

**MODELISATION DES MECANISMES HYDRODYNAMIQUES
DE PROPAGATION DE NUISANCES EN ZONE COTIERE**

PAR
JEAN PIERRE BENQUE
CHEF DU LABORATOIRE NATIONAL D'HYDRAULIQUE
DIRECTION DES ETUDES ET RECHERCHES, ELECTRICITE DE FRANCE
CHATOU, FRANCE
ET
JACQUES C.J. NIHOUL
PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE LIEGE
MECANIQUE DES FLUIDES GEOPHYSIQUES, UNIVERSITE DE LIEGE
LIEGE, BELGIQUE

**MODELLING OF HYDRODYNAMIC MECHANISMS OF
POLLUTANT PROPAGATION IN COASTAL ZONES**

JEAN PIERRE BENQUE
HEAD OF THE NATIONAL HYDRAULICS LABORATORY,
DEPARTMENT OF RESEARCH AND DESIGN,
ELECTRICITE DE FRANCE, CHATOU, FRANCE
AND
JACQUES C.J. NIHOUL
PROFESSOR AT THE UNIVERSITY OF LIEGE
(GEOPHYSICAL FLUID MECHANICS),
BELGIUM



DOCUMENT TECHNIQUE DE
L'AGENCE INTERNATIONALE DE L'ENERGIE ATOMIQUE, VIENNE, 1982

A TECHNICAL DOCUMENT ISSUED BY THE
INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, VIENNA, 1982

**PLEASE BE AWARE THAT
ALL OF THE MISSING PAGES IN THIS DOCUMENT
WERE ORIGINALLY BLANK**

The IAEA does not maintain stocks of reports in this series. However, microfiche copies of these reports can be obtained from

INIS Microfiche Clearinghouse
International Atomic Energy Agency
Wagramerstrasse 5
P.O. Box 100
A-1400 Vienna, Austria

on prepayment of Austrian Schillings 40.00 or against one IAEA microfiche service coupon.

**MODELISATION DES MECANISMES HYDRODYNAMIQUES
DE PROPAGATION DE NUISANCES EN ZONE COTIERE**

PAR
JEAN PIERRE BENQUE
CHEF DU LABORATOIRE NATIONAL D'HYDRAULIQUE
DIRECTION DES ETUDES ET RECHERCHES, ELECTRICITE DE FRANCE
CHATOU, FRANCE
ET
JACQUES C.J. NIHOUL
PROFESSEUR A L'UNIVERSITE DE LIEGE
MECANIQUE DES FLUIDES GEOPHYSIQUES, UNIVERSITE DE LIEGE
LIEGE, BELGIQUE



**DOCUMENT TECHNIQUE DE
L'AGENCE INTERNATIONALE DE L'ENERGIE ATOMIQUE, VIENNE, 1982**

IMPRIME PAR L'AIEA EN AUTRICHE
NOVEMBRE 1982

SOMMAIRE

Avant Propos	5
1. INTRODUCTION	9
1.1. Prédiction et modèles	9
1.2. Universalité du modèle mathématique	10
1.3. Modélisation d'un système marin	10
1.3.1. Ajustement de ces modèles	11
1.3.2. Le cas particulier des modèles littoraux	11
2. ASPECTS PHYSIQUES	12
2.1. Généralités sur les modèles	12
2.1.1. Fluctuations erratiques et valeurs moyennes	12
2.1.2. Spécificité des mers continentales	15
2.1.3. Questions à résoudre dans la modélisation du devenir d'une nuisance	16
2.2. Océanographie côtière à grande et moyenne échelles	17
2.2.1. Mers à faibles marées	17
2.2.2. Mers à fortes marées	26
2.2.3. Détermination des courants de dérive	33
2.3. Océanographie côtière à petite échelle	42
3. ASPECTS NUMERIQUES	44
4. OUVERTURE SUR D'AUTRES PROBLEMES	44
5. CONCLUSIONS	47
REFERENCES	99

Avant Propos

La Convention sur la prévention de la pollution marine par immersion de déchets et autres substances (Londres 1972) a confié à l'AIEA la responsabilité de définir des critères et de formuler à l'attention des Autorités Nationales des recommandations pour protéger l'environnement marin dans le cas d'immersion de déchets radioactifs, ou plus généralement de substances radioactives, en mer.

L'action de l'Agence en ce domaine s'est tout d'abord concrétisée par la préparation en 1976-1978 d'une "version révisée des définitions et recommandations" adoptée en Octobre 1978 et actuellement en vigueur dans le cadre de cette convention.

Cette réglementation prohibant l'immersion de certaines substances radioactives et subordonnant celle des autres à l'obtention d'un permis spécial, l'Agence s'est attachée, en 1979-1980, à définir des recommandations sur le choix des sites, la surveillance, et le conditionnement de ceux des déchets radioactifs dont l'immersion est autorisée à ces conditions.

Cependant, aucune matière n'étant dénuée de propriétés radioactives, l'Agence est conduite à définir des seuils d'activité en deçà desquels des rejets ordinaires ne relèveraient plus des règles spécifiques aux substances qualifiées de radioactives.

La définition d'un tel seuil désigné "de minimis", expression tirée de la maxime "de minimis non curat praetor" (il n'y a pas lieu de légiférer sur des vétilles), définition qui a fait l'objet d'un examen préliminaire par un groupe consultatif ad hoc, achoppe notamment sur la difficulté d'établir une correspondance entre la dose d'irradiation correspondant au seuil "de minimis" pour les populations concernées et les quantités de matières radioactives les générant.

Les experts consultés ayant estimé que toute substance échappant aux recommandations précédemment édictées étant vouées à des rejets littoraux et côtiers, dont on connaît très mal les mécanismes de dispersion, il importait en premier lieu de procéder à un bilan des connaissances en matière de modélisation côtière et régionale. (*)

(*) Consideration concerning "de minimis" quantities of radioactive waste suitable for dumping at sea under a general permit. Report of an Advisory Group Meeting organized by the IAEA and held in Vienna, 2 - 6 July 1979. IAEA-TECDOC-244, Vienna, 1981, 28 pages.

A cette fin, l'Agence a entrepris de recueillir, auprès d'experts qualifiés, toute information relative à la connaissance approfondie des mécanismes physiques de transport et d'accumulation sur des grandes distances et à long terme, dans une approche globale et prospective, tenant compte, dans la mesure du possible, des possibilités d'évolution climatique, géodynamique et humaine.

Dans le même temps, afin de disposer de premiers éléments d'appréciation, l'Agence a confié à deux groupes de consultants le soin d'élaborer respectivement les documents de travail suivants:

- l'un sur l'état des connaissances en matière de modélisation des processus hydrodynamiques littoraux;
- l'autre ayant pour objet l'inventaire critique des méthodes et techniques mises en oeuvre pour évaluer l'impact de rejets radioactifs littoraux existants.

Le présent rapport est relatif au premier point. Il a été élaboré fin 1981 par M. Jacques C.J. Nihoul, Professeur à l'Université de Liège (Belgique) et M. Jean Pierre Benqué, Directeur Adjoint au Laboratoire National d'Hydraulique (Electricité de France), Châtou (France).

Ce document de travail fait le point des connaissances dans le domaine de la modélisation mathématique en tirant notamment parti des documents et commentaires recueillis à cette époque, à l'issue d'une enquête effectuée par l'AIEA auprès des organismes et des spécialistes intéressés.

Parmi les scientifiques qui ont manifesté leur intérêt à cette démarche et ont le plus contribué à cet inventaire, nous nous devons de citer particulièrement, outre les auteurs du présent document de travail:

- Dr. Asker AARKROG, Dept. of Health Physics, RISØ National Laboratory, Denmark.
- Dr. Antonio ORTINS de BETTENCOURT, Laboratorio Nacional de Engenharia et Tecnologia Industrial, Lisboa, Portugal.
- Prof. Arrigo CIGNA, Laboratorio per lo Studio dell'Ambiente Marino, CNEN, Fiascherino, Italia.
- Dr. G.T. CSANADY, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Ma., USA.
- Dr. N.S. HEAPS, Institute of Oceanographic Sciences, Birkenhead, Merseyside, England.
- Dr. H. KAUTSKY, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, Bundesrepublik Deutschland.

