

Refroidissements locaux aux abords du talus continental Armoricaïn

Ondes internes
Talus continental
Température superficielle
Téledétection
Analyse objective
Internal waves
Continental shelf
Sea-surface temperature
Teledetection
Objective analysis

Gilbert LANGLOIS ^a, Francis GOHIN ^b, Alain SERPETTE ^c

^aÉtablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, BP n° 426, 29275 Brest Cedex, France.

^bInstitut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), Centre de Brest, BP n° 70, 29280 Plouzané, France.

^cLaboratoire d'Océanographie Physique, Faculté des Sciences, Université de Bretagne Occidentale, 6, avenue Le Gorgeu, BP n° 860, 29287 Brest Cedex, France.

Reçu le 23/2/89, révisé le 23/10/89, accepté le 2/11/89.

RÉSUMÉ

Spécialité opérationnelle en téledétection spatiale, la thermographie infrarouge par satellite s'est rapidement révélée être une technique indispensable pour l'étude des phénomènes physiques régissant la dynamique océanique. Toutefois, l'observation de la surface de la mer ne peut s'effectuer que lorsque l'atmosphère n'est pas troublée par des nuages, qui forment alors écran au rayonnement infrarouge de l'océan. Cette condition est rarement vérifiée sur l'ensemble du Golfe de Gascogne. De ce fait, il est du premier intérêt de pouvoir disposer d'une méthode efficace permettant de réaliser une synthèse d'images partiellement claires et correspondant à plusieurs passages de satellites effectués à quelques jours d'intervalle.

La méthode d'interpolation proposée dans cette étude est fondée sur les techniques géostatistiques et sur l'estimateur dit du «krigeage». Cette procédure est appliquée à deux séries d'images issues du satellite NOAA 9 dans le secteur nord du Golfe de Gascogne au cours du mois de juillet 1987. Établies successivement en période de mortes-eaux et de vives-eaux, ces deux cartes de synthèse révèlent un refroidissement local permanent à cette époque, centré approximativement par 47°30'N-6°W, ainsi que la formation d'une seconde «tache» froide, située à l'ouest de la précédente, durant la vive-eau.

La seconde partie de l'étude propose une interprétation physique de la formation de ces refroidissements superficiels à l'aide d'un modèle numérique simulant la génération et la propagation de la marée interne dans le Golfe de Gascogne. Élaboré par Serpette et Mazé (1989), ce modèle, fondé sur une schématisation bicouche de l'océan, permet de reproduire les oscillations de la thermocline induites par le passage de la marée barotrope sur le talus continental. Le brassage mécanique étant d'autant plus efficace que l'amplitude de l'oscillation interne est importante du fait de l'intensification du cisaillement de courant au niveau de la thermocline, ce phénomène conduit à la formation de masses d'eaux mélangées plus froides le long du talus continental.

Oceanologica Acta, 1990, 13, 2, 159-169.

ABSTRACT

Local coolings located over the Armorican shelf-break

Infrared measurement at the sea surface, which constitutes an operational technology in remote-sensing, has become essential for the study of ocean dynamics. Nevertheless, observations are only usable when clouds do not mask infrared radiation coming from the ocean, a condition which rarely pertains in the Bay of Biscay as a whole. It is consequently a matter of primary concern to have at one's disposal an effective method which permits the computation of mean SST fields from a chronological succession of incomplete images. In the case under consideration, "kriging" is the most widely practised method of performing geostatistical estimates. Before mapping isotherms, temperatures are estimated by interpolation on a regular gridnet. The

process was applied to two sets of NOAA-AVHRR data from July 1987 in the northern area of the Bay of Biscay. The two situations produced during neap and spring tides show a permanent cold spot of water situated at 47°30'N-6°W. During the spring tides period, a second cold spot appears to the west of the first.

The second part of this study investigates the creation of mixed cold waters along the shelf-break with the help of a numerical simulation of internal wave generation and propagation in the Bay of Biscay. Using a two-layer schematization of the ocean (Serpette and Mazé, 1989), this model permits the prediction of baroclinic oscillations induced by the barotropic tide acting over the shelf-break. Mechanical mixing in the upper layer due to current shears at the depth of the thermocline is shown to be especially effective when internal waves are in a state of growth, this phenomenon inducing the establishment of mixed cold waters along the shelf-break.

Oceanologica Acta, 1990, 13, 2, 159-169.

INTRODUCTION

C'est maintenant un fait bien établi que les talus continentaux en général, et celui du Golfe de Gascogne en particulier, constituent des sites privilégiés de formation d'ondes internes de grandes amplitudes (Baines, 1982). Parallèlement, durant l'été, de nombreuses images satellites de la surface de la mer dans l'infrarouge thermique révèlent l'existence d'une bande d'eau relativement froide, située le long du talus continental Armoricain. Il apparaît alors que le mécanisme à l'origine de ce refroidissement repose sur l'action conjuguée des ondes internes et du brassage dû au vent (Mazé *et al.*, 1986).

Toutefois, même en période de temps calme, des refroidissements superficiels locaux et de moindre étendue apparaissent également sur les thermographies d'été. Cette étude se propose de relier la formation de ces structures superficielles à l'intensification du cisaillement de courant intervenant au niveau de la thermocline au cours d'un cycle vives-eaux mortes-eaux. Aucune image n'étant totalement exempte de nuages lors des périodes étudiées, la démarche entreprise consiste à réaliser deux images de synthèse correspondant à deux amplitudes de marées distinctes.

Après analyse des données, une modélisation des structures thermiques de surface permet de poser des critères d'optimisation aux estimations par minimisation d'erreurs quadratiques. L'analyse structurale est une étape importante dans le traitement des données. On mettra en œuvre les outils pratiques que sont les variogrammes particulièrement utilisés en géostatistique, mais dont l'emploi se généralise dans l'analyse des images de télédétection (Curran, 1983; Deschamps *et al.*, 1981; Ramstein et Raffy, 1989; Gohin, 1989).

La synthèse est effectuée par interpolation suivant la technique dite du «krigeage» développée à l'École des Mines de Paris (Matheron, 1970) après adaptation aux données particulières de la télédétection (Gohin, 1987).

THERMOGRAHIE INFRAROUGE

Les satellites de la série TIROS N

Les satellites de la série TIROS sont des satellites météorologiques polaires et héliosynchrones mis au

point et gérés par la NOAA. La période orbitale est voisine de 102 minutes.

Pour chaque latitude, le satellite passera à la verticale à la même heure solaire locale. Le radiomètre embarqué comporte cinq canaux dont les canaux 4 et 5 situés à 11 et 12 μm sont combinés pour estimer la température à la surface de la mer.

Les données proviennent du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, d'où elles sont diffusées par le groupement SATMOS au format MASTER.

