

Fonctionnement hydrodynamique du bassin de Thau.

Validation écologique d'un modèle numérique de circulation (programme Écothau)

Lagune
Modèle
Circulation
Dispersion
Sédiment

Lagoon
Model
Circulation
Dispersion
Sediment

Bertrand MILLET

Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), BP 5045, 34032 Montpellier cedex, France.

Reçu le 16/3/88, révisé le 8/7/88, accepté le 5/9/88.

RÉSUMÉ

La circulation des eaux sous le seul effet du vent dans le bassin de Thau fermé est simulée par un modèle numérique bidimensionnel horizontal de type ADI. Une analyse des fréquences annuelles des champs de vitesse issus du modèle et un traitement spatial et probabiliste du terme ($H^2 \bar{V}^2$), assimilable à un effet de dispersion horizontal par cisaillement, conduisent à proposer une typologie probabiliste des principales structures d'écoulement dans la lagune, ainsi qu'une discontinuité spatiale de son comportement échohydrodynamique. Deux tentatives de recherche analogique sont présentées, avec quelques exemples de répartitions spatiales de la biomasse phytoplanctonique et avec la cartographie de la granulométrie du sédiment superficiel.

Oceanol. Acta, 1989, 12, 1, 37-46.

ABSTRACT

Hydrodynamic motions in the bassin de Thau.
Ecological corroboration of a numerical model of circulation

The wind-driven flow in the closed bassin de Thau is reproduced with a two-dimensional numerical model of horizontal circulation using an Alternate Direction Implicit scheme. A stochastic analysis of frequencies on a yearly time scale of the velocity fields computed in the model and a spatial and stochastic treatment of the term ($H^2 \bar{V}^2$), similar to an effective coefficient of horizontal dispersion by shear effect are presented. This approach will allow the delineation, in a stochastic manner, of the main structures of the circulation in the lagoon and the spatial heterogeneity of its ecohydrodynamic features. Two attempts of analogical research are presented, with some examples of the spatial structure in the phytoplankton biomass and the map of the granulometry of the upper sediment layer.

Oceanol. Acta, 1989, 12, 1, 37-46.

INTRODUCTION

Le programme pluridisciplinaire Écothau de recherche fondamentale sur le fonctionnement écologique du bassin de Thau (Hérault) a démarré en septembre 1985 à l'instigation du CNRS, de l'IFREMER et du Ministère de l'Environnement, sous la responsabilité de M. Amanieu, Professeur à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Ce programme prévoyait, entre autres, dans sa problématique initiale, l'étude des caractéristiques hydrologiques et hydrodynamiques de ce système lagunaire.

Le régime hydrologique de Thau est soumis à trois logiques distinctes: la logique d'apport massif, mais

limité dans le temps, des crues d'un petit bassin versant sous climat méditerranéen; la logique d'échange et de renouvellement des eaux avec la mer essentiellement contrôlé par les effets de marée barométrique; la logique de la circulation des eaux à l'intérieur du Bassin sous l'effet dominant du vent seul, en l'absence de dénivelé marin important d'origine barométrique, et qui correspond au cas le plus fréquent sur le temps annuel.

En raison de sa prédominance dans le temps et de son importance présumée dans le contrôle de l'hétérogénéité spatiale du comportement écologique du bassin, cette dernière logique de circulation interne a été privilégiée dans cette étude et simulée à l'aide d'un modèle numérique classique.

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 2644 1 1 11 1112

Cote : B

12 JUIN 1989

Le modèle utilisé, dû à Leendertse (1970) et Leendertse *et al.* (1971), est un modèle bi-dimensionnel horizontal de type ADI (Alternate Direction Implicit) permettant de calculer les élévations du plan d'eau et les vitesses moyennes sur toute la profondeur. Les conditions aux limites du modèle ont été adaptées au bassin de Thau, totalement fermé et soumis au seul forçage du vent.

Plusieurs types de traitement cartographique du champ de vitesse sont proposés pour permettre, d'une part, de décrire une typologie probabiliste de la circulation des masses d'eau dans le bassin, et d'autre part, de trouver des relations analogiques avec les observations cartographiées des hydrobiologistes.

MILIEU D'ÉTUDE

Le bassin de Thau (fig. 1), situé au sud-ouest de Montpellier, est une lagune d'une superficie voisine de 70 km² et de profondeur moyenne 3,8 m, mais avec des profondeurs maximales atteignant très localement 10 m, ce qui distingue ce milieu des autres étangs littoraux du Languedoc-Roussillon. Un bassin versant restreint de 280 km², soumis à un régime climatique typiquement méditerranéen, est traversé par l'isohyète annuelle 800 mm. Les principaux tributaires sont la Veyne et la Pallas, qui débouchent dans la partie orientale de la lagune en drainant la moitié du bassin versant total. Les relations avec la mer s'effectuent par l'intermédiaire des canaux du port de Sète, d'une cinquantaine de mètres de large, et du grau de Pisse-Saumes à l'ouest, beaucoup plus étroit. Les échanges effectifs d'eau avec la mer semblent être contrôlés principalement par le vent ainsi que les effets de marée barométrique, de grande amplitude, capables de renouveler 12% du volume lagunaire en trois jours, comme au mois de janvier 1987; ce phénomène spectaculaire demeure tou-

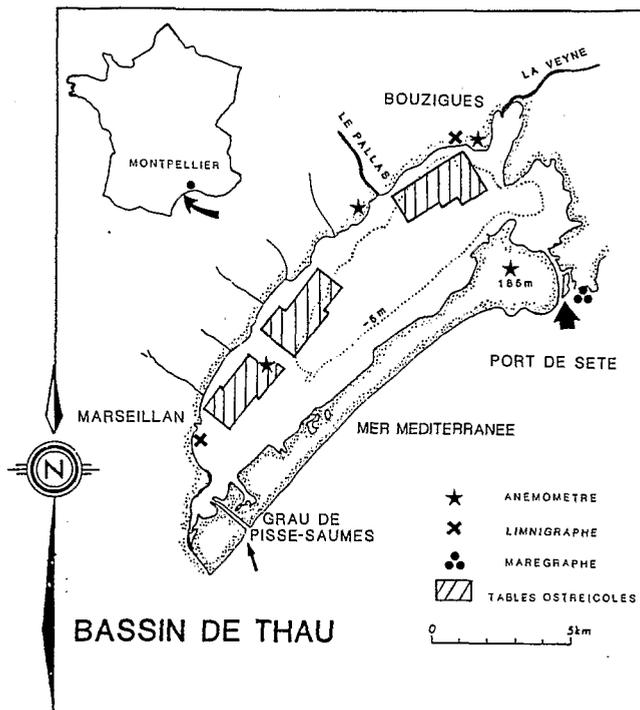


Figure 1
Carte de situation générale.
General situation map.

tefois très rare et ne se produit même pas chaque année, ce qui incite à le négliger dans une description, à l'échelle annuelle, du comportement moyen du bassin. La marée semi-diurne, d'une quarantaine de centimètres d'amplitude dans le port de Sète, n'est pas censée induire un renouvellement important des eaux lagunaires, et son rôle dans le maintien de discontinuités hydrologiques à l'intérieur du bassin de Thau, est jugé négligeable devant celui du vent. Le vent est le facteur climatique forçant dominant dans la région, en fréquence (5 jours par an sans vent, en moyenne interannuelle, à la station météorologique de Sète), et en intensité (5 à 8 m.s⁻¹ au-dessus du plan d'eau). Le régime des vents décrit trois secteurs principaux : Nord-Ouest, Nord-Est et Sud-Est, et se caractérise essentiellement par une très grande instabilité en vitesse et en direction, cette dernière n'étant jamais stabilisée dans un même secteur au-delà d'une durée maximale de quatre jours. La transition d'un secteur à l'autre est le plus souvent brutale sur une période de temps pouvant se limiter parfois à 3 heures. Cette originalité du régime des vents conditionne fortement celle de l'écoulement des eaux lagunaires. Trois regroupements de tables d'exploitation conchylicole par cordes immergées, se succèdent le long de la rive Nord-Ouest et occupent une superficie légèrement supérieure au quart de celle de la lagune. Pour les besoins de l'étude, et avec l'appui de l'ORSTOM, du Service Maritime et de Navigation du Languedoc Roussillon et du Bureau Central d'Études et Équipements Outre-Mer, les enregistrements de quatre stations anémométriques, de deux stations limnigraphiques et d'un poste marégraphique, ont été utilisés.