- Dr. Gunnar KULLENBERG, Institut for Fysisk Oceanografi, Københavns Universitet, Denmark.
- Dr. J.L. MAUVAIS, Département Environnement Littoral et Gestion du Milieu Marin, CNEXO, Brest, France.
- Dr. E. MITTELSTAEDT, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, Bundesrepublik Deutschland.
- Prof. Dr. Martin MORK, Geofysik Institut, Universitetet I Bergen, Norge.
- Dr. C. PICHOT, Chef de l'Unité de Gestion du Modèle Mathématique Mer du Nord et Estuaire de l'Escaut, Bruxelles, Belgique.
- Dr. Allan R. ROBINSON, Division of Applied Sciences, Harvard University, Cambridge, Mass., USA.
- Dr. J.Cl. SALOMON, Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Dr. T.P. SARMA, Health Physics Division, Bhabha Atomic Research Centre, Trombay, Bombay, India.
- Prof. Dr. Makoto SHIMIZU, Department of Fisheries, Faculty of Agriculture, University of Tokyo, Japan.

Le document de travail ici présenté l'est dans deux versions, la version originale française et sa traduction en anglais. Remarques, commentaires et compléments d'information seront vivement appréciés, ils doivent être adressés à:

Section de Gestion des Déchets
 Division du Cycle Combustible Nucléaire
 Agence Internationale de l'Energie Atomique
 Wagramerstrasse 5, Postfach 100
 A-1400 Vienne, Autriche

J. Molinari
 Secrétaire Scientifique
 Avril 1982

1. INTRODUCTION

La présence de nombreuses variables indépendantes rend la description des systèmes naturels difficile. La simple collecte des données et leur compilation sont des tâches tellement considérables que l'on a souvent ignoré la nécessité de faire plus.

La situation préoccupante des problèmes de l'environnement réclame cependant une compréhension plus profonde et un contrôle plus strict et plus rationnel de celui-ci.

Surveillance, contrôle et gestion, ne sont possibles que si, pour une sélection de variables représentatives, on peut prédire l'évolution et, dans le cadre de contraintes et de tolérances appropriées, déterminer, par optimisation, les compromis indispensables entre les impératifs d'une industrialisation croissante et d'une société d'abondance et les nécessités de préserver les irremplaçables ressources naturelles.

1.1. Prédiction et modèles

Afin de prédire l'évolution de variables sélectionnées, on doit avoir une idée, un modèle de leur comportement.

Il existe différents types de modèles. Il y a tout d'abord les modèles littéraux, comme les modèles articulés, démontrant les mouvements possibles d'une jambe ou d'un bras ; il y a les modèles à échelle réduite, comme la maquette d'avion que l'on teste en soufflerie ; il y a les modèles analogiques qui simulent les phénomènes par d'autres qui leur sont complètement étrangers, mais qui ont un comportement analogue comme un circuit électrique reproduisant une interaction écologique ou un transfert de chaleur. De tels modèles peuvent être appelés iconiques car ils s'inspirent essentiellement d'une image concrète du phénomène. Ils sont avantageux pour les études préliminaires des problèmes simples. En particulier, les modèles à échelle réduite doivent se plier à des règles de similitude qui exigent qu'un certain nombre de combinaisons sans dimensions des paramètres fondamentaux conservent dans le modèle la même valeur que dans la réalité. Plus le problème est complexe, plus le nombre de ces combinaisons sans dimensions

est élevé et plus il est difficile de respecter toutes les règles de similitude.

A l'opposé de ces modèles iconiques, le modèle mathématique s'inspire d'une image abstraite du phénomène, un système de symboles et d'équations adapté au traitement numérique sur l'ordinateur.

1.2. Universalité du modèle mathématique

Le modèle mathématique a non seulement une portée quasi-illimitée, mais il contient en lui tous les modèles iconiques concevables. En effet, si des processus physiques distincts peuvent être utilisés pour simuler le même phénomène, c'est, fondamentalement, parce qu'ils sont décrits par les mêmes équations mathématiques et que les mêmes équations (soumises aux mêmes conditions initiales et aux mêmes conditions aux limites) donnent les mêmes solutions. Peu importe le sens du symbole mathématique : un potentiel électrique, une fonction de courant, une température, ...

1.3. Modélisation d'un système marin

Afin de modéliser un système marin, il est tout d'abord nécessaire de définir le système, sans ambiguïté, de le distinguer du monde extérieur et d'identifier les échanges entre le système et l'extérieur. La définition du système implique donc en premier lieu la spécification de sa configuration géographique et de la période de temps pendant laquelle on se propose de l'étudier.

Ceci n'est cependant pas suffisant pour définir le système. Il faut encore donner son envergure, c'est-à-dire identifier les propriétés du système réel qui sont essentielles et déterminer combien d'entre elles sont requises, dans le cadre des objectifs du modèle, pour fournir une description satisfaisante (la plus simple possible) du système. Il est clair que l'envergure du modèle est en relation directe avec son propos et que la finesse de reproduction de la nature que l'on souhaite obtenir dépend de l'utilisation que l'on veut faire de la réponse du modèle.

La complexité d'un modèle va donc dépendre des questions qui lui sont posées et un même système naturel peut être représenté par plusieurs systèmes-modèles qui diffèrent par leur envergure et qui engendrent des types différents de modèles mathématiques selon leurs desseins particuliers.

1.3.1. Ajustement de ces modèles

Les conditions aux limites qu'il faut fournir aux modèles mathématiques dépendent également de la complexité de celui-ci. Il faut insister ici sur le fait que ces conditions aux limites doivent être déterminées indépendamment, soit par des mesures directes sur le terrain, soit par les résultats d'autres modèles. Ces conditions aux limites doivent être données en permanence, c'est-à-dire pendant toute la période de temps couverte par la simulation.

La nécessité de limiter l'envergure du système, c'est-à-dire de réduire au maximum les variables représentatives dont le modèle mathématique doit prédire l'évolution, entraîne l'apparition dans les équations du modèle de paramètres tels que vitesse de sédimentation, coefficient de diffusion, coefficient de friction, etc... Ces paramètres sont en général connus dans une très large mesure par la mécanique des fluides, cependant la valeur précise de coefficients numériques intervenant dans leur formulation dépend des conditions particulières du système étudié, et la détermination de ces coefficients requiert des données expérimentales supplémentaires afin de "calibrer" le modèle.

1.3.2. Le cas particulier des modèles littoraux

Il faut distinguer entre les données expérimentales nécessaires à la détermination des conditions aux limites et les données nécessaires à la calibration du modèle. En effet, tandis que les premières doivent être recueillies de façon continue à tous moments le long des frontières du système étudié, les secondes seront récoltées pendant une période de temps limitée sur tout l'ensemble du système (en pratique, aux noeuds d'un réseau expérimental d'observations).

Dans le cas particulier qui fait l'objet du présent rapport, où le système considéré est une zone côtière, les limites du système sont constituées, d'une part par la côte, et d'autre part par des frontières en mer ouverte. La détermination des conditions aux limites sur ces frontières en mer ouverte est délicate, elle requiert soit un déploiement permanent de systèmes d'acquisition des données, soit l'utilisation en parallèle d'un modèle à plus grande échelle.

Les mécanismes hydrodynamiques de propagation de nuisances en zone côtière peuvent être divisés en deux catégories : d'une part les mécanismes à petite échelle agissant au voisinage du point de re-

jet et en grande partie influencés par les caractéristiques du rejet lui-même (vitesse du jet, température, ...) ; d'autre part des mécanismes à grande et moyenne échelles affectant l'ensemble de la zone et déterminés essentiellement par les propriétés mécaniques et thermodynamiques du milieu ambiant.