Restitution des températures radiatives

Dans les longueurs d'ondes des canaux 4 et 5 de TIROS, l'émissivité de la mer reste proche de 1 pour des angles d'observation inférieurs à 50°, et la mer apparaît donc comme un corps noir. L'émittance spectrale $B(\lambda, T)$ d'un tel corps à la température T est alors décrite par la loi de Planck:

$$B(\lambda, T) = 2hc^2 \lambda^{-5} / (e^{hc/\lambda kT} - 1)$$

avec

h = constante de Planck;

k = constante de Boltzmann;

c = vitesse de la lumière.

Le flux reçu par le radiomètre provient, non seulement de la surface de la mer, mais également des différentes couches de l'atmosphère.

Dans ce cas, l'intensité du rayonnement incident à la surface du capteur pour une longueur d'onde λ et un angle d'observation θ s'obtient à partir de l'équation de transfert radiatif suivante:

$$I(\lambda, \theta) = B(\lambda, T(P_0)) t(\lambda, \theta, P_0) - \int_{P_0}^0 B(\lambda, T(P)) (\partial t(\lambda, \theta, P) / \partial P) dP$$

l'intégration partant de la pression zéro (au sommet de l'atmosphère) à la pression P_0 (à la surface de la mer) prend en compte les phénomènes d'absorption-émission sur le trajet atmosphérique caractérisé par des transmittances $t(\lambda, \theta, P)$ variables. En pratique, on connaît fort mal le contenu atmosphérique, aussi définit-on la température de brillance T_B par $I(\lambda, \theta) = B(\lambda, T_B)$.

T_B est alors obtenue par inversion de la formule de Planck.

Toutefois, afin de restituer la température de surface T_s , une correction peut être apportée aux températures de brillance en les combinant de façon à prendre en compte les différences des trajets atmosphériques intégrés (Deschamps et Phulpin, 1980).

Soit: $T_s = 3 T_{11} - 2 T_{12} + a_0$ (algorithme de type «Split Window»), où T_{11} et T_{12} sont les températures radiatives mesurées à 11 et 12 μm et a_0 une constante zonale.

Difficultés de l'observation par radiométrie

Le signal capté par le satellite est celui de la couche superficielle de l'océan, dont l'épaisseur n'excède pas le micron, additionné de l'émission du contenu atmosphérique. Dans des conditions particulièrement défavorables rencontrées en présence de nuages, le signal de la surface de la mer ne parvient plus au satellite qu'à un niveau insignifiant. La reconnaissance de ces zones nuageuses est opérée à partir d'algorithmes multicanaux incorporant des tests basés sur l'augmentation de la réflexion du signal solaire dans les canaux visibles en zone nuageuse. Cette méthode conduit à une discrimination des pixels en deux catégories: l'une qualifiée Nuages et l'autre Mer.

Sur la zone Gascogne, du fait d'un régime météorologique dépressionnaire prédominant, la couverture nuageuse est souvent importante. L'observation de certains phénomènes locaux, tels que les taches froides apparaissant sur le rebord du talus continental, reste donc compromise, excepté lors de conditions météorologiques particulièrement favorables.

Cet état de fait nous a conduits à mettre en œuvre une méthode de restitution de champs de température par synthèse d'images à l'aide de la méthode du «krigeage».

LE KRIGEAGE

Rappels théoriques

La méthode de krigage employée consiste à rechercher la combinaison linéaire de données expérimentales locales conduisant à la meilleure estimation possible de la variable concernée aux nœuds d'un réseau maillé, ceci compte tenu de paramètres structuraux.

Prenons le cas où l'on souhaite estimer $Z(x_0)$ à partir de n mesures faites aux points x_i où $i = 1, n$.

Différentes hypothèses peuvent être formulées sur $Z(x)$, considérée comme une variable aléatoire. Dans le cas stationnaire, on suppose qu'il existe une moyenne m et une covariance $c(h)$ [h représente la distance séparant les points d'observations], soit:

$$E[Z(x)] = m$$

et

$$E[(Z(x+h) - m)(Z(x) - m)] = c(h).$$

Lors de l'estimation, on pose:

$$Z^*(x_0) = \sum_i \lambda_i Z(x_i).$$

Ces hypothèses de stationnarité permettent de développer la variance de l'erreur de krigage dans l'expression $E^2 = E[Z^*(x_0) - Z(x_0)]^2$, où les seuls paramètres inconnus sont les λ_i .

Finalement, les λ_i minimisant la variance de cette erreur sont solutions du système linéaire suivant:

$$\begin{array}{ccc} c(x_1, x_1) & c(x_1, x_n) & 1 \\ c(x_i, x_1) & c(x_i, x_n) & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{array}$$

$$\begin{array}{r} \lambda_1 \\ \times \lambda_i \\ - \mu \end{array} = \begin{array}{l} c(x_1, x_0) \\ c(x_i, x_0) \\ 1 \end{array}$$

où μ est un paramètre introduit lors de la résolution du système par la méthode de Lagrange (prise en compte de la contrainte $\sum_i \lambda_i = 1$). La variance de krigage égale à E^2 s'exprime alors par l'équation:

$$E^2 = c(x_0, x_0) + \mu - \sum_i \lambda_i c(x_i, x_0).$$

En pratique, la température de surface de la mer ne peut être assimilée à une variable aléatoire stationnaire. L'hypothèse de l'existence d'une valeur moyenne m fixe est particulièrement difficile à poser. Aussi préfère-t-on formuler la seule stationnarité des accroissements à l'aide du demi-variogramme $\gamma(h)$ défini par:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(x+h) - Z(x)]^2.$$

Ce demi-variogramme, lié à la covariance $c(h)$ par la formule $\gamma(h) = c(0) - c(h)$ si celle-ci existe, la remplace avantageusement dans les inférences. Il est en effet plus aisé d'estimer le variogramme qui, contrairement à la covariance, ne fait pas appel à une moyenne m généralement inconnue lors de l'analyse structurale. Le système de krigage reste alors identique à celui présenté ci-dessus, moyennant le changement de $c(h)$ en $\gamma(h)$.

L'analyse structurale

De façon pratique, on va calculer tout d'abord:

- les écarts moyens a_0 entre les images satellites et les données *in situ* correspondantes;
- les variogrammes sur les images.

Suite à ces étapes, on obtient:

- une formulation de la combinaison des canaux radiométriques de TIROS adaptée aux dates des observations par télédétection et restituant de façon optimale la température de surface;
- un modèle de variogramme représentatif de la température de surface de la mer pour la période concernée dans le secteur nord du Golfe de Gascogne.