FORMULATION DU MODÈLE

Le modèle repose sur la formulation bi-dimensionnelle horizontale de la conservation de la masse et de la quantité de mouvement pour un liquide réel non stratifié de densité constante et mis en mouvement sous le seul effet du cisaillement de surface dû au vent. La force de Coriolis, bien que faible, n'est pas négligée. Les termes d'advection sont maintenus en raison de la topographie, des forts gradients bathymétriques du milieu et de la discrétisation spatiale choisie assez fine. Les termes de viscosité turbulente horizontale sont négligés devant les phénomènes advectifs, et la viscosité turbulente verticale est approchée globalement par l'utilisation d'un terme de cisaillement sur le fond exprimé à partir de la vitesse moyenne sur la verticale et d'un coefficient de Chézy. Le système d'équations est le suivant :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\tau_{sx}}{\rho H} + \frac{\tau_{fx}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\tau_{sy}}{\rho H} + \frac{\tau_{fy}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(HU)}{\partial x} + \frac{\partial(HV)}{\partial y} = 0$$

avec :

* τ_{sx} et τ_{sy} = les composantes selon les deux directions horizontales du cisaillement de surface $\tau_{sx} = C_D \rho_a W^2$

$\sin \alpha$ et $\tau_{sy} = C_D \rho_a W^2 \cos \alpha$ (Dronkers, 1964; Csanady, 1982).

* τ_{fx} et τ_{fy} = les composantes selon les deux directions horizontales du cisaillement de fond.

$$\tau_{fx} = \frac{\rho g U (U^2 + V^2)^{1/2}}{C^2}$$

et
$$\tau_{fy} = \frac{\rho g V (U^2 + V^2)^{1/2}}{C^2}$$

U et V = les composantes selon les deux directions horizontales de la vitesse moyennée sur la profondeur,

$f = 2w \sin \lambda$ = le terme de Coriolis,

w = la vitesse angulaire de rotation terrestre,

λ = la latitude,

ζ = l'élévation du plan d'eau par rapport au niveau d'origine au repos,

H = la profondeur totale de la tranche d'eau,

ρ = la densité de l'eau considérée constante,

g = l'accélération de la pesanteur,

C_D = le coefficient de trainée du vent,

ρ_a = la densité de l'air,

a = l'orientation du vent, constante sur tout le milieu, par rapport à l'axe y,

W = la vitesse du vent,

C = le coefficient de Chézy.

La conception bidimensionnelle du modèle se justifie par la faible profondeur moyenne du bassin et le fait qu'aucun gradient (thermique ou salin), n'ait jamais été observée sur une longue période dans ce milieu très éventé. Les termes de diffusion turbulente horizontale sont négligés dans les équations. Cette simplification est sans doute un peu abusive dans le cas d'un système comme le bassin de Thau dans lequel les vitesses demeurent relativement faibles, de l'ordre de $5 \text{ à } 10 \text{ cm.s}^{-1}$ au centre du bassin, atteignant 20 cm.s^{-1} sur les périphéries moins profondes (cf. fig. 9). Si l'on considère un coefficient de viscosité turbulente constant et identique dans les deux dimensions horizontales: $N_x = N_y = 100 \text{ SI}$ (Thouvenin, 1983), on vérifie toutefois que les termes de diffusion turbulente horizontale restent inférieurs d'un facteur 10, par rapport aux termes d'advection.

GRILLE DE CALCUL ET RÉOLUTION

La grille de calcul utilisée est présentée sur la figure 2. Les équations sont résolues en utilisant le schéma en différences finies, semi-implicite en direction alternée, repris par Leendertse (Leendertse, 1970; Leendertse, Gritton, 1971). Ce schéma qui conduit à un algorithme de résolution non itératif utilise des différences centrées pour tous les termes linéaires. La technique numérique non conservative permet donc alternativement à chaque demi-pas de temps de traiter explicitement une composante de la vitesse, et implicitement l'autre composante ainsi que l'élévation.

Les conditions aux limites fermées imposent l'annulation de la composante perpendiculaire de la vitesse et

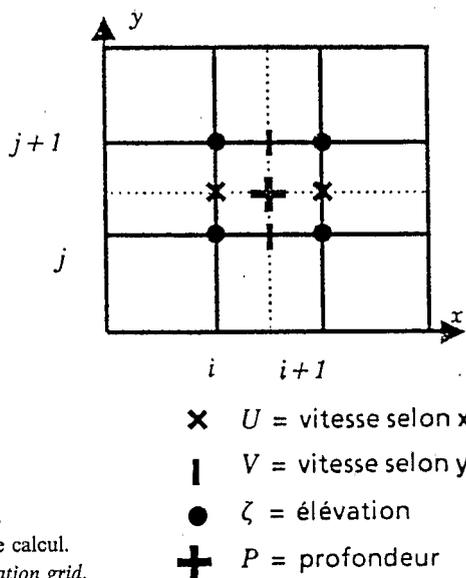


Figure 2
Grille de calcul.
Computation grid.

les frontières imperméables passent toutes par les centres des mailles où sont définies les profondeurs nulles, et par les composantes des vitesses normales.

Le calcul du coefficient de Chézy est effectué à chaque maille en fonction d'une hauteur d'eau moyenne H définie à partir d'un schéma en croix centrée sur la maille, ainsi que d'un coefficient de Manning k, constant, selon la relation: $C = k (H)^{1/6}$. Cette méthode permet de lisser les gradients de hauteurs.

CALAGE ET UTILISATION DU MODÈLE

Ce type de modèle, conçu initialement par J. J. Leendertse à la Rand Corporation (Californie) a été tout d'abord utilisé pour reproduire les phénomènes de circulation des eaux et de dispersion saline dans la baie de Tokyo et en Mer du Nord (Leendertse, 1967); puis sur la Jamaica Bay (Long Island, NY) en donnant des résultats très satisfaisants quant à la dispersion de rejets polluants (Leendertse, 1970; Leendertse, Gritton, 1971); enfin, sur la région deltaïque de l'Oosterschelde, aux Pays-Bas, en tenant compte des termes diffusifs (Leendertse, 1984).