Les mécanismes à petite échelle peuvent être étudiés soit par modèles réduits, soit par modèles mathématiques. Les phénomènes à grande et moyenne échelles nécessitent le plus souvent des modèles mathématiques. Les dimensions de la zone étudiée ne permettent en général pas des modèles à échelle réduite sans violer des règles de similitude relatives par exemple à la profondeur, à la rugosité du fond, etc... Les interactions entre les phénomènes à petite échelle et les phénomènes à grande et moyenne échelles recommandent l'utilisation généralisée des modèles mathématiques.

2. ASPECTS PHYSIQUES

2.1. Généralités sur les modèles

Un même système marin, une zone côtière par exemple, peut être étudié par différents modèles, les uns plus élaborés que les autres, en fonction des objectifs de ces modèles, c'est-à-dire des questions qui lui sont posées. Ces différents modèles apparaissent tous comme des sous-ensembles d'un modèle universel général. Les équations de ce modèle universel sont connues, ce sont les équations fondamentales de la mécanique des fluides (e.g., LANDAU et LIFSCHITZ, 1959, BATCHELOR, 1967, NIHOUL, 1975). Ce sont ces équations qu'il faut particulariser à chaque problème et à chaque niveau de difficultés.

2.1.1. Fluctuations erratiques et valeurs moyennes

L'observation révèle que les variables caractérisant le milieu marin (vitesse, température, ...) ont un comportement désordonné caractérisé par des fluctuations erratiques. Deux enregistrements exécutés dans les mêmes conditions fournissent des signaux qui, s'ils ont tous deux cette allure désordonnée, ne sont absolument pas superposables. En combinant cependant les résultats de plusieurs expériences réalisées dans les mêmes conditions, on voit apparaître une moyenne significative et reproductible; en ce sens qu'une autre série, suffisamment longue, d'expériences identiques fournira la même moyenne. Il est évident que ce sont ces moyennes que les modèles mathématiques doivent s'attacher à

décrire. Il serait en effet à la fois sans intérêt pour l'exploitation du modèle et impossible aux ordinateurs actuels de prédire le détail des fluctuations.

En pratique, les moyennes ne sont évidemment pas calculées à partir de la superposition d'un très grand nombre d'expériences identiques ; on fait des moyennes spatiales, ou le plus fréquemment, temporelles. Le choix de la période de temps T sur laquelle la moyenne est effectuée est extrêmement important. En effet, tous les phénomènes dont les temps caractéristiques sont beaucoup plus grands que T pourront être décrits de façon déterministe par le modèle ; tous les phénomènes dont les temps caractéristiques sont beaucoup plus petits que T seront lissés par l'opération de moyennes et n'apparaîtront plus dans le modèle qu'à l'intervention des effets non-linéaires et d'une manière globalisée.

A titre d'exemple, un modèle préoccupé de déterminer la circulation résiduelle en Mer du Nord, par exemple, c'est-à-dire la circulation quasi-stationnaire à grande échelle, pourra considérer des moyennes sur des temps T de l'ordre de plusieurs périodes de marées (un à plusieurs jours). Dans ces modèles, les marées, les tempêtes, les courants induits par le vent, etc... ne seront pas reproduits explicitement, et seule leur action globale sur la circulation résiduelle sera prise en compte sous une forme paramétrisée. Si, au contraire, le modèle veut reproduire les marées et les tempêtes, il devra considérer des moyennes sur des temps de quelques dizaines de minutes. Ces moyennes représenteront à la fois les courants résiduels et les courants de marées et de tempêtes, et c'est uniquement la turbulence tri-dimensionnelle qui sera globalisée et paramétrisée.

En résumé, en raison de la variabilité naturelle du milieu marin (e.g., MONIN et al., 1977), à toute échelle de temps ou d'espace où l'on se place, on peut distinguer des phénomènes aux fluctuations plus lentes, et qui paraissent ordonnés, et des phénomènes aux fluctuations plus rapides, et qui paraissent complètement aléatoires. Les premiers jouent un rôle déterministe (transport des masses d'eaux, convection de la chaleur, ...) ; les seconds jouent un rôle statistique, l'agitation désordonnée qu'ils représentent contribuant à l'instar de l'agitation moléculaire, mais de façon beaucoup plus efficace, à la diffusion en mer.

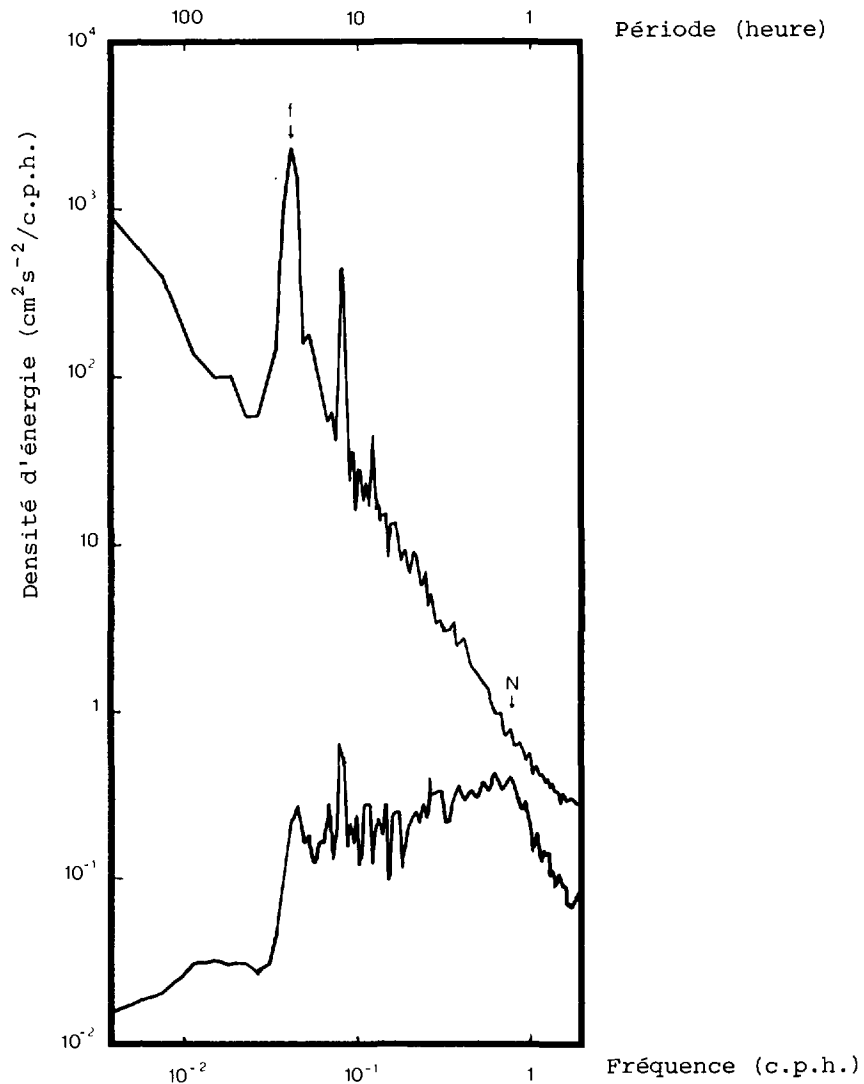


fig. 1.

Spectres de l'énergie cinétique horizontale (courbe supérieure) et verticale (courbe inférieure) mesurés à 1500 m de profondeur pendant l'expérience MODE I.

Cette figure illustre la variabilité naturelle du milieu marin. On y distingue nettement les phénomènes à macro-échelle (à gauche du pic marqué f) associés aux gyres océaniques et aux tourbillons synoptiques, les phénomènes à méso-échelle (entre f et N) affectés par la stratification comme le montre la comparaison des spectres d'énergie horizontale et verticale et enfin les phénomènes à micro-échelle (à droite de N) constitués par la turbulence tri-dimensionnelle avec des énergies horizontale et verticale du même ordre de grandeur et des pentes analogues pour les deux spectres. (Nihoul, 1979).