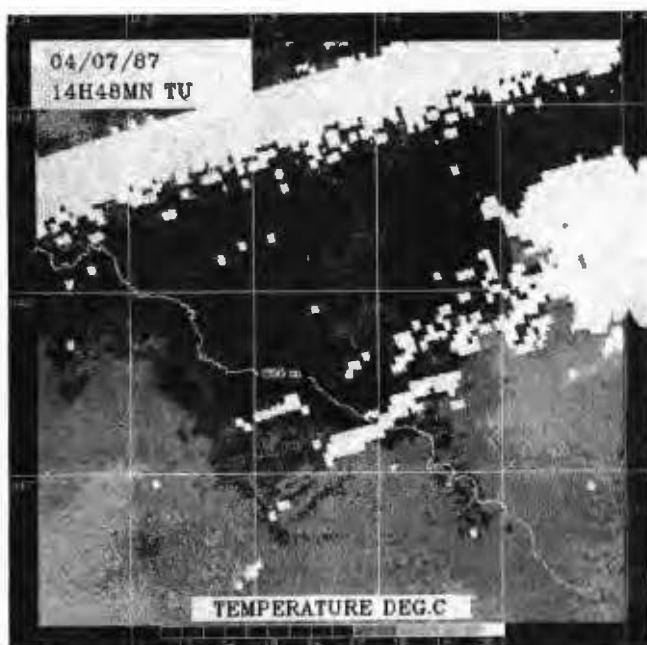
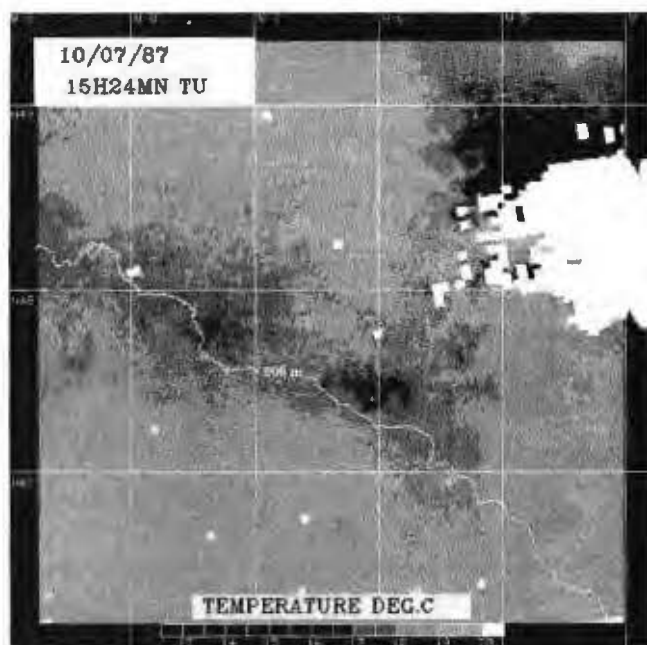
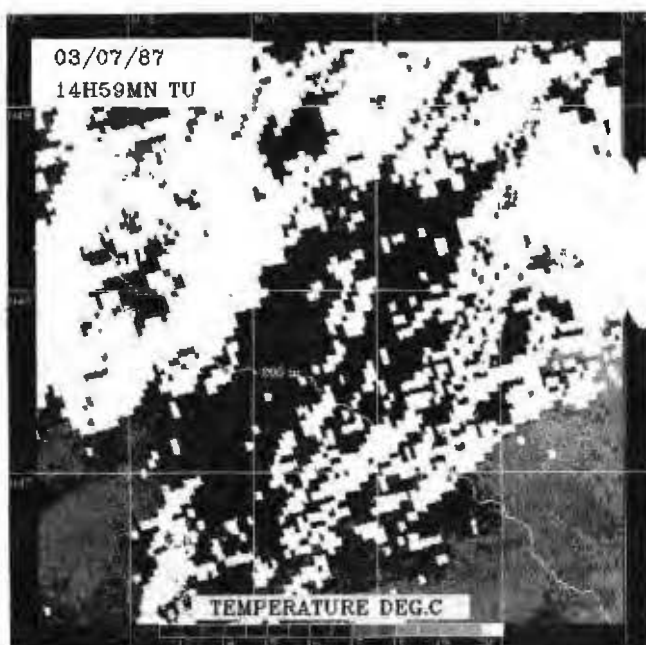


Figure 1a
 Images satellites TIROS N des 3 et 4 juillet 1987 (période de mortes-eaux).
 TIROS N satellite images on 3 and 4 July 1987 (neap-tides period).

Figure 1b
 Images satellites TIROS N des 10 et 11 juillet 1987 (période de vives-eaux).
 TIROS N satellite images on 10 and 11 July 1987 (spring-tides period).

CHAMPS DE TEMPÉRATURES EN PÉRIODE DE MORTES-EAUX ET DE VIVES-EAUX

Traitement des données satellitaires

De manière pratique, la procédure décrite précédemment est appliquée à une série d'images issues du satellite NOAA 9 acquises au cours de la première quinzaine du mois de juillet 1987. Notons que cette période a été sélectionnée du fait de la présence, sur le secteur nord du Golfe de Gascogne, d'une situation anticyclonique persistante particulièrement favorable à notre étude

(vents faibles < 15 nœuds). Seules sont conservées les scènes acquises pendant la journée; dans ce cas, la reconnaissance des nuages s'opère aisément en tenant compte du fait que le canal 3 de l'A.V.H.R.R. (proche infrarouge à $3,7 \mu$) est sensible à la réflexion solaire sur les nuages. L'examen des écarts entre les canaux 3 et 4 permet alors d'éliminer les pixels nuageux sur les images brutes qui n'ont subi comme traitement que le simple calcul des températures de brillance. L'étape finale consiste à redresser les scènes jugées suffisamment « claires ». L'opération est effectuée par l'intermédiaire d'une grille de localisation fournie conjointement

Variogrammes des données satellites

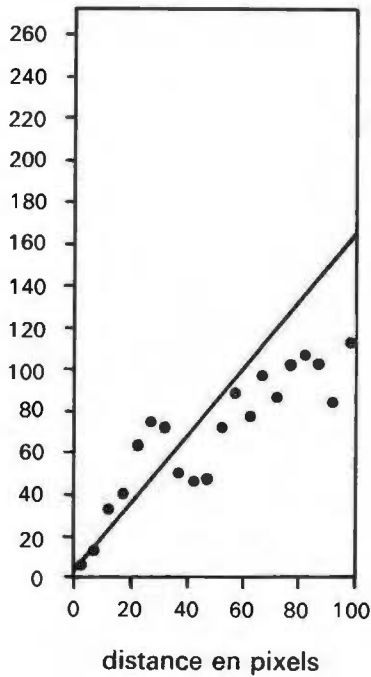
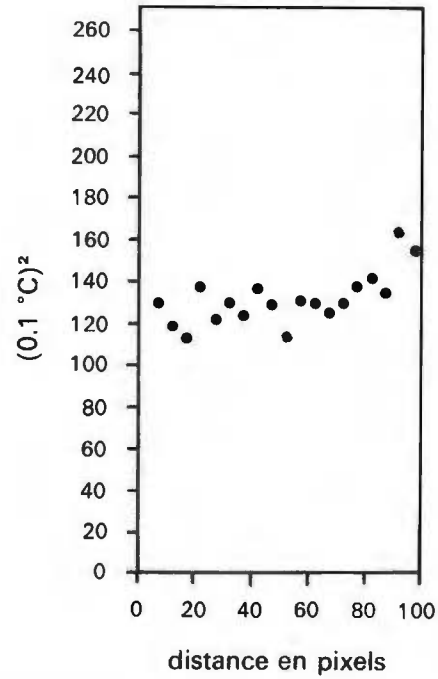
Variogramme des écarts :
données satellites - données in situ