Le modèle adapté aux conditions du bassin de Thau a été testé analytiquement sur un bassin rectangulaire, puis sur la géométrie réelle du milieu soumis à un vent latéral de 10 m.s^{-1} constant pendant 36 heures suivi d'une seiche de 36 heures. La figure 3 présente l'évolution, au cours de cette simulation théorique, des élévations à deux stations situées aux extrémités est et ouest du bassin de Thau. Au cours de la première phase de 36 heures, le bassin est mis progressivement en charge sous l'effet du vent jusqu'à un équilibre atteint au bout de 20 heures avec une décote de 15 cm entre les deux stations. Au cours de la deuxième phase, le bassin est mis brutalement en oscillation libre en l'absence de vent. Ces oscillations qui s'amortissent exponentiellement sous l'effet des tensions de fond, font apparaître une période propre du bassin de 1,3 heure.

La validité de ces résultats peut être vérifiée en utilisant

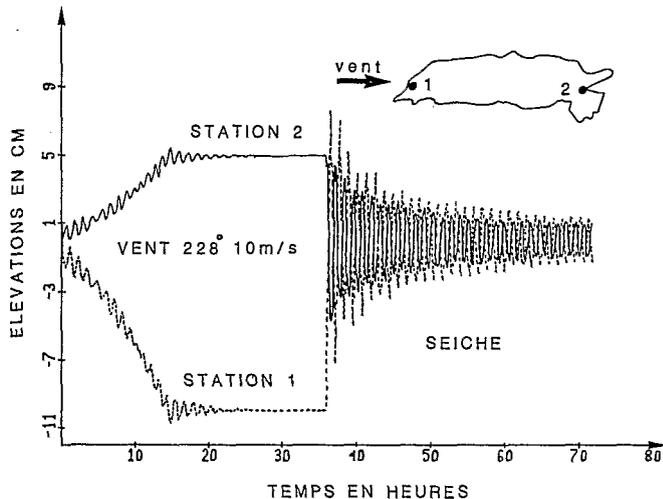


Figure 3
Vérification analytique du comportement du modèle.
Analytical test of the model results.

les formulations analytiques de la mise en charge $\Delta\zeta$ et de la période propre T suivantes :

$$\Delta\zeta = L \cdot \frac{\rho_a}{\rho} \cdot \frac{C_D W^2}{gh} \quad T = \frac{2L}{\sqrt{gh}}$$

avec :

L = la distance séparant les stations 1 et 2.

h = la profondeur moyenne effective du bassin discrétisé.

Si on considère les valeurs numériques suivantes :

maillage de 945 mailles carrées de 250 mètres de côté.

$$\rho_a = 1,25 \text{ Kg. m}^{-3},$$

$$\rho = 1027 \text{ Kg. m}^{-3},$$

$$C_D = 3 \cdot 5 \cdot 10^{-3},$$

$$W = 10 \text{ m. s}^{-1},$$

$$L = 15250 \text{ m},$$

$h = 4,3 \text{ m}$ (valeur déduite du volume constant calculé par le modèle: 254 millions de m^3 , et de la surface effective du plan d'eau maillé pris en compte dans le modèle: 59 km^2).

La période propre du bassin, dans sa plus grande longueur, est de 1,25 heure et sa mise en charge maxi-

male est de 15 cm, ce qui coïncide avec les résultats du modèle.

Le modèle est utilisé en temps réel sur le bassin de Thau à partir des relevés bathymétriques au 1/25 000 du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et des enregistrements anémométriques continus effectués à 4 m d'altitude par une station climatologique autonome située sur une table ostréicole au milieu du plan d'eau. Une comparaison avec deux stations temporaires du BCEOM situées sur les rives à 8 et 9 m d'altitude ne présente aucune différence dans la direction et l'intensité du vent. D'autre part, une comparaison avec les enregistrements effectués par la Météorologie Nationale à Sète à 200 m d'altitude montre une correspondance exploitable en direction seulement. Les autres valeurs numériques utilisées sont les suivantes :

- pas de temps = 30 s,
- coefficient de Manning $k = 45 \text{ SI}$,
- coefficient de Chézy variant de 54 à 63 SI.

Dans ces conditions, un nombre de courant de 1,28, bien que faible, rassure quant à la relative stabilité numérique du modèle.

La figure 4 présente un exemple du calage du modèle en élévation, en reproduisant la décote existante entre deux limnigraphes situés de chaque côté du bassin dans le sens de la longueur, sous l'effet de la brutale succession d'une tramontane ($\text{NW } 310^\circ - 8 \text{ m. s}^{-1}$) et d'un mistral ($\text{NE } 45^\circ - 10 \text{ m/s}$), observée du 10 au 13 janvier 1987. Cette expérience a montré la relative capacité du modèle à reproduire le basculement de la ligne d'eau sous l'effet du vent, mais a également révélé la sensibilité disproportionnée du modèle à la valeur de la tension de cisaillement de surface par rapport à celle de la tension de fond. Une très grande précision dans l'acquisition des données de vent sur un tel milieu est impérative (Csanady, 1982).

Afin de l'adapter plus efficacement à l'objectif typologique de la première phase du programme Écothau, le modèle a principalement été utilisé dans une optique de description probabiliste des phénomènes de circulation. Une analyse des fréquences des directions de vent enre-

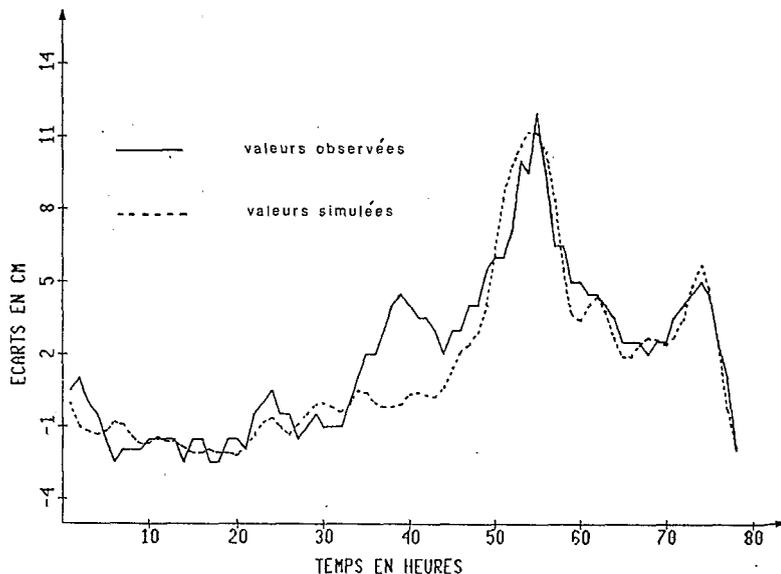


Figure 4
Exemple du calage en élévation du modèle. Décote calculée et observée entre les stations de Marseillan (sud-ouest du bassin) et de Bouzigues (nord-est du bassin) période du 10 au 13 janvier 1987.
Example of the calibration of the model in elevation. Computed and observed slopes between the stations of Marseillan (SW) and Bouzigues (NE). Period 01/10 to 01/13/1987.

Tableau
Fréquences comparées des secteurs Nord-Ouest et Est de vent à la station de Sète.
Compared frequencies of North-West and East wind at the station of Sète.