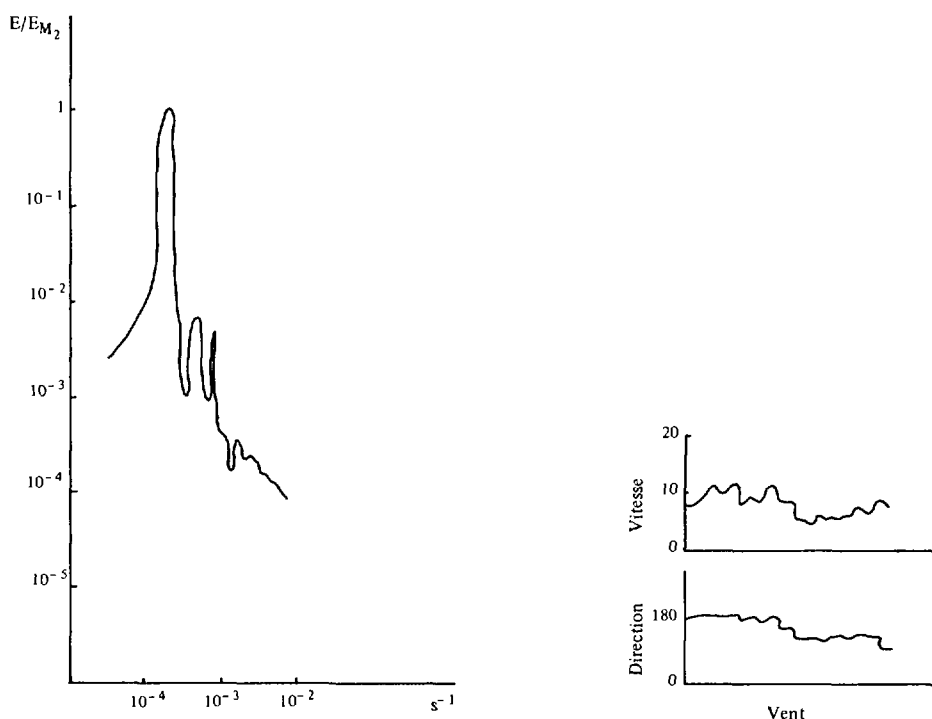


fig. 2.

En haut : densité spectrale d'énergie observée pendant une expérience de traceur en mer du Nord en octobre 1969 (le spectre est normalisé avec la densité d'énergie de la marée M_2). En bas : enregistrement du vent pendant l'expérience. (Talbot, 1972).

2.1.2. Spécificité des mers continentales

Dans les mers continentales, comme il a été mentionné plus haut à propos de la Mer du Nord, on peut généralement distinguer :

- 1.- des phénomènes à la macro-échelle constitués par une circulation résiduelle quasi-stationnaire (à variations saisonnières, par exemple) fréquemment de faible amplitude et correspondant souvent à l'aboutissement sur le plateau continental de grands courants océaniques ;
- 2.- des phénomènes à méso-échelle associés aux marées, aux tempêtes, aux oscillations d'inertie, aux modifications de la couche de surface de la mer en réponse aux variations diurnes d'insolation et enfin, aux oscillations internes au sein du fluide stratifié ;
- 3.- des phénomènes de turbulence à la micro-échelle affectant toute la colonne d'eau dans des mers peu profondes comme la Mer du Nord, ou se présentant de façon intermittente, par paquets, dans les régions stratifiées.

Dans les zones côtières, la faible profondeur, la friction importante sur le fond, assurent en général une turbulence bien développée, mais une certaine stratification peut dans certains cas persister, liée par exemple à des apports d'eau douce par des émissaires côtiers, ou le rejet étudié lui-même. Des phénomènes particuliers à ces régions très proches de la côte, tels que des courants de densité, des courants dus aux houles, etc..., devront, dans certains cas, être pris en considération.

La stratification qui vient d'être mentionnée correspond à la superposition dans le champ de pesanteur de couches de caractéristiques différentes (masse volumique, température, ...). Elle consiste donc en une organisation du milieu marin et va donc à l'encontre de l'agitation turbulente. Il s'ensuit que ces deux effets sont en compétition : la turbulence tend à homogénéiser les masses d'eau, la stratification tend à inhiber la turbulence. L'importance relative de ces deux effets est mesurée par des nombres sans dimension, tels que le nombre de Richardson, le nombre de Richardson de flux, ... et les coefficients de diffusion turbulente doivent être considérés comme des fonctions de ces paramètres sans dimension (e.g., TURNER, 1973).

2.1.3. Questions à résoudre dans la modélisation du devenir d'une nuisance

Les modèles hydrodynamiques déterminent en premier lieu les courants en fonction du temps et de l'espace ; ceux-ci peuvent alors être substitués dans l'équation qui gouverne la propagation d'un contaminant. Si ce contaminant est miscible à l'eau et passif, sa dispersion est le résultat du transport par les courants et de la diffusion turbulente. Il est possible de considérer des contaminants non strictement miscibles, tels que des suspensions qui se déposent sur le fond, ou des hydrocarbures qui se massent en surface. Les équations doivent alors contenir un terme représentant le phénomène de sédimentation ou d'ascension. Si le constituant n'est pas passif, c'est-à-dire s'il interagit (chimiquement ...) avec d'autres constituants, il est nécessaire de résoudre en parallèle les équations de dispersion des différents constituants impliqués dans ces interactions. Le problème peut alors devenir rapidement très volumineux. Dans de nombreux cas cependant, on peut faire l'hypothèse que le constituant est semi-passif, c'est-à-dire que les variations de sa concentration qui sont dues à des interactions peuvent être présentées dans les équations par des termes qui ne dépendent que de la concentration de ce constituant. C'est le cas par exemple d'une substance radio-active dont le taux de décroissance ne dépend que de la concentration de cette substance.

Des problèmes plus complexes, tels que les problèmes diphasiques créés par la présence simultanée de gaz et d'eau, présentent un niveau de difficultés nettement plus important et les modèles mathématiques existants sont encore, dans ce domaine, largement inadéquats.

2.2. Océanographie côtière à grande et moyenne échelles

Dans ces problèmes, les longueurs caractéristiques des variations horizontales sont toujours beaucoup plus grandes que la profondeur. Les accélérations verticales sont négligeables vis-à-vis de l'accélération de la pesanteur et la force de pesanteur est reprise par le gradient vertical de pression, comme dans le cas d'un équilibre hydrostatique.

2.2.1. Mers à faibles marées

Dans les mers à faibles marées, comme la Mer Méditerranée, la force motrice principale est l'action du vent en surface. Les coups de vent génèrent des oscillations d'inertie auxquelles correspondent des courants de plusieurs dizaines de centimètres par seconde s'amortissant avec la profondeur. Le vent est également responsable de la déformation de la surface de la mer avec apparition de houles et de vagues ; ces dernières se brisent et de l'énergie est transférée de la couche limite atmosphérique à la couche supérieure de la mer. Cette énergie se traduit en turbulence tendant à mélanger les couches supérieures de la mer et à homogénéiser leurs caractéristiques. Lorsque le vent se maintient, la turbulence pénètre de plus en plus profondément et la couche de mélange s'approfondit. En dessous de la couche de mélange, on observe en général un saut relativement brutal de densité, c'est-à-dire une zone de stratification intense. En dessous de cette zone étroite, les profondeurs de la mer sont stratifiées de façon plus régulière et plus douce. La dispersion d'un contaminant dans ces trois couches est très différente. Dans la couche de surface, la diffusion verticale est importante ; dans les couches profondes, la turbulence est inhibée par la stratification, elle est intimement liée à la présence d'oscillations liées à cette stratification, les ondes internes ; elle présente souvent un caractère intermittent et le coefficient de diffusion turbulente est fonction de la stratification ; enfin, la couche intermédiaire, caractérisée par des gradients extrêmement importants de masse spécifique et de température constitue, à l'instar d'ailleurs de l'inversion atmosphérique bien connue, un véritable barrière à la diffusion verticale des polluants. Il n'est par rare d'ailleurs que les surfaces de discontinuité entre des couches de caractéristiques différentes soient inclinées sur l'horizontale et coupent la surface de la mer. Ces "fronts" sont souvent le siège de

