulation des eaux de surface principalement dirigés vers l'Ouest et le Nord-Ouest à la sortie de l'estuaire. Bien que les courants de densité soient du même ordre de grandeur que ceux créés par un vent moyen, il n'en demeure pas moins vrai que les panaches issus de ces deux fleuves sont en partie dépendants de la force et de la direction du vent qui règne pendant la semaine qui suit la crue. Cette circulation possède un intérêt particulier pour la production primaire, car les masses d'eau transportées sont à la fois plus douces et plus riches en éléments minéraux.

La dynamique résiduelle de cette région apparaît donc soumise à trois facteurs dont chacun peut être tour à tour prépondérant pour la baie de la Vilaine. Dans ce cas, et principalement en baie de Vilaine où la circulation résiduelle de marée est très faible, il n'est pas possible de définir de situation moyenne à l'échelle de la semaine tant celle-ci apparaît dépendante des effets météorologiques ou hydrologiques.

RÉFÉRENCES

- Chabert d'Hières G.** (1991). Effets d'interaction entre la couche limite d'Ekman sous un écoulement de marée et la couche limite latérale côtière et effets d'instabilité des couches cisailées tournantes. Effet du frottement à la côte sur les écoulements de marée. *Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales*, Lille, 20-22 mars 1990, *Oceanologica Acta*, vol. sp. (ce numéro).
- de Nadaillac G. et M. Breton** (1985). Les courants en baie de Vilaine. Présentation et interprétation des données. Rapport IFREMER DERO-85.08-EL.
- Jegou A.-M. et J.-C. Salomon** (1988). Télédétection Loire-Vilaine. Rapport IFREMER DERO-88.01-EL.
- Langlois G.** (1982). Étude courantologique et hydrologique de la région côtière située entre les îles de Belle Ile et Noirmoutier. *Thèse de 3ème cycle. Université de Bretagne Occidentale. Brest.*
- Lazure P. et J.-C. Salomon** (1991). Modelling coastal hydrodynamic by coupled 2D and 3D models. *Actes du Colloque International sur l'environnement des mers épicontinentales*, Lille, 20-22 mars 1990, *Oceanologica Acta*, vol. sp. (ce numéro).
- LCHF** (1986). Le Gois-Fromentine. Hydraulique et sédimentologie. Avis technique. Rapport pour DDE Vendée, 52 p.
- Le Hir P.** (1981). Calcul par modélisation numérique de la structure verticale des courants et application à la baie de la Seine. *Thèse de docteur ingénieur. Université de Bretagne Occidentale, Brest.*
- Le Provost C.** (1974). Contribution à l'étude des marées dans les mers littorales. Application à la Manche. *Thèse Université de Grenoble.*
- Maggi P., A. Mastouri, I. Truquet, L. Soulard, Y. Cadiou, C. Le Paul et L. Giboire** (1986). Facteurs hydroclimatiques et apparitions d'eaux colorées, en baie de Vilaine durant l'année 1984. Rapport IFREMER DERO-86.06-MR, 65 pp.
- Munk et Anderson** (1948). Notes on the theory of the thermocline. *J. mar. Res.*, 7, 276-295.
- Orbi A. et J.-C. Salomon** (1988). Dynamique de marée dans le golfe normand-breton. *Oceanologica Acta*, 11, 1 55-63.
- Pingree R.D. et L. Maddock** (1985). Rotary currents and residual circulation around banks and Islands. *Deep-Sea Res.*, 32, 8, 929-947.
- Prandle D.** (1982). The vertical structure of tidal currents. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 22, 29-49.
- Salomon J.-C., P. Guegueniat, A. Orbi et Y. Baron** (1988). A lagrangian model for long term tidally induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclides concentrations. In : *Radionuclides : a tool for oceanography*. J.-C. Guary, P. Guegueniat et R.J. Pentreath, éditeurs, Elsevier Applied Science, 384-395.
- Salomon J.-C. et P. Lazure.** (1988). Étude par modèle mathématique de quelques aspects de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. Rapport IFREMER DERO-88.26-EL, 104 pp.
- Simpson J.H. et J.R. Hunter** (1974). Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250, 404-406.
- Soulsby R.L.** (1983). The bottom boundary layer of shelf seas. In : *Physical oceanography of coastal and shelf seas*, B. Johns, éditeur, Elsevier Scientific Publishing Company, 189-266.
- Takacs L.L.** (1985). A two-step schema for the advection equation with minimized dissipation and dispersion errors, *Month. Weath. Rev.*, juin 1985, 1050-1065.