	Secteurs	
	NW	NE+SE
Période annuelle Écothau 01/06/86-31/05/87	41 %	24 %
Période interannuelle 25 ans Météorologie Nationale 1949-1973	39 %	24 %

gistrées à la station Météorologie Nationale de Sète a été effectuée pour la période annuelle de pré-échantillonnage du programme, entre le 1^{er} juin 1986 et le 31 mai 1987, en ne retenant que les situations de vents établies pendant une durée minimale de 24 heures et susceptibles d'être effectives pour la circulation des eaux. L'étude a permis d'isoler deux secteurs dominants du régime des vents sur le bassin de Thau: un secteur Nord-Ouest de 280 à 340° et un secteur Est global de 40° à 120° décrivant respectivement 41% et 24% du temps annuel. Une bonne concordance entre ce dénombrement annuel et les synthèses interannuelles 1949-1973 de la Météorologie Nationale à Sète (cf. tableau) permet de replacer la période de pré-échantillonnage Écothau dans un contexte probabiliste interannuel et,

($E=0,5 \cdot \rho \cdot H \cdot \bar{V}^2$) mais en privilégiant encore la profondeur, il traduirait mieux une potentialité globale d'échange de chaque maille. En effet, exploité graphiquement, ce terme qui regroupe à la fois les zones peu profondes fortement débitantes et les zones profondes à faibles vitesses, paraît susceptible de faire plus nettement ressortir la spatialisation du fonctionnement hydrodynamique du bassin et la répartition des zones écologiques de recharge ou de distribution les plus actives. A l'appui de cette conception, il faut noter qu'à l'échelle de la circulation du bassin de Thau, forcée par une succession rapide de vents violents, le phénomène de diffusion turbulente horizontale est dominé largement par le phénomène de cisaillement horizontal sous l'effet du gradient vertical de la vitesse horizontale (Bowden, 1965; Nihoul *et al.*, 1980; Nihoul, 1982). Or, si la vitesse est supposée varier linéairement entre une valeur $2\bar{V}$ en surface et une valeur négligeable sur le fond, il peut être défini un coefficient effectif de dispersion longitudinale par cisaillement qui s'écrit:

$$K_{xe} (m^2 \cdot s^{-1}) = 3 \cdot 10^{-2} \frac{H^2 \cdot \bar{V}^2}{K_z}$$

(Saffman, 1962; Bowden, 1983).

K_z représente le coefficient de diffusion turbulente verticale qui dépend également de la vitesse horizontale

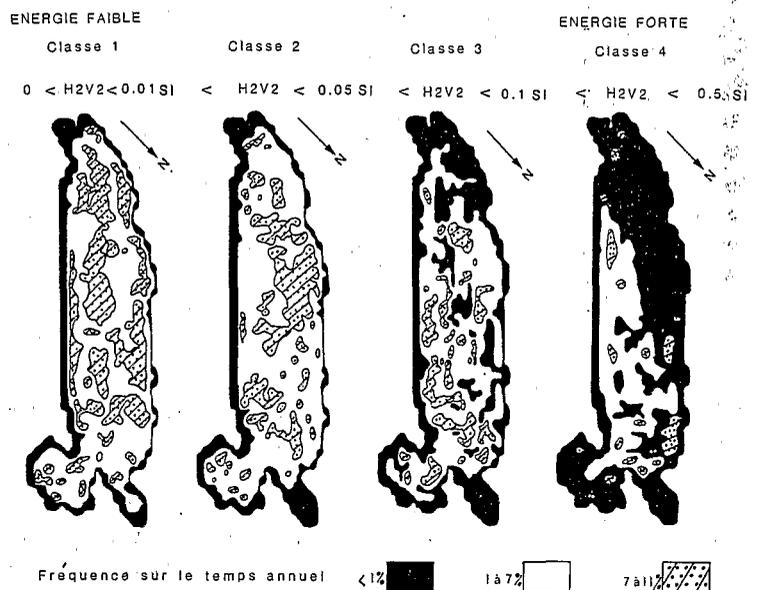


Figure 5
Répartition des zones d'isoprobabilité d'apparition de quatre classes de valeurs croissantes du terme ($H^2 \cdot \bar{V}^2$).
Spatial structure of the isostochastic areas corresponding to four classes of increasing values of the term ($H^2 \cdot \bar{V}^2$).

en outre, de confirmer que les séquences de vent provenant de ces deux secteurs NW et EST retenus, toutes établies sur un minimum de 24 heures, sont les seules pouvant être hydrodynamiquement influentes.

SPATIALISATION DE LA DISPERSION

Parallèlement à l'interprétation directe des champs de vitesses issus du modèle, il a été effectué un traitement graphique du terme adirectionnel ($H^2 \cdot \bar{V}^2$) défini, au niveau de chaque maille, comme le produit du carré de la hauteur d'eau H locale et du carré de la vitesse résultante moyennée sur la verticale $\bar{V} = (U^2 + V^2)^{1/2}$.

Ce terme quadratique ($H^2 \cdot \bar{V}^2$), carré du débit unitaire vertical de chaque maille, se rapproche de la formulation de l'énergie caractéristique de maille

d'écoulement et de la profondeur ainsi que de l'état de stratification saline du milieu. En l'absence de stratification saline notoire (nombre de Richardson nul), le coefficient de diffusion turbulente verticale prend la même valeur que le coefficient de viscosité turbulente verticale N_z (Salomon, 1977). On peut reprendre pour exemple la formulation adoptée par Thouvenin (1983) pour calculer le coefficient de viscosité turbulente verticale dans le cas d'un bassin rectangulaire fermé de 6,50 mètres de profondeur, soumis au vent:

$$N_z = 2 \cdot 10^{-3} + 0,115 \cdot Z \cdot V_1$$

avec:

Z, la profondeur sur la verticale ($Z \leq 3$ m),
V₁, la vitesse horizontale à 1 m de fond.

Dans le seul but de fixer un ordre de grandeur des variations de ce coefficient dans le cas du bassin de Thau, on se permet de confondre la vitesse à 1 m de profondeur et la vitesse moyennée sur la verticale issue du modèle. Le calcul effectué avec des vitesses variant de 2 à 20 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ sur des profondeurs de 2 m, et des vitesses variant de 2 à 10 $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ sur des profondeurs de 8 m, montre que N_z varie au maximum d'un facteur 10, tandis que le terme $(H^2 \bar{V}^2)$ varie au maximum d'un facteur 300. Toute approximation mise à part, il semble intéressant de constater que le terme $(H^2 \bar{V}^2)$ pourrait traduire la plus grande partie de la variance de ce coefficient effectif de dispersion longitudinale, précédemment défini.

La prise en considération de ce terme dans l'interprétation du champ de vitesses simulées peut ainsi se concevoir, pour pallier une trop grande schématisation liée à la structure en plan du modèle.

Un dénombrement en fréquence a été réalisé pour plusieurs classes de vitesse dans chacun des deux secteurs de vent précédemment définis. Chacune de ces classes de vitesse a fait l'objet d'une simulation effectuée par paliers successifs stabilisés pendant six heures et rattachés à une fréquence annuelle. Les polygones de fréquence des termes $(H^2 \cdot \bar{V}^2)$ correspondants ont ensuite été tracés pour les 945 mailles du système, puis planimétrés selon quatre classes de valeurs croissantes et les probabilités moyennes d'apparition de ces quatre classes de valeurs ont été calculées pour chaque maille. La figure 5 représente la répartition spatiale des zones d'isoprobabilité d'apparition de chacune de ces classes de valeur $(H^2 \cdot \bar{V}^2)$ qui accompagnent quatre niveaux croissants d'énergie apportée au système par le vent. Une régionalisation en zones homogènes d'un point de vue probabiliste des fortes, moyennes et faibles valeurs de ce terme $(H^2 \cdot \bar{V}^2)$ est ainsi mise en évidence sous la forme d'une « diagonalisation » du bassin de Thau.