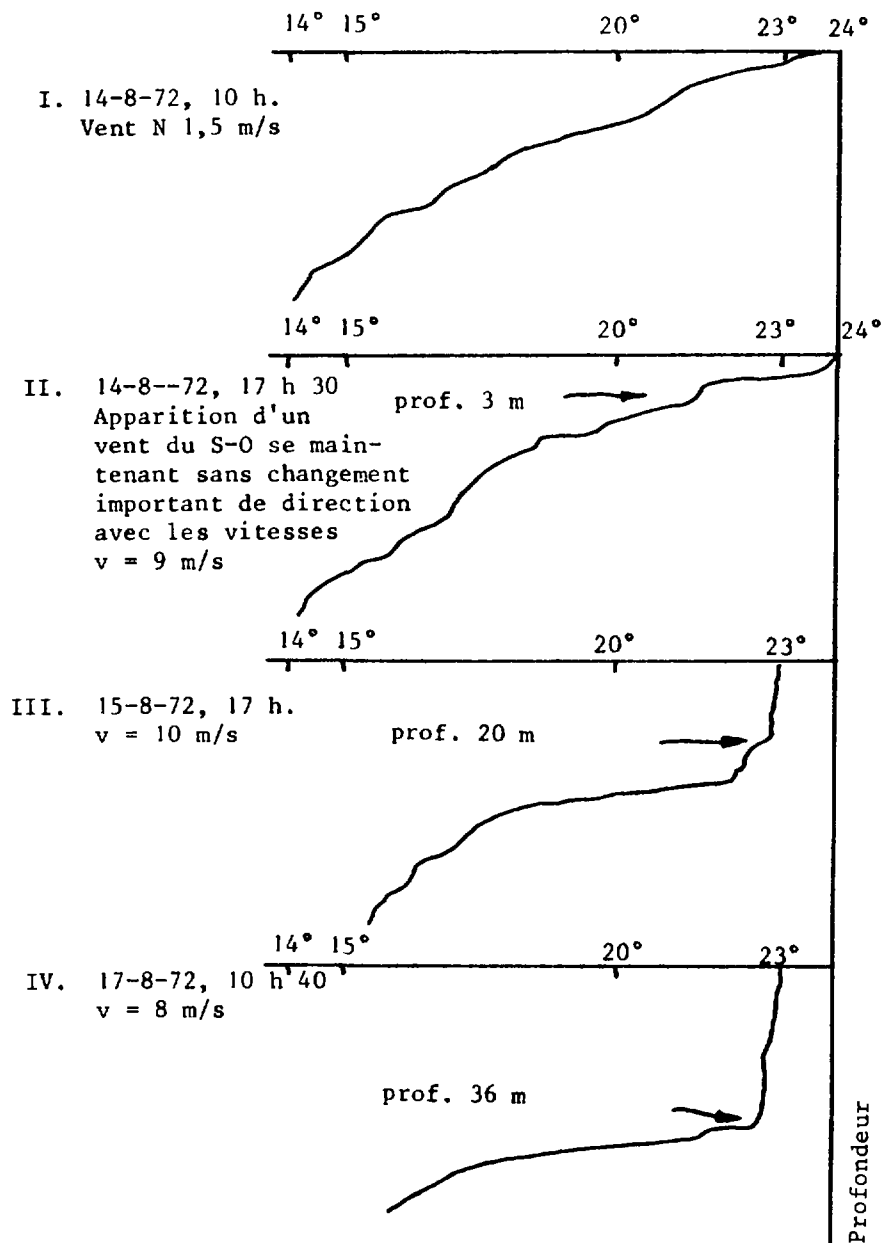


fig. 3.

Formation d'une couche de mélange à la surface de la mer sous l'action du vent (d'après des observations faites en Méditerranée). On constate la disparition de la stratification dans la couche supérieure accompagnée d'un renforcement de celle-ci au bas de la couche où le gradient de température (et par conséquent de densité) devient énorme. Cette région appelée "thermocline aiguë" constitue une barrière à la diffusion des polluants. (Nihoul et al., 1982).

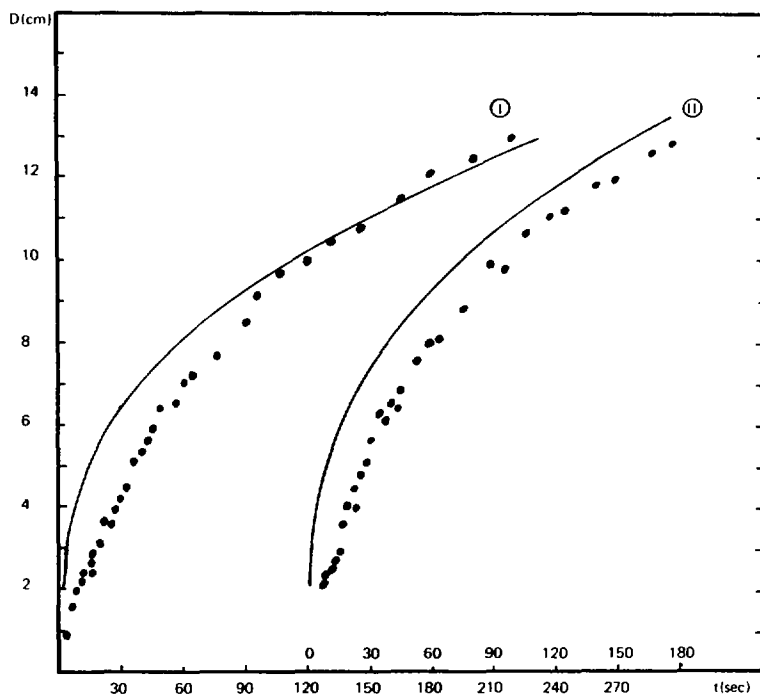


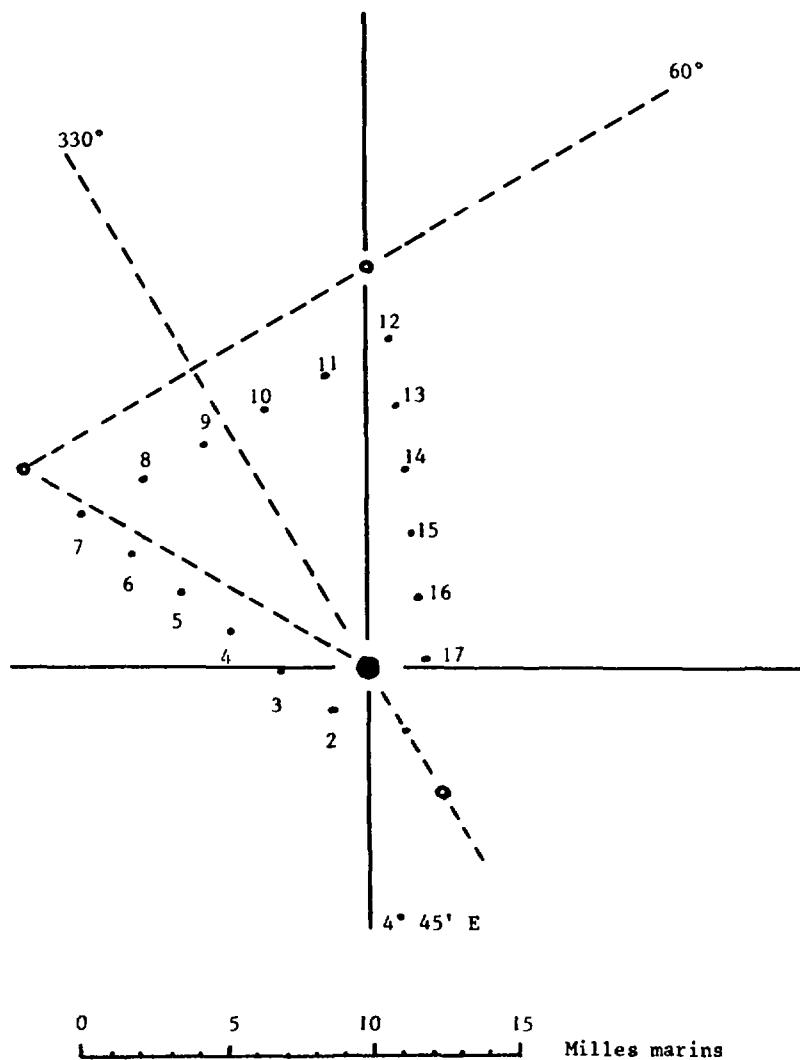
fig. 4.