Figure 2

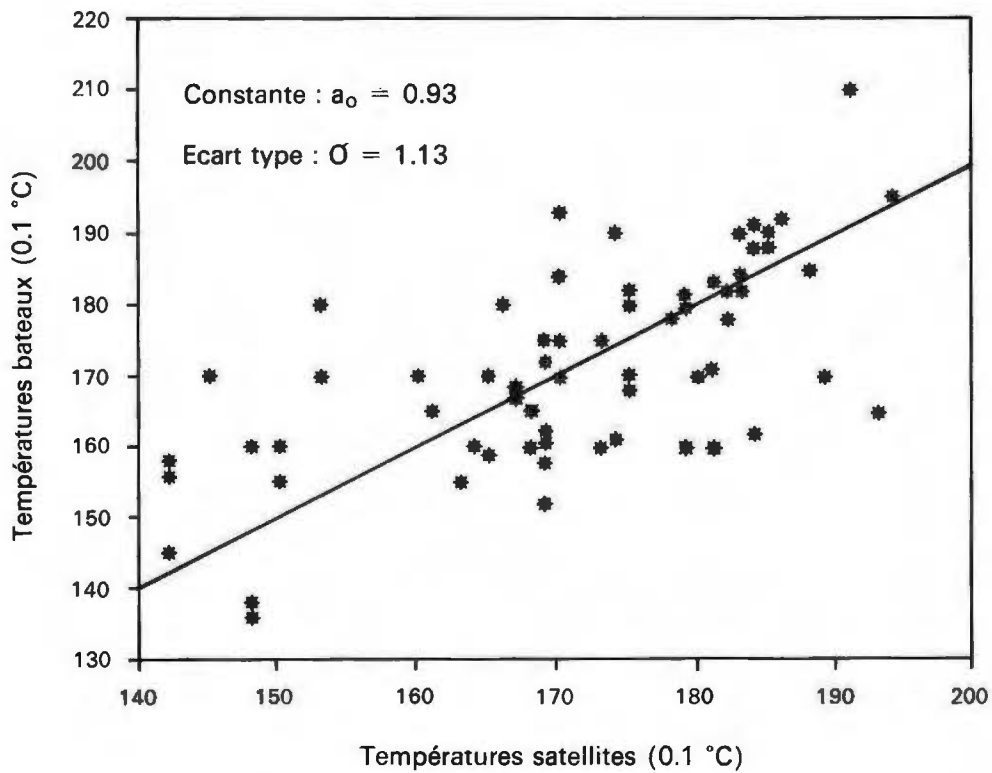
Analyse de structure. Image du 4 juillet 1987. *Structural analysis. Image on 4 July 1987.*

Figure 3

Comparaison des observations *in situ* effectuées du 3 au 7 juillet 1987 et des températures mesurées par satellite du 4 juillet 1987.*Comparison between in situ measurements collected on 3-7 July 1987 and satellite derived temperatures on 4 July 1987.*

aux données radiométriques. La taille du pixel est fixée à $\Delta x = 1$ km.

Du 1^{er} au 15 juillet 1987, soit en période de stratification verticale bien établie, seules les scènes suivantes ont été retenues (fig. 1 a et b):

- mortes-eaux: 3 et 4 juillet, coefficients de marées: 50 à 53;
- vives-eaux: du 10 au 12 juillet, coefficients de marées: 81 à 94.

Traitement des données *in situ*

Les données *in situ* proviennent des fichiers de la Météorologie Nationale. Elles sont acquises en temps quasi réel à partir du Système Mondial de Transmission, réseau auquel collaborent de nombreux navires de tous types et de toutes nationalités. Indispensables pour la calibration des mesures radiométriques, ces données doivent toutefois subir différents contrôles préalablement à toute utilisation. En effet, en dehors des erreurs de transmission, les mesures *in situ* sont entachées de biais provenant principalement de trois sources:

- la variabilité de la profondeur de la mesure;
- l'imprécision dans la localisation;
- le défaut de calibration des thermomètres.

Après avoir reconnu les données aberrantes, deux fichiers bateaux sont constitués:

- mortes-eaux: du 3 au 7 juillet;
- vives-eaux: du 9 au 13 juillet.

Pour une évaluation plus précise des constantes de calibration a_0 , les calculs sont effectués à partir des observations acquises sur l'ensemble du Golfe de Gascogne (43 à 50°N et 1 à 10°W). On dispose ainsi d'un jeu de données *in situ* suffisant.

Cartes de synthèse mortes-eaux vives-eaux

Les données de télédétection, à date et profondeur connues, comportent peu d'erreurs instrumentales. De ce fait, on observe en pratique une forte régularité du variogramme à l'origine (fig. 2). Le variogramme des écarts des données satellites avec les mesures *in situ* se révèle relativement stable. Toutefois, l'allure de la courbe laisse supposer une certaine imperfection du modèle de correction par une constante (seule la valeur de a_0 de la formule Split Window est ajustée par moindres carrés).

La figure 3 permet d'évaluer la qualité de l'ajustement de l'image du 4 juillet sur les observations *in situ* effectuées du 3 au 7 juillet.

Le tableau suivant regroupe les constantes a_0 pour les cinq images retenues:

Période	Image	a_0	Couples de données satellite et <i>in situ</i>
Du 3 au 7 juillet	3	1.47	47
	4	0.93	68
Du 9 au 13 juillet	10	-0.35	131
	11	-0.21	2
	12	-0.37	43

Seules sont prises en considération les observations de bateaux auxquelles il a été possible d'associer un pixel clair sur l'image correspondant à sa période.

Les deux cartes de températures présentées sur les figures 4 a et 4 b résultent du krigeage des images satellites des 3 et 4 juillet (mortes-eaux) puis du 10 au 12 juillet (vives-eaux), sur une fenêtre s'étendant en longitude de 4 à 8° Ouest et en latitude de 46°30' à 49° Nord. La température est estimée aux nœuds d'un réseau maillé dont la dimension de la maille élémentaire a été prise égale à 5 km. L'ajustement des variogrammes établis sur ces cinq situations a conduit à la formule approximative: $\gamma(h) = 0,5h + 3$.

Ces deux cartes de synthèse révèlent, d'une part, à cette époque, un refroidissement local permanent centré approximativement par 47°30'N et 6°W, d'autre part, du fait qu'aucune variation notable des conditions météorologiques ne soit intervenue au cours des douze premiers jours du mois de juillet 1987, que l'accroissement du coefficient de marée semble suffisant pour induire la formation d'une seconde «tache» froide à l'ouest de la précédente.