RÉSULTATS

La figure 6 propose, à partir de la figure 5, une zonation du bassin fondée sur le double concept suivant: le degré d'homogénéité dans la répartition spatiale des isovaleurs de probabilité pour chacune des autres classes définies pour le terme $(H^2 \bar{V}^2)$, et la variabilité, en passant d'une classe à l'autre, des valeurs de probabilité

rencontrées. Trois grandes zones ont ainsi été décrites. Les zones 1 et 2 recouvrent toute la partie occidentale du bassin de Thau, ainsi que le débouché des canaux de Sète, et se caractérisent par une grande homogénéité dans la répartition spatiale des isovaleurs de probabilité, mais qui ne concernent que les deux premières classes de valeurs du terme $(H^2 \bar{V}^2)$. En effet, la zone 1 présente un maximum de probabilité pour la classe 1 ($0 < H^2 \bar{V}^2 < 0.01 \text{ SI}$), la zone 2 présente un maximum de probabilité pour la classe 2 ($0.01 < H^2 \bar{V}^2 < 0.05 \text{ SI}$) et les deux zones présentent des probabilités pratiquement nulles d'apparition pour les deux classes supérieures 3 et 4, correspondant à des énergies plus fortes apportées au système. La zone 3, qui recouvre toute la partie orientale du bassin se caractérise, au contraire, par une grande hétérogénéité dans la répartition spatiale des isovaleurs de probabilité, qui persiste de façon relativement stable sur toute la gamme d'énergie considérée, à travers les quatre classes de valeurs du terme $(H^2 \bar{V}^2)$: $0 < H^2 \bar{V}^2 < 0,5 \text{ SI}$.

Il en ressort, par conséquent, un clivage dans le comportement hydrodynamique des deux parties orientales et occidentales du bassin de Thau, au regard du terme $(H^2 \bar{V}^2)$. La partie occidentale (zones 1 et 2) où se développent des structures spatiales homogènes mais limitées aux plus faibles valeurs de ce terme, s'oppose à la partie orientale (zone 3) où se développe une structure spatiale hétérogène qui semble se stabiliser jusqu'à la gamme des plus fortes valeurs.

En outre, ces plus fortes valeurs du terme $(H^2 \bar{V}^2)$ décrivent deux types d'alignement spatial selon la direction des vents qui sont rapportées sur la figure 7: une première organisation décrivant 38% du temps annuel apparaît sous vent de secteur Nord/Nord-Ouest et Nord-Est, et est marquée par trois bandes longitudinales au sein desquelles se développent toujours les valeurs les plus fortes. Une seconde organisation décrivant 27% du temps annuel apparaît sous vents de secteurs opposés Ouest/Nord-Ouest et Est-Sud-Est, et est marquée par trois digitations transversales à l'est du bassin. La bande longitudinale du nord du bassin coïncide avec une zone de circulation plus rapide le long des isobathes 4 et 5 m, sans relation avec les plus fortes profondeurs et entièrement située en zone 2. Les digitations transversales et la bande longitudinale du sud du bassin constituent un regroupement des trois

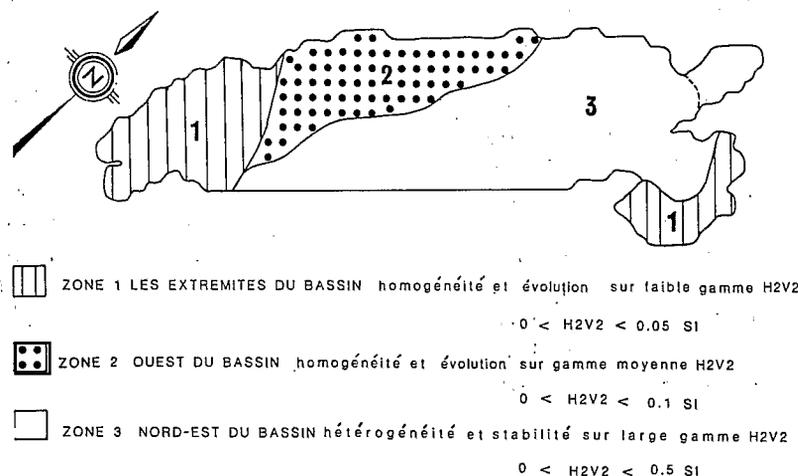


Figure 6

Zonation proposée du comportement hydrodynamique du bassin de Thau.

Hydrodynamic zonation proposed for the basin of Thau.

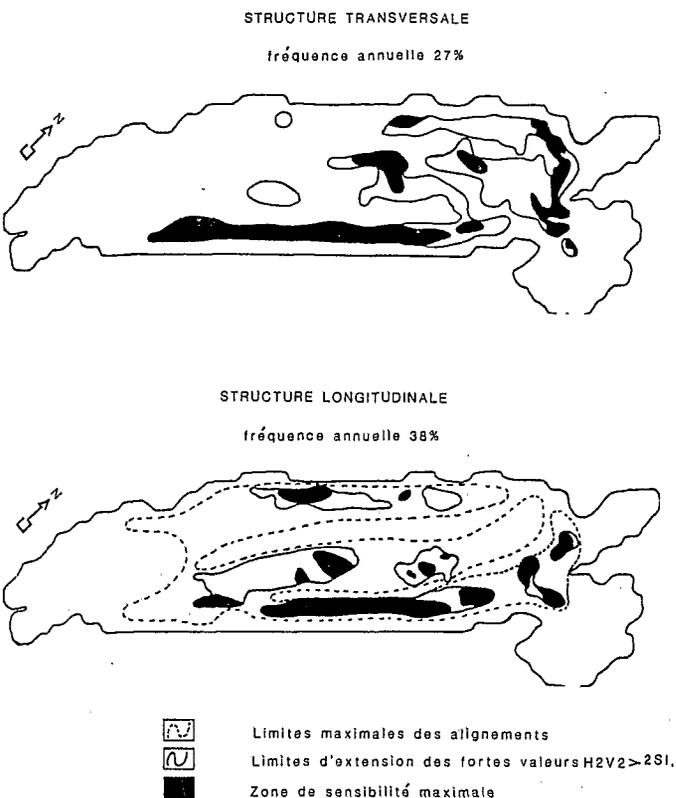


Figure 7
Répartition spatiale et fréquentielle des plus fortes valeurs du terme $(H^2 \cdot V^2)$, dans le bassin de Thau.
Spatial and stochastic structure of the highest values of the term $(H^2 V^2)$, in the bassin de Thau.

endroits les plus profonds du bassin ainsi que leurs extensions vers les talus bathymétriques et l'isobathe 5m, tout en restant précisément localisées en zone 3. La figure 8 présente une carte bathymétrique du bassin de Thau.

Enfin, deux logiques de circulation peuvent être mises en évidence selon la direction des vents et d'après la représentation des champs de vitesse simulés rapportés sur la figure 9. Une première logique à deux cellules longitudinales de sens opposés décrivant 23% du temps annuel apparaît sous vents de secteurs Nord/Nord-Ouest et correspond au type A. Une seconde logique à trois cellules longitudinales apparaît sous vents de secteurs Ouest/Nord-Ouest, Nord-Est et Sud-Est en décrivant respectivement 18, 15 et 9% du temps annuel, ce qui correspond aux types B, C₁ et C₂. L'extrémité orientale du bassin, où apparaissent dans tous les cas de nombreuses cellules giratoires juxtaposées, se comporte comme une zone d'une grande hétérogénéité d'écou-

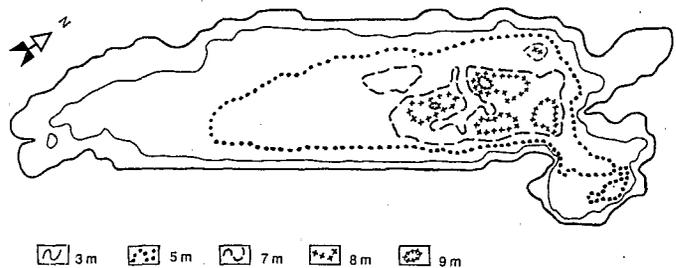


Figure 8
Carte bathymétrique du bassin de Thau.
Bathymetry of the bassin de Thau.