Profondeur de la couche de mélange dans un fluide stratifié en fonction du temps. Les points représentent les valeurs observées dans deux situations typiques. Les courbes en trait plein ont été tracées à partir des prédictions du modèle dans les mêmes situations. (Kitaigorodskii, 1979).

courants ascendants et descendants qui sont responsables du phénomène bien connu de résurgence d'eaux profondes.

La structure verticale compliquée exige des modèles hydrodynamiques tri-dimensionnels, ou pour le moins des modèles à plusieurs couches. Dans ces modèles, les termes non-linéaires ne peuvent pas être négligés et leur complexité est grande. Des prévisions à court terme sont possibles avec une bonne approximation, mais les prévisions à long terme sont difficiles.

En effet, les phénomènes à grande échelle de temps résultent, d'une part de l'action directe de forces atmosphériques ayant des échelles de temps comparables, mais d'autre part des interactions non-linéaires des phénomènes transitoires aux méso-échelles. Ainsi, par exemple, la détermination de la circulation moyenne résiduelle sur une période de temps d'une semaine ou d'un mois exige, afin de pouvoir en paramétriser l'action, la détermination des phénomènes transitoires qui ont lieu pendant cette semaine ou ce mois, c'est-à-dire un volume de calculs gigantesques et de surcroît, l'observation des conditions aux limites sur les frontières en mer ouverte du modèle pendant toute cette période.



- BOHRA II
- Mouillages (courantomètres, thermistors)
- Stations

fig. 5a.

Expérience MILDEX (1976). Disposition des points de mesure autour de la bouée Bohra II. Le but de l'expérience était d'évaluer la variabilité horizontale de la couche de mélange et la déformation de la thermocline aiguë. Les résultats sont présentés aux figures 5b et 5c. (Nihoul et al., 1982).

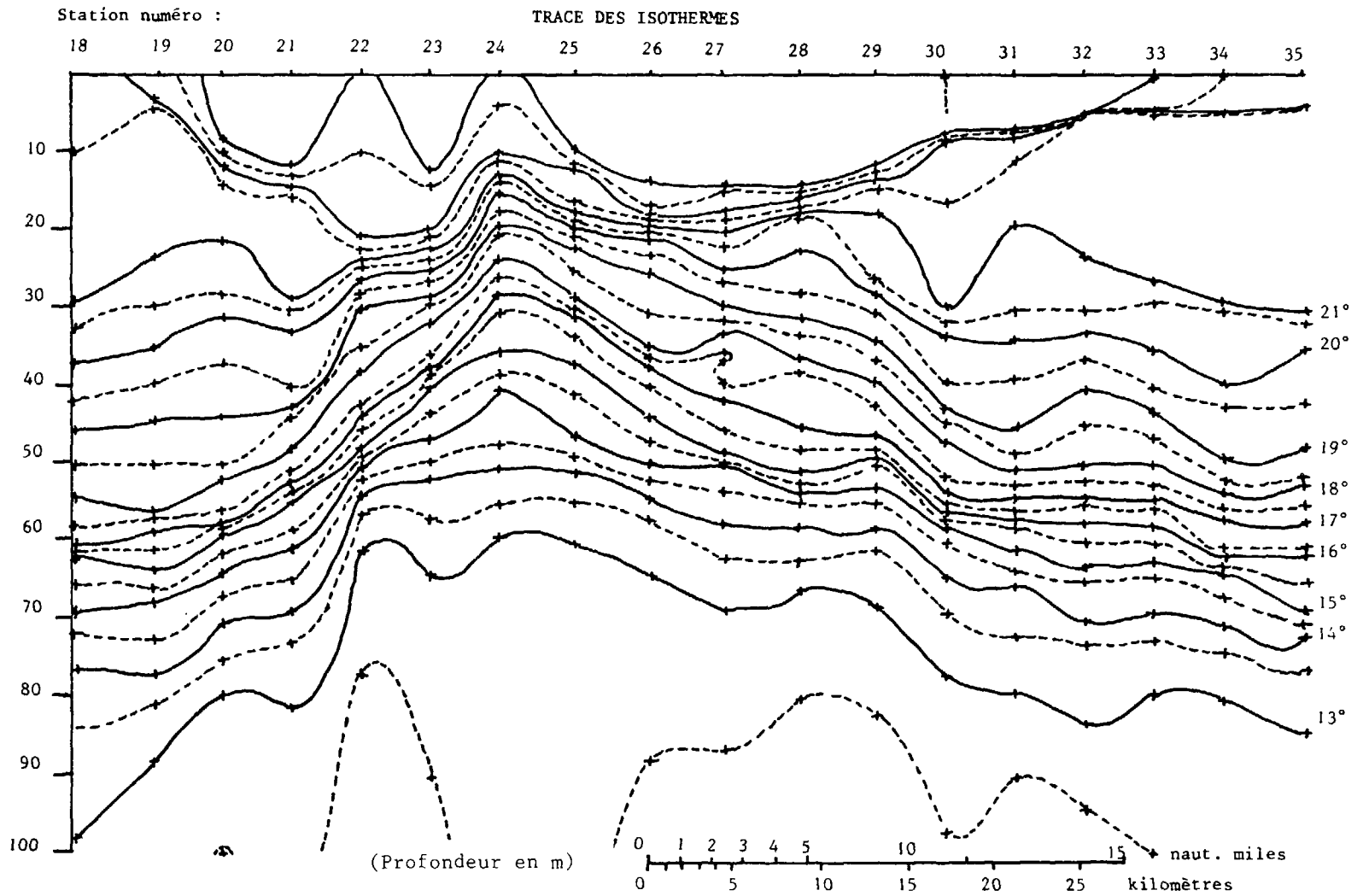


fig. 5c.