INTERPRÉTATION PHYSIQUE DES RÉSULTATS

Le brassage mécanique dans la couche de surface étant d'autant plus efficace que l'amplitude de l'oscillation interne est importante du fait de l'intensification du cisaillement de courant au niveau de la thermocline (Mazé et Le Tareau, 1989), ce phénomène est susceptible de conduire à la formation de masses d'eaux mélangées plus froides le long du talus continental.

Cette partie de l'étude se propose de relier la formation des structures thermiques superficielles mises en évidence précédemment sur les thermographies satellitaires avec les résultats d'une modélisation numérique simulant la génération et la propagation de la marée interne dans le Golfe de Gascogne (Serpette et Mazé, 1989).

Ondes internes - Équations et hypothèses

On a adopté dans cette étude la schématisation habituelle de l'océan bicouche avec des caractéristiques voisines de celles du Golfe de Gascogne, et qui sont les suivantes (fig. 5):

- (1) largeur du plateau importante;
- (2) pente du talus de l'ordre de 10 %;
- (3) marée pratiquement semi-diurne.

Dans chacune des couches le fluide est supposé parfait; le problème est donc défini par les équations d'Euler d'une part, et l'équation de continuité d'autre part:

$$\frac{\partial \mathbf{U}_{(i)}}{\partial t} + \mathbf{U}_{(i)} \cdot \text{grad } \mathbf{U}_{(i)} + f \cdot \mathbf{z}_0 \wedge \mathbf{U}_{(i)} = - \frac{1}{\rho_i} \text{grad } P_i \quad (1)$$

$$\text{div}(h_i \mathbf{U}_{(i)}) = - \frac{\partial h_i}{\partial t}$$

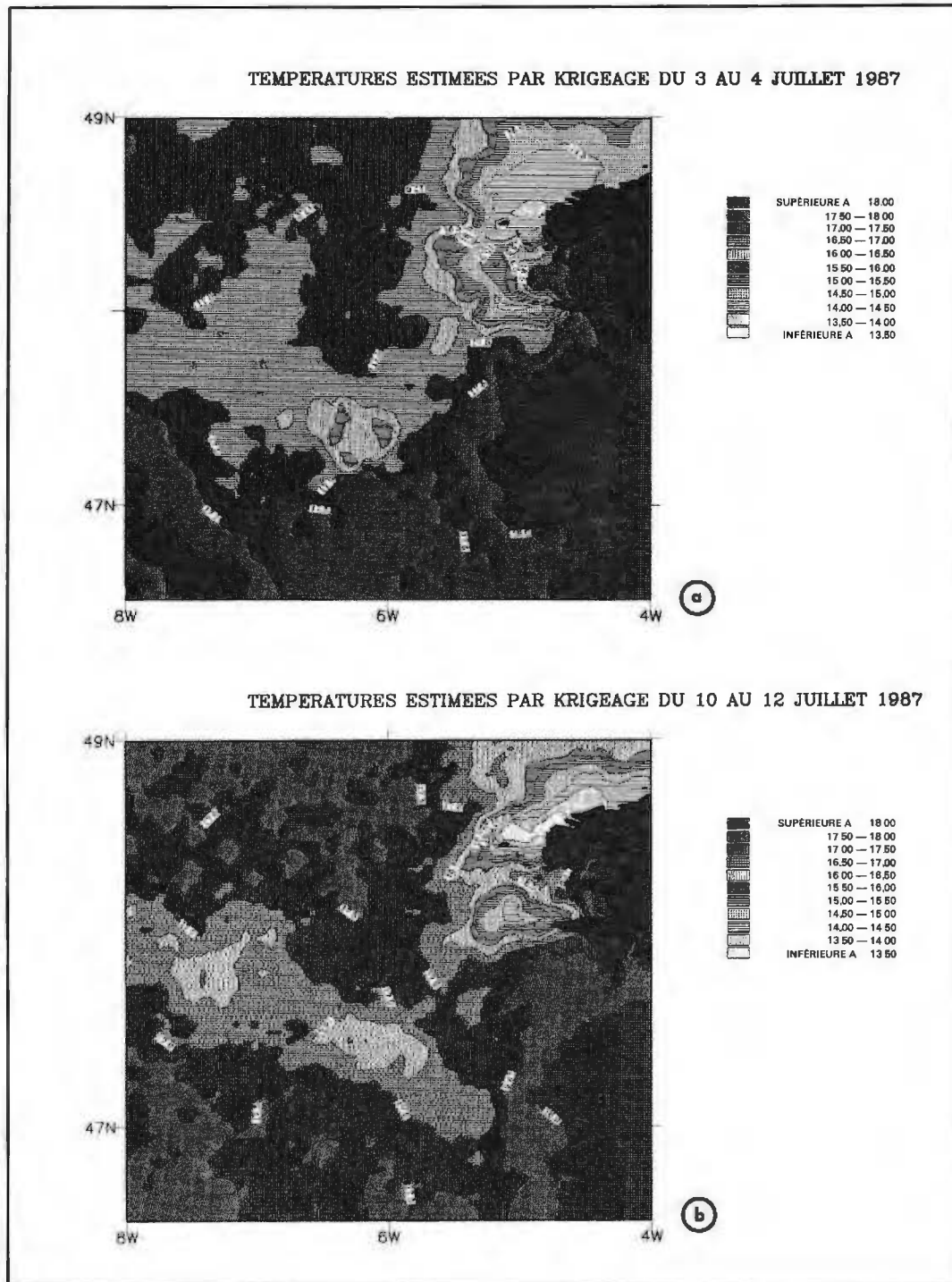


Figure 4

Cartes de synthèse : (a) période du 3 au 4 juillet 1987 (mortes-eaux);
(b) période du 10 au 11 juillet 1987 (vives-eaux).

Synthetic maps: (a) neap-tides period: 3 and 4 July 1987; (b) spring-tides period: 10 and 11 July 1987.

Avec :

$U_{(i)}$: courants dans les deux couches;

h_i : épaisseurs « instantanées »;

ρ_i : masses volumiques;

P_i : pressions;

f : paramètre de Coriolis;

Z_0 : vecteur unitaire ascendant vertical.

A cette étape, on admettra les approximations suivantes :

– les variations de masse volumique sont négligeables, excepté lorsqu'elles sont multipliées par g (approximation de Boussinesq);

– les accélérations verticales sont faibles devant l'accélération de la pesanteur (approximation hydrostatique);

– la force génératrice de la marée est négligée; on ne s'intéresse qu'à une marée océanique qui se propage vers et au-dessus du plateau.