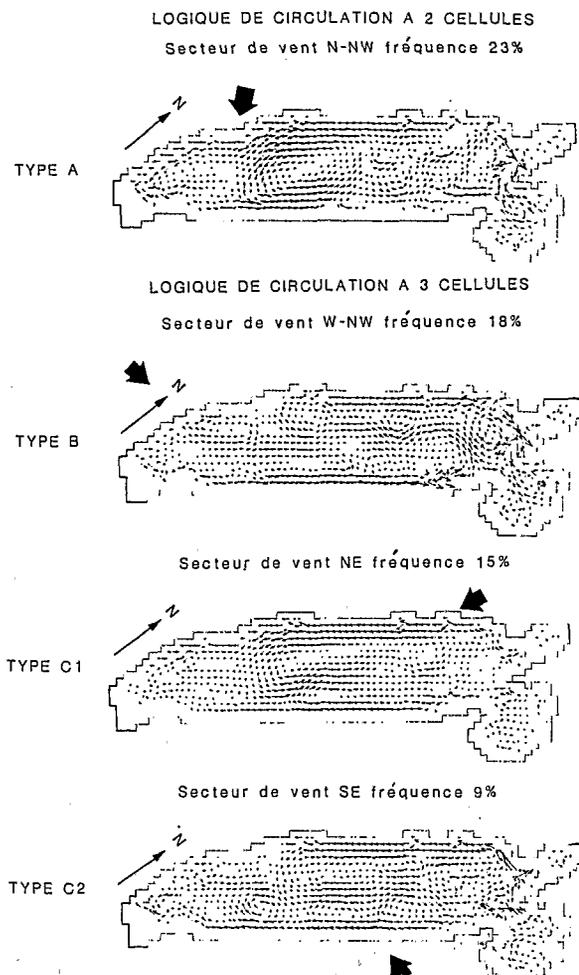


Figure 9
Typologie proposée des structures d'écoulement dans le bassin de Thau en fonction du régime statistique des vents sélectionnés.
Proposed delineation of the main structures of circulation in the bassin de Thau in relation to the local wind stochastic range.

ment, et se situe entièrement en zone 3. La limite entre les zones 2 et 3 coïncide également dans tous ces cas avec la ligne de séparation des cellules d'écoulement de sens opposés, et recouvre en outre toutes les cellules giratoires mises en évidence le long de cette interface.

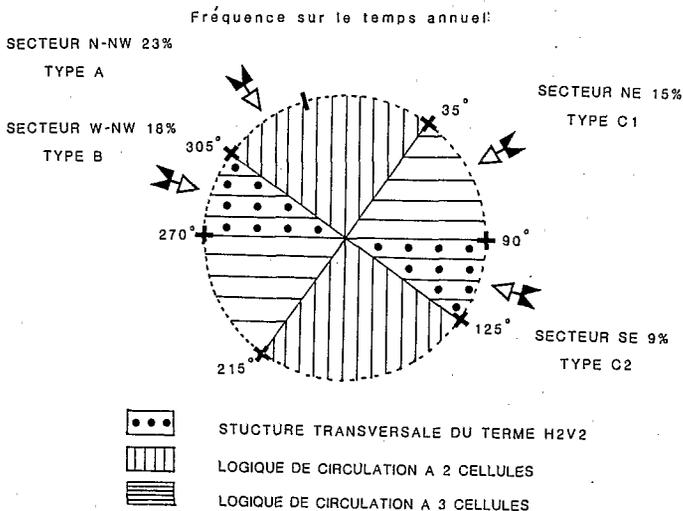


Figure 10
Schéma récapitulatif des structures hydrodynamiques proposées du bassin de Thau en fonction de la rose fréquentielle des vents sélectionnés.
Reduced scheme of hydrodynamic structures proposed for the bassin de Thau, in relation to the local wind range.

Les zones 1 et 2 semblent délimiter les endroits du bassin où les structures d'écoulement apparaissent les plus homogènes dans l'espace et les plus variables dans le temps.

La figure 10 présente une rosace récapitulative des structures hydrodynamiques du bassin proposées par secteurs de vent.

En résumé, il semblerait qu'une opposition soit mise en évidence entre les parties orientale et occidentale du bassin de Thau de part et d'autre d'une ligne diagonale Nord-Sud :

La partie occidentale du bassin (zones 1 et 2) présente une évolution, assez rapide dans le temps, du déplacement de grandes masses d'eau en flux homogènes, en vitesse et direction, et répartis sur d'assez grandes surfaces du plan d'eau, mais sans développement d'un effet important de dispersion longitudinale par cisaillement. Cette partie pourrait ainsi être considérée à l'échelle du fonctionnement global du bassin, comme une zone de distribution d'énergie caractérisée par une sensibilité écologique relativement faible.

Au contraire, la partie orientale du bassin (zone 3) présente la persistance dans le temps d'une juxtaposition de cellules de courants giratoires qui favorisent l'individualisation de plusieurs masses d'eau de qualités différentes. Cette hétérogénéité peut être accentuée par la présence dans cette partie orientale, des débouchés du principal tributaire continental (La Veyne) et de la principale communication avec la mer (canaux de Sète). Le développement, là encore, ponctuel mais permanent, d'un effet potentiel de dispersion longitudinale par cisaillement, serait susceptible de traduire, selon les alignements précédemment définis, une influence des eaux plus profondes. Cette partie pourrait ainsi être considérée, à l'échelle du fonctionnement global du

bassin comme une zone de déposition, de recharge et d'échange, caractérisée par une grande sensibilité écologique.

VALIDATION ÉCOLOGIQUE

Afin de confronter la validité des structures d'écoulement définies à partir du modèle et l'intérêt de l'hypothèse précédemment émise quant à la discontinuité écologique du système, deux types d'analogie ont été recherchés, d'une part, avec la granulométrie du sédiment, paramètre intégrateur à l'échelle interannuelle et, d'autre part, avec la biomasse chlorophyllienne, paramètre susceptible dans une certaine mesure d'être un traceur de la circulation en temps réel.

Granulométrie du sédiment superficiel

La figure 11 présente, en fonction de la fréquence annuelle, une cartographie du champ des tensions de fond par unité de surface définies par le vecteur $\overline{\tau f}$

$$\overline{\tau f} = \overline{\tau f_x} + \overline{\tau f_y} \quad \tau f = \frac{\rho g}{C^2} (U^2 + V^2).$$

Cette carte permet d'isoler les endroits du bassin où la probabilité de remise en suspension du sédiment superficiel est la plus forte et d'orienter le mouvement potentiel des particules remises en suspension. Il apparaît assez nettement quatre zones où le piégeage des sédiments est favorisé par une convergence des tensions de fond de faible intensité vers l'ouest, le centre et l'extrémité orientale du bassin. Il ressort également deux zones d'érosion potentielle fréquente, marquées par des tensions de fond importantes, « exportatrices ».