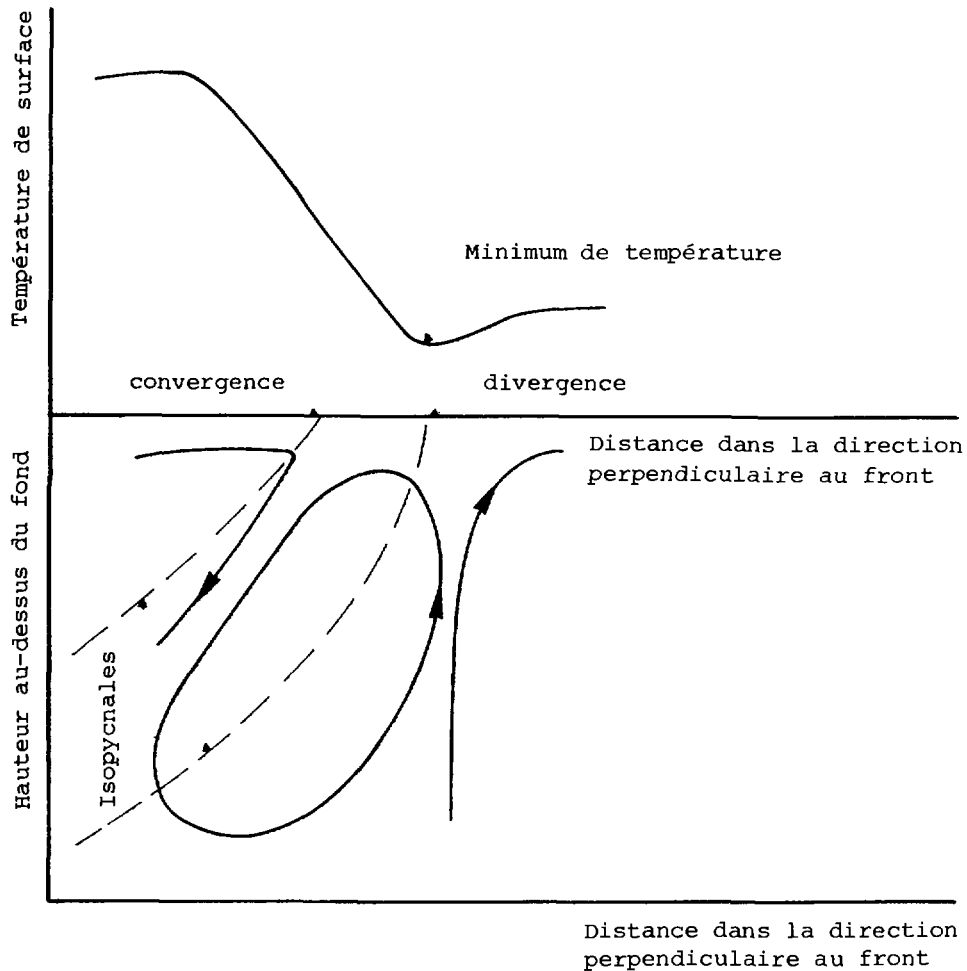


fig. 6.

Représentation schématique de la circulation verticale à l'endroit d'un front. (Nihoul, 1981).

L'ampleur du travail préalable nécessaire pour déterminer les conditions hydrodynamiques locales a conduit au développement de modèles de diffusion simplifiés. Dans ces modèles, le champ de courant est très schématique (le plus souvent, les courants sont supposés uniformes dans l'espace) et les coefficients de dispersion-diffusion sont évalués sur le site par le rejet d'un traceur. On trouve ainsi des coefficients de diffusion qui évoluent avec le temps (cela signifie en fait que l'échelle sur laquelle la moyenne est faite grandit au cours du temps avec la dimension de la tache). Ce type de coefficient simule les effets des hétérogénéités spatiales de vitesse autant que la diffusion proprement turbulente. Ils conviennent à une représentation simplifiée du phénomène de diffusion dans une région et dans des conditions bien spécifiques. Ils ne peuvent pas être utilisés dans des modèles plus élaborés (e.g., KULLENBERG, 1974, OKUBO, 1980).

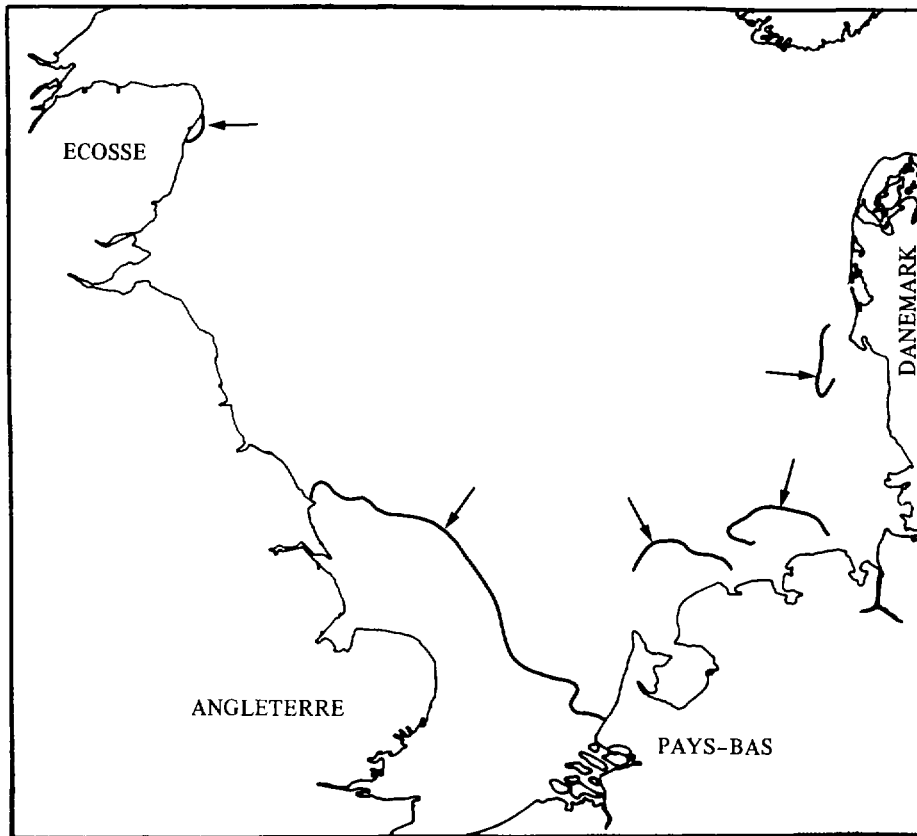


fig. 7.

Position des fronts susceptibles d'apparaître en mer du Nord. (Nihoul, 1980).

Les observations révèlent que les fronts sont souvent instables et forment des méandres d'amplitude croissante. Ces méandres engendrent des tourbillons cycloniques s'étendant sur quelque 20 à 40 km et ayant une durée de vie de plusieurs jours (Pingree, 1978; Pingree and Griffiths, 1978). En été, ces tourbillons cycloniques jouent un rôle important dans le transfert de chaleur, de sels et de nutriments au travers des régions stratifiées. Il est vraisemblable qu'ils ont une influence déterminante sur la productivité primaire par le transport de nutriments et de phytoplancton à travers la zone de front (Pingree et al., 1979).

Comparant le taux de croissance du phytoplancton et la durée de vie des tourbillons cycloniques, Pingree émet l'hypothèse que la croissance de la population pouvait se produire précisément dans le processus de transfert par les tourbillons (Pingree et al., 1979). La figure 8 montre une remarquable cohérence entre les distributions en surface de la température, de la salinité et de la chlorophylle a reflétant la structure du tourbillon cyclonique telle qu'elle apparaît sur la photo infra-rouge (Pingree et al., 1979).

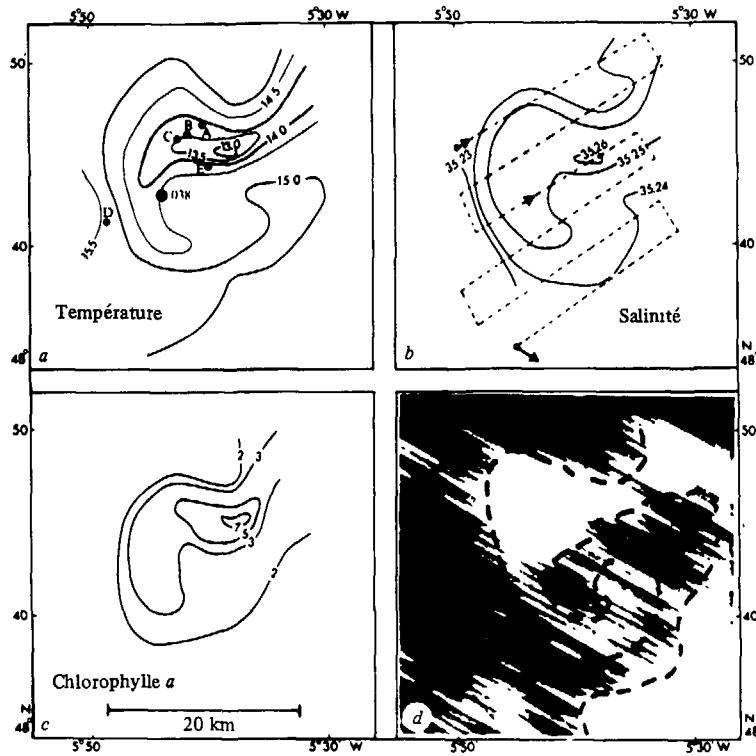


fig. 8.