Appliqué à un océan à fond plat, le système d'équations (1) traduit l'existence de deux types de mouvement : le

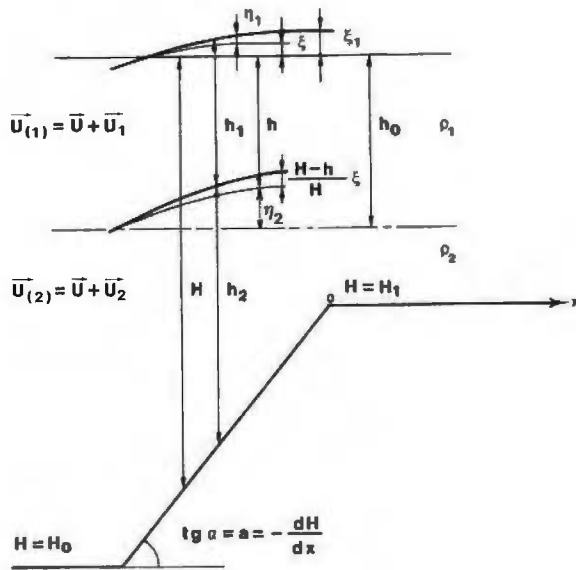


Figure 5
Schématisation et notations employées dans le cas d'un océan bicouche (d'après Mazé, 1987).
Schematization and notations used for a two layer modelling (in Mazé, 1987).

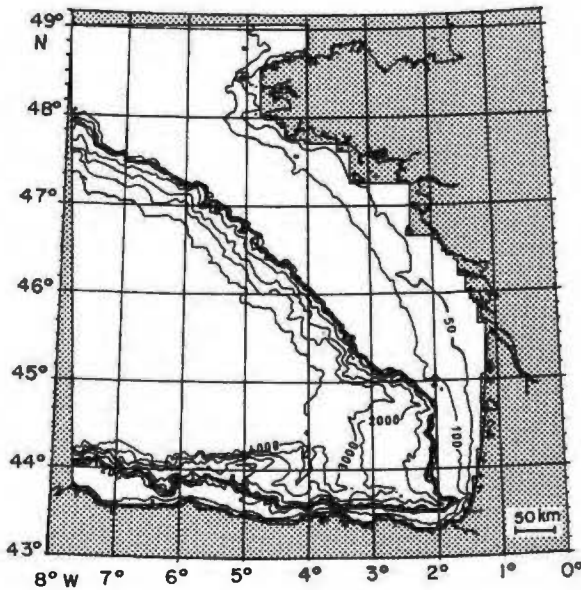


Figure 6
Limites physiques et bathymétrie du secteur d'étude (d'après Serpette et Mazé, 1989).
Model coverage and bathymetric background (in Serpette and Mazé, 1989).

mouvement barotrope (existant dans un océan homogène) et le mouvement barocline (schématisant l'existence d'ondes internes au niveau de la thermocline). Sur un fond incliné (du type talus continental), il en est évidemment de même. D'autre part, ces deux types de mouvement ayant des célérités de propagation très différentes, on pourra découpler le mouvement barocline du mouvement barotrope.

Pour cela, on écrit tout d'abord que les courants dans les deux couches sont perturbés par rapport au courant de marée dans l'océan homogène et tels que :

$$U_{(i)} = U + U_i$$

avec :

U = courant de marée barotrope;

U_i = courant de marée barocline.

De même, à la surface libre on introduit les décompositions suivantes :

$$\xi_1 = \xi + \eta_1$$

où

ξ : dénivellation barotrope de la surface libre;

η_1 : dénivellation barocline de la surface libre.

Le problème qui nous intéresse ici consiste à modéliser la répartition spatio-temporelle des ondes internes à l'échelle du Golfe de Gascogne. Dans un premier temps, par souci de simplification, on s'est attaché à ne considérer le système d'équations (1) que sous sa forme linéarisée.

Dans ce cas, l'épaisseur moyenne de la couche supérieure h_0 reste constante, et l'on peut donc introduire au niveau de l'interface le paramètre η_2 représentant la contribution barocline de la dénivellation engendrée.

Le système d'équations à résoudre s'écrit alors :

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_1}{\partial t} + f \cdot z_0 \wedge U_1 &= g' \frac{H-h_0}{H} \text{grad } \eta_2 \\ \frac{\partial U_2}{\partial t} + f \cdot z_0 \wedge U_2 &= +g' \frac{h_0}{H} \text{grad } \xi - \text{grad } \eta_2 \\ \frac{\partial \eta_2}{\partial t} &= -\frac{h_0}{H} U \cdot \text{grad } H - \text{div} [(H-h_0) U_2] \end{aligned} \quad (2)$$

avec g' : gravité réduite telle que $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$.

ξ et U sont définis par les équations linéaires de la marée barotrope.

De plus la dénivellation barocline de la surface peut être reliée à celle de l'interface par la relation :

$$\text{grad } \eta_1 = -\frac{g'}{g} \frac{H-h_0}{H} \text{grad } \eta_2 \quad (\text{Mazé, 1987}).$$

Modélisation numérique bidimensionnelle

Caractéristiques du modèle numérique

Les caractéristiques du modèle sont définies de manière détaillée dans l'article de Serpette et Mazé (1989). Les limites physiques du domaine d'étude ainsi que la bathymétrie sont représentées figure 6. Le pas d'espace Δx est pris égal à 5 km, le pas de temps à 15 minutes.

Résultats

La figure 7a montre les dénivellations de l'interface calculées au cours de la simulation à un instant donné pour l'onde M2. Elle permet de mettre en évidence, d'une part, que l'ensemble du talus contribue à la génération d'ondes internes, mais également que les zones à plus forte activité se situent au niveau du talus Armoricaïn. L'extraction d'une fenêtre sur ce secteur lors du calcul des maxima de marnages internes, nous conduit à situer plus précisément plusieurs noyaux de maximum situés le long de l'isobathe 200 m (fig. 7b).

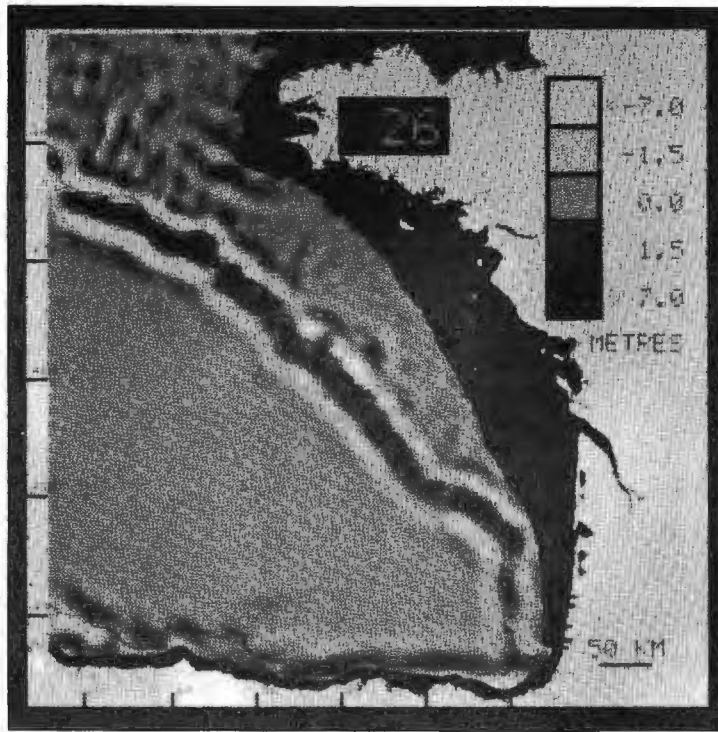


Figure 7a
 Dénivellation de l'interface à l'instant de simulation $t=26$ h pour l'onde M2 (d'après Serpette et Mazé, 1989).
 Visualization of the simulated variation in the interface level at time $t=26$ h for the M2 constituent (in Serpette and Mazé, 1989).