Figure 11
Répartition spatiale fréquentielle des valeurs des tensions de fond (1 cm = 0,1 SI).
Spatial and stochastic structures of the bottom stress (1 cm = 0,1 SI).

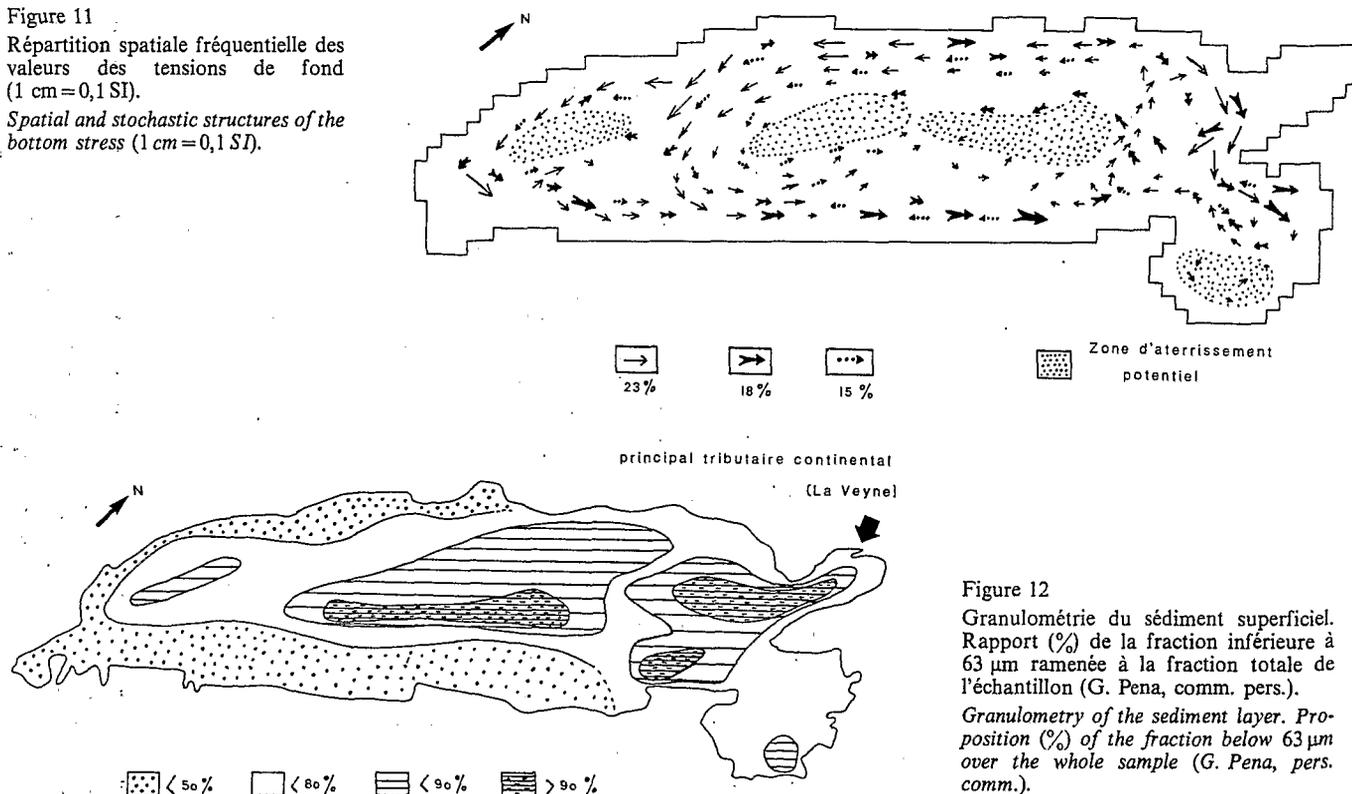


Figure 12
Granulométrie du sédiment superficiel. Rapport (%) de la fraction inférieure à 63 µm ramenée à la fraction totale de l'échantillon (G. Pena, comm. pers.).
Granulometry of the sediment layer. Proposition (%) of the fraction below 63 µm over the whole sample (G. Pena, pers. comm.).

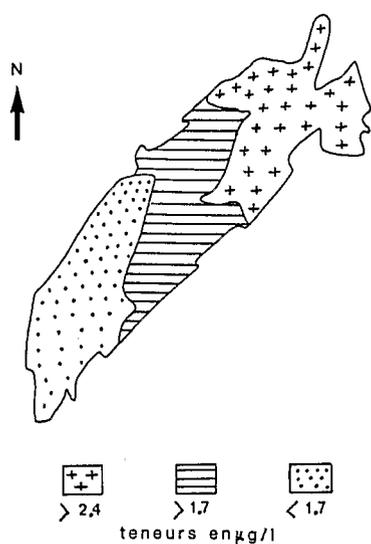


Figure 13
Répartition spatiale (krigée) des teneurs en chlorophylle a moyennées sur les quatre campagnes saisonnières Écothau (d'après J. Neveux et V. Jarry, programme Écothau, non publié).
Kriged structure of the yearly averaged data for chlorophyll-a (from J. Neveux and V. Jarry, Écothau programme, unpublished).

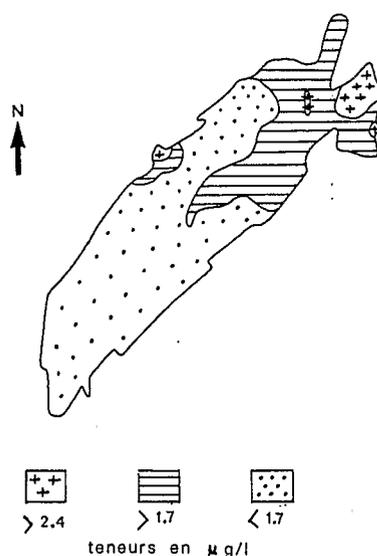


Figure 14
Répartition spatiale (krigée) des teneurs en chlorophylle a. Campagne Écothau de mai 1987 (d'après J. Neveux et V. Jarry, programme Écothau, non publié).
Kriged structure of instantaneous data for chlorophyll-a, May 1987 (from J. Neveux and V. Jarry, Écothau programme, unpublished).

Il s'agit de tout le pourtour occidental du bassin et d'une bande centrale, dont les fonctionnements érosifs privilégiés sont orientés du Nord vers le Sud.

Une superposition avec la carte de la granulométrie du sédiment superficiel reportée en figure 12, et qui a été établie par Geneviève Pena au Laboratoire d'Hydrologie et d'Hygiène de la Faculté de Pharmacie de Montpellier (comm. pers.), confirme une bonne adéquation entre la répartition observée de la fraction fine du sédiment superficiel et la localisation probabiliste dans le bassin, du phénomène érosif simulé par le modèle.

La présence d'une forte accumulation de sédiments fins dans la partie orientale du bassin, entre Bouzigues et Sète, obéirait à la logique des apports continentaux de la Veyne plutôt qu'à celle de la redistribution des sédiments dans le bassin. A ce titre, aucune relation ne peut plus être faite avec l'hydrodynamisme fortement érosif qui correspond à cette zone.

Répartition phytoplanctonique

Une recherche analogique est également tentée entre les structures hydrodynamiques et la répartition spatiale du phytoplancton, en biomasse et diversité, obtenue par l'équipe Production Primaire Pélagique du Programme Écothau: G. Jacques, M. Panouse, J. Neveux (biomasse chlorophyllienne) ainsi que G. F. Frisoni (diversité du peuplement), et les traitements cartographiques krigés effectués par V. Jarry. Les figures 13 et 14 présentent respectivement la répartition spatiale de la biomasse chlorophyllienne à partir de la totalité des résultats obtenus sur l'année de pré-échantillonnage 1986-1987, et à partir des résultats de la seule campagne de mai 1987 (pour exemple). La figure 15 présente la répartition spatiale des rapports pigmentaires de chlorophylle b et c ramenés à la teneur en chlorophylle a, pour cette même campagne de mai

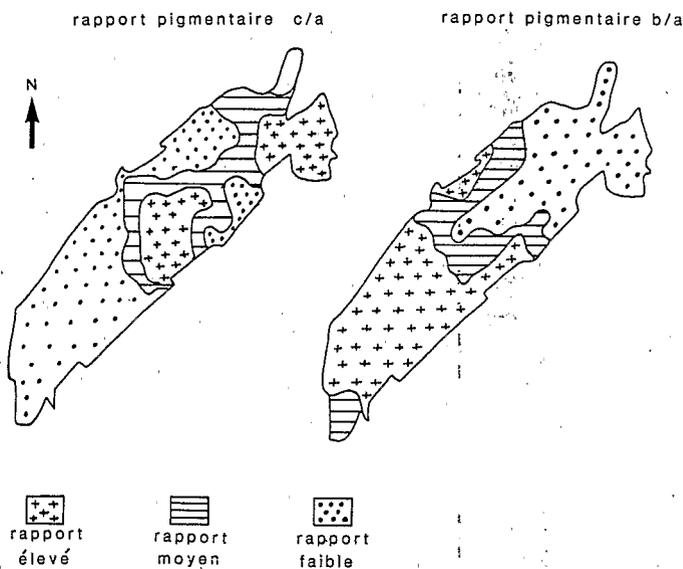


Figure 15
Répartition spatiale (krigée) de valeurs des rapports pigmentaires de chlorophylle c/a et b/a. Campagne Écothau de mai 1987 (d'après J. Neveux et V. Jarry, programme Écothau, non publié).
Kriged structure of the instantaneous data of the chlorophyll b/a and chlorophyll c/a ratios (from J. Neveux and V. Jarry, Écothau, programme, unpublished).

1987. Un rapport b/a élevé met en évidence une population dominante à chlorophycées et une origine plutôt continentale, tandis qu'un rapport c/a élevé souligne une population à diatomées dominante et une origine plutôt marine. Deux correspondances apparaissent intéressantes:

— d'une part, la « trace » d'une structure d'écoulement de « type B », telle que celle proposée en figure 9, et conforme aux conditions hydroclimatiques stables qui ont été observées à cette époque, semble influencer la juxtaposition des gradients biologiques dans la partie orientale du bassin;

— d'autre part, une « discontinuité » des gradients biologiques semble apparaître entre la partie occidentale du bassin, présentant une grande masse d'eau homogène et appauvrie, et la partie orientale, aux gradients plus élevés, présentant une juxtaposition hétérogène de cellules d'eau plus enrichie. Cette discontinuité rappelle la zonation fonctionnelle du bassin proposée en figure 6.

CONCLUSION

La modélisation numérique de la circulation des eaux sous le seul effet du vent à l'intérieur du bassin de Thau fermé et selon une conception bi-dimensionnelle en plan, semble avoir répondu à certains objectifs typologiques de la première phase du programme Écothau. Une interprétation des champs de vitesses issus du modèle remis dans un contexte probabiliste interannuel, et un traitement spatial du terme $(H^2 \cdot \bar{V}^2)$ assimilable à un coefficient effectif de dispersion horizontale par effet de cisaillement, permettent de proposer trois types de structures d'écoulement dans le bassin ainsi qu'un partage « diagonal » de son fonctionnement hydrodynamique. La partie occidentale du bassin, aux structures homogènes mais évolutives dans le temps, et faiblement sensible à l'égard du terme $(H^2 \bar{V}^2)$, correspondrait à une zone de distribution d'énergie dans l'écosystème. La partie orientale du bassin à la structure très hétérogène mais plus stable, beaucoup plus sensible à l'égard du terme $(H^2 \bar{V}^2)$, correspondrait au contraire, à une

zone de stockage ou de recharge énergétique pour l'écosystème.

Une validation à l'échelle interannuelle des structures probabilistes d'écoulement, après traitement spatial des termes d'énergie cinétique et de tension de fond, peut être obtenue par analogie avec la cartographie de la granulométrie du sédiment superficiel. Une validation, en temps réel, du comportement hydrodynamique du bassin peut être approchée par analogie avec les structures spatiales de la biomasse chlorophyllienne. Ces résultats encouragent à introduire les structures hydrodynamiques décrites, ainsi que le terme $(H^2 \bar{V}^2)$, dans les modèles biologiques qui seront développés au cours de la deuxième phase du programme Écothau. Cette confrontation aidera alors à préciser l'importance des variables hydrodynamiques dans la causalité des phénomènes hydrobiologiques.

Remerciements

L'auteur tient à remercier tout particulièrement Michel Amanieu et Claude Bocquillon, professeurs à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc; Jacques Lemoalle, responsable de l'UR 302 de l'ORS-TOM; Thierry Lebel, chercheur hydrologue au Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM, Geneviève Pena, du Laboratoire d'Hydrologie et d'Hygiène de la Faculté de Pharmacie de Montpellier, et Philippe Albertini, ingénieur au Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon.

RÉFÉRENCES

- Bowden K. F., 1965. Horizontal mixing in the sea due to a shearing current, *J. Fluid Mech.*, **21**, 83-95.
- Bowden K. F., 1983. *Physical Oceanography of coastal waters*, Ellis Horwood Series in Marine Science, Ellis Horwood Ltd. Publ.
- Csanady G. T., 1982. *Circulation in the Coastal Ocean*, D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland.
- Dronkers J. J., 1964. *Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters*, North Holland Publ. Comp., Amsterdam.
- Leendertse J. J., 1967. *Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation*, Rand Corporation, RM-5294-PR.
- Leendertse J. J., 1970. *A water quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. vol. 1: Principles of computation*, Rand Corporation, RM-6230-RC.
- Leendertse J. J., 1984. *Verification of a model of the Eastern Scheldt (NL)*, Rand Corporation -R-3108-NETH.
- Leendertse J. J., Gritton E. C., 1971. *A water quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. vol. 2: Computation Procedures*, Rand Corporation, R-708-NYC.
- Nihoul J. C. J., 1982. *Hydrodynamic models of shallow continental seas*, E. Riga Ed.
- Nihoul J. C. J., Runfola Y., Roisin B., 1980. Shear effect dispersion in a shallow tidal sea, in: *Marine Turbulence, Proc. 11th Int. Coll. Ocean Hydrodynamics*, edited by J. C. J. Nihoul, Elsevier Oceanogr. Sér., **28**, 345-361.
- Salomon J.-C., 1977. *Modélisation hydrodynamique des milieux côtiers*, Rapport CNEXO n° 77, Brest, France.
- Saffman P. G., 1962. The effect of wind shear on horizontal spread from an instantaneous ground source, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **88**, 382-393.
- Thouvenin B., 1983. *Modèle tridimensionnel de circulation et de dispersion pour des régions côtières à marée*, Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Bretagne Occidentale, 269 p.