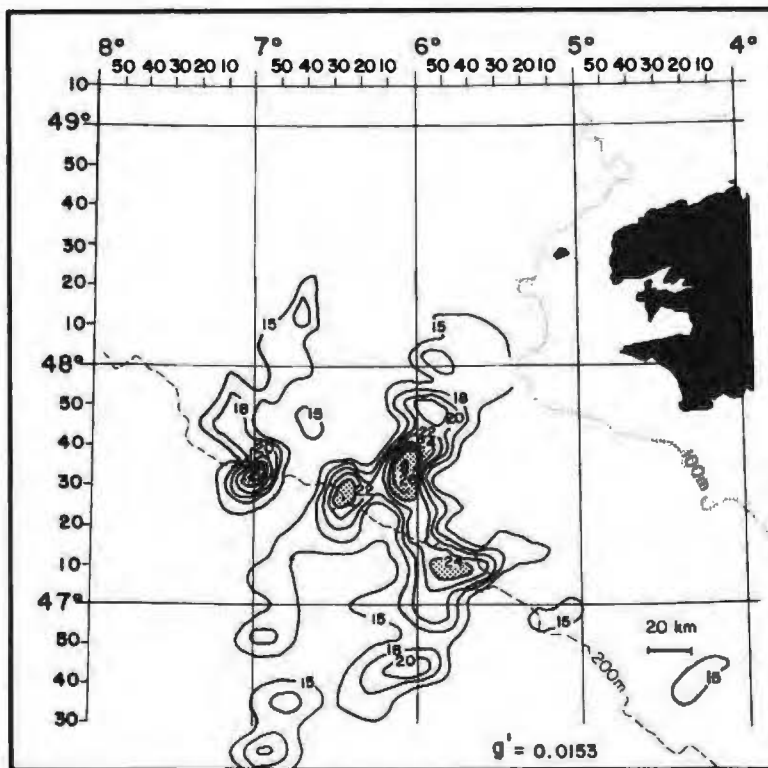


Figure 7b
 Maximum des marnages internes (en mètres) dans le secteur du talus continental Armoricain (d'après Serpette et Mazé, 1989).
 Predicted range (in metres) of the internal tide near the Armorican shelf break (in Serpette and Mazé, 1989).

Du fait de la linéarité des équations, la simulation de la génération et de la propagation des oscillations internes au cours d'un cycle vives-eaux mortes-eaux (14,7 jours) est réalisée par la composition des résultats obtenus indépendamment pour les ondes M2 et S2, de périodes respectives 12,42 heures et 12 heures. Les figures 8a et b présentent successivement les résultats obtenus par recherche du maximum local du cisaillement de courant à l'interface sur une période d'une durée de 3 jours, tout d'abord lors de la période de vives-eaux (les ondes M2 et S2 sont en phase), puis au cours de la période de mortes-eaux (M2 et S2 en opposition de phase). Notons toutefois que les maxima secondaires apparaissant suivant la direction Nord-Est ont pour origine le fait que, les ondes se propageant bien au-delà de leur aire de génération, elles peuvent interférer avec d'autres ondes issues de régions voisines.

DISCUSSION

Le cisaillement de courant existant entre le bas et le sommet de la thermocline provoque des instabilités dynamiques appelées «instabilités de cisaillement». Celles-ci sont caractérisées habituellement par un nombre de Richardson de gradient R_i , tel que :

$$R_i = g' \frac{d}{(\Delta u)^2}$$

où d représente l'épaisseur de la thermocline et Δu le cisaillement de courant régnant entre la couche de surface et la couche sous la thermocline.

Lorsque ce nombre de Richardson «interne» atteint une valeur inférieure à 0,25 le système devient instable (Thorpe, 1971). En deçà de ce seuil, le cisaillement de courant engendre des instabilités de Kelvin-Helmholtz qui, elles-mêmes, induisent un mélange au niveau de la thermocline jusqu'à rétablissement de la stabilité, ce

qui se traduit par un épaissement de la thermocline. Dans le cas des ondes internes de marée du Golfe de Gascogne, l'analyse de ce type d'instabilité va permettre de préciser l'influence des ondes internes sur la présence des tâches froides au voisinage du talus continental à proximité de l'isobathe 200 m.

Si l'on se réfère au nombre de Richardson défini précédemment, nous voyons que l'océan bicouche est intrinsèquement instable. Cette schématisation simpliste de l'océan a toutefois permis de réaliser la seule modélisation bidimensionnelle des mouvements internes existant actuellement sur l'ensemble du Golfe de Gascogne. D'autre part, même si une schématisation tricouche de l'océan est susceptible de mieux refléter la réalité, il apparaît néanmoins que la différence obtenue entre les résultats de modélisations unidimensionnelles, respectivement bicouche et tricouche, se révèle suffisamment faible pour que les ordres de grandeur des cisaillements de courants soient conservés (Mazé et Le Tareau, 1989). En ce qui concerne les phénomènes de mélange interne, nous considérerons donc que les solutions issues de la modélisation bicouche sont suffisantes pour tenter une interprétation physique de la formation des refroidissements superficiels apparaissant aux accores du talus continental Armorica.

Suite à ces différentes considérations, on peut donc prévoir que le mélange interne sera plus important pendant les périodes de vives-eaux, du fait de l'intensification des cisaillements de courants. En effet, durant le cycle mortes-eaux vives-eaux, une fois atteint le seuil d'instabilité, l'épaisseur de la thermocline ne pourra devenir inférieure à une valeur critique d_c donnée par la relation :

$$d_c = 0,25 \frac{(\Delta u_c)^2}{g'}$$

avec Δu_c : valeur du cisaillement de courant local correspondant à $R_i = 0,25$.

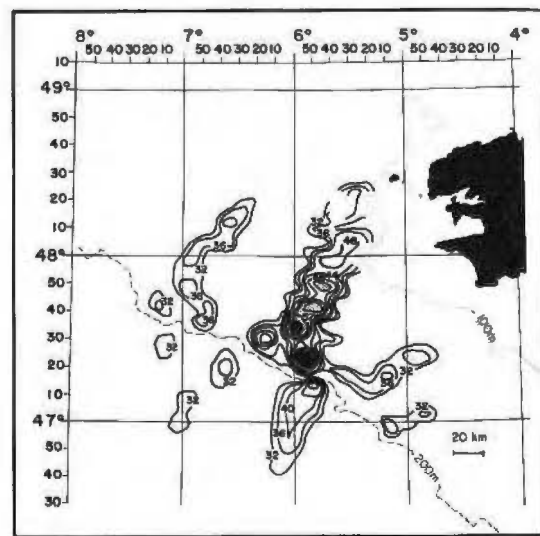
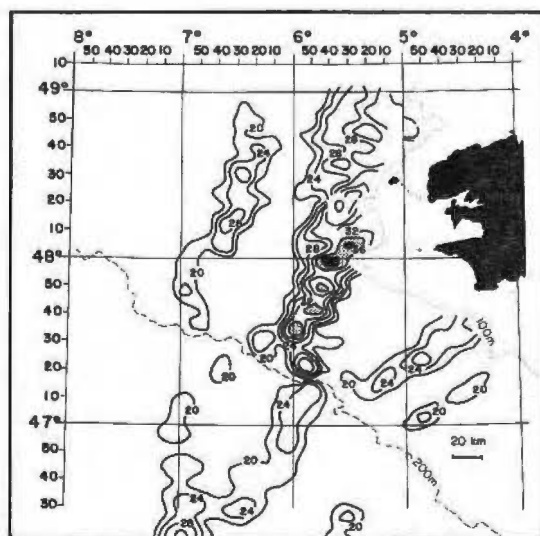


Figure 8
Maximum local de cisaillement de courant (cm/s): (a) période de mortes-eaux; (b) période de vives-eaux.

Local maximum of current shears (cm/s): (a) neap-tides period; (b) spring-tides period.

On perçoit ainsi l'effet déstabilisateur des ondes internes : une augmentation du cisaillement de courant ($u > u_c$) va favoriser le mélange interne qui se traduit par une augmentation de l'épaisseur de la thermocline au cours du cycle mortes-eaux vives-eaux. Cet épaississement de la thermocline a pour effet de diminuer l'épaisseur de la couche mélangée de surface et de rendre ainsi le système plus vulnérable à l'action du vent. La tension de vent minimale induisant un brassage mécanique et, de ce fait, un refroidissement de la couche de surface, sera donc moindre en période de vives-eaux qu'en période de mortes-eaux. Durant la première quinzaine du mois de juillet 1987, un vent modéré (10 à 15 nœuds) persistait sur le secteur nord du Golfe de Gascogne. Parallèlement, quelle que soit l'amplitude de la marée à la même époque, les thermographies révèlent un refroidissement très localisé, centré approximativement par 47°30' N et 6°W et correspondant à la zone de génération d'ondes internes la plus importante aux abords du talus continental. En période de mortes-eaux, compte tenu de la stratification existant à cette époque de l'année, le cisaillement de courant, associé à un vent modéré, apparaît donc suffisant localement pour induire la formation de cette « tache » froide; à moins que celle-ci ne subsiste depuis les vives-eaux précédentes. Par contre, au cours de la vive eau suivante, le renforcement du cisaillement de courant est tel qu'il contribue à la formation d'une seconde « tache » froide bien marquée sur la carte de synthèse. Située à l'ouest de la précédente, cette structure coïncide également avec un autre point de génération

d'oscillations internes mis en évidence par le modèle numérique dans ce secteur du talus continental Armoricaïn.

CONCLUSION

Dans un premier temps, cette étude a permis de valider l'intérêt de disposer d'une méthode statistique efficace permettant d'élaborer des champs thermiques superficiels de l'océan à partir d'images satellitaires partiellement claires. Techniquement, la réalisation de ces cartes de synthèse est l'aboutissement d'une série de tests et de traitements portant respectivement sur la reconnaissance des nuages, la correction de l'effet de l'atmosphère, la calibration des observations de télédétection à l'aide de données *in situ*, et enfin l'estimation de la température aux nœuds d'un réseau maillé, compte tenu de paramètres structuraux obtenus à l'aide du simple variogramme isotrope. Appliquée à deux séries d'images issues du satellite NOAA 9 dans le secteur nord du Golfe de Gascogne au cours du mois de juillet 1987, cette procédure a permis d'établir deux cartes de synthèse au cours du cycle vives-eaux mortes-eaux. En complément aux travaux de Mazé *et al.* (1986), qui montraient l'action conjuguée des ondes internes et du brassage dû au vent sur la structure thermique le long du talus continental, ces deux situations (mortes-eaux et vives-eaux) nous ont conduits à préciser, en présence d'un vent modéré constant, les conséquences locales de l'intensification du cisaillement de courant interne au cours d'un cycle lunaire.

RÉFÉRENCES

- Baines P. G. (1982). On internal tide generation models. *Deep-Sea Res.*, **29**, 307-338.
- Curran P. J. (1983). The semi-variogramme in remote sensing: an introduction. *Remote Sens. Environ.*, **24**, 493-507.
- Deschamps P. Y. et T. Phulpin (1980). Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-layer Met.*, **18**, 131-143.
- Deschamps P. Y., R. Frouin et L. Wald (1981). Satellite determination of the mesoscale variability of the sea surface temperature. *J. phys. Oceanogr.*, **11**, 864-870.
- Gohin F. (1987). Analyse géostatistique des champs thermiques de surface de la mer. *Thèse de Docteur-Ingénieur, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.*
- Gohin F. (1989). Analyse structurale de la température de surface de la mer, in: *Geostatistics*, M. Armstrong, éditeur, Kluwer Academic Publishers, Vol. 1, 433-444.
- Matheron G. (1970). — *La théorie des variables régionalisées*. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, France, Fascicule 5.
- Mazé R. (1987). Generation and propagation of non-linear internal waves induced by the tide over a continental slope. *Continental Shelf Res.*, **7**, 1079-1104.
- Mazé R. et J.-Y. Le Tareau (1990). Interactions between internal tides and energetic fluxes at the atmosphere ocean interface over a continental shelf break. *J. mar. Res.* (in press).
- Mazé R., Y. Camus et J.-Y. Le Tareau (1986). Formation de gradients thermiques à la surface de l'océan au-dessus d'un talus, par interaction entré les ondes internes et le mélange dû au vent. *J. Cons. int. Explor. Mer.*, **42**, 221-240.
- Ramstein G. et M. Raffy (1989). Analysis of the structure of radiometric remotely sensed images. *Int. J. Remote Sens.*, **10**, 1049-1073.
- Serpette A. et R. Mazé (1989). Internal tides in the Bay of Biscay: a two dimensional model. *Continental Shelf Res.*, **9**, 795-821.
- Thorpe F. A. (1971). Experiments of the instability of stratified shear flows. *J. Fluid Mech.*, **46**, 299-319.