Un exemple de distribution en surface de température, salinité et chlorophylle *a* reflétant une structure de tourbillon cyclonique. (Pingree et al., 1979).

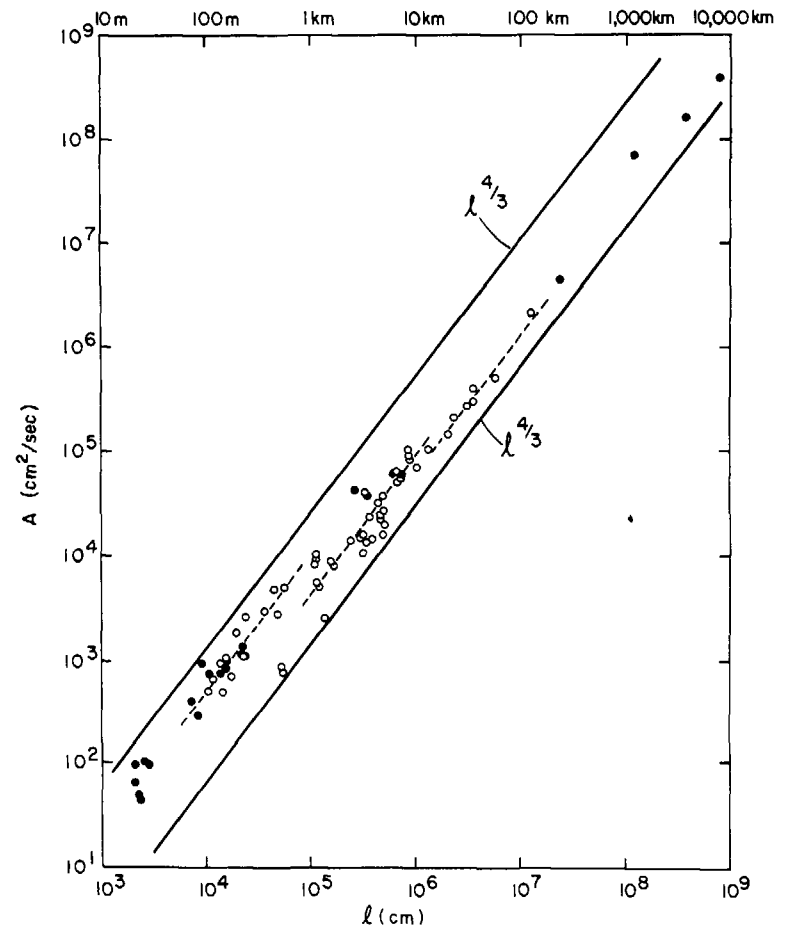


fig. 9.

Relation entre la diffusivité horizontale A et l'échelle du phénomène. (Okubo, 1980).

2.2.2. Mers à fortes marées

Dans des mers peu profondes, comme la Mer du Nord, où les marées sont intenses (les vitesses de courants peuvent excéder 1 m/sec), la turbulence générée par la friction des courants sur le fond assure un excellent mélange vertical et on peut souvent se borner à la détermination des moyennes verticales des courants et des concentrations. Les équations sont obtenues en intégrant les équations tri-dimensionnelles sur la verticale, et dans cette intégration, les termes non-linéaires donnent deux contributions, dont la première est associée au produit des moyennes, et la seconde à la moyenne du produit des déviations par rapport aux moyennes. Ce terme a une structure analogue à celui que l'on obtient par une moyenne temporelle et qui contient le produit des fluctuations à plus petite échelle. L'expérience montre que ce terme a un rôle identique et qu'il contribue à la diffusion horizontale (e.g., BOWDEN, 1965, 1972, NIHOUL et al., 1980, WARLUZEL et BENQUE, 1980). Lié à l'existence d'un gradient vertical de vitesse, cet effet est appelé "effet cisailant".

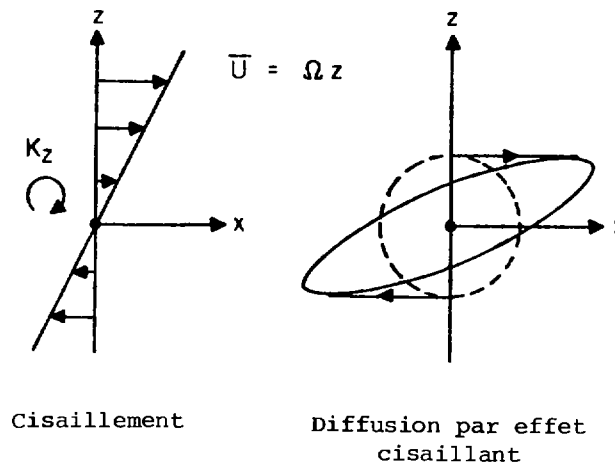
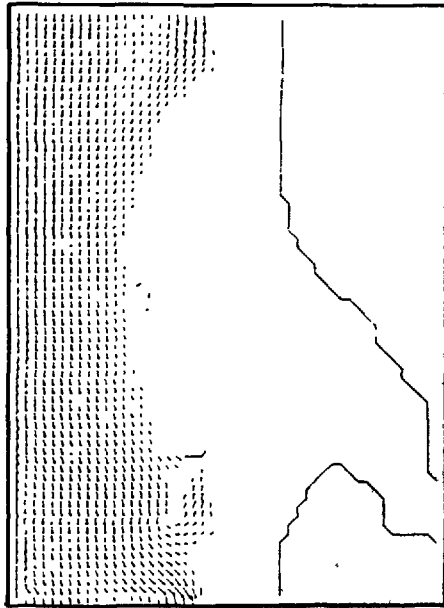


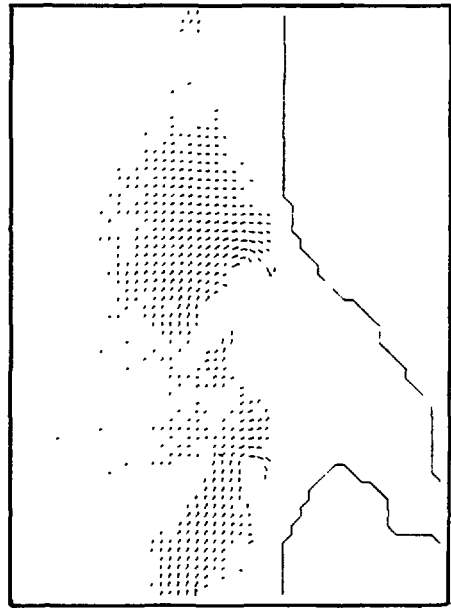
fig. 10.

L'influence du vent se combine évidemment à celle de la marée et il en résulte des phénomènes à la méso-échelle extrêmement intenses.

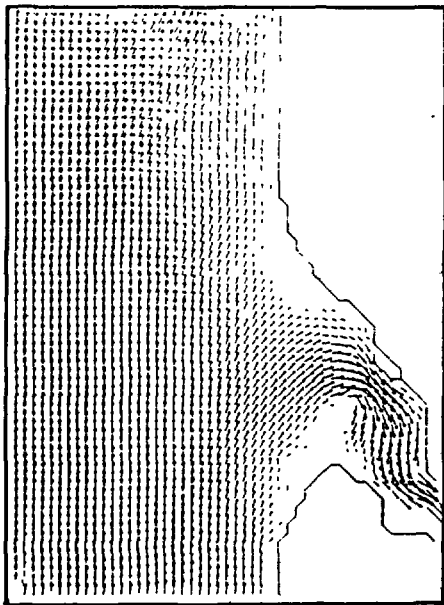
Dans ces conditions, les termes non-linéaires associés dans les équations à l'advection, au frottement sur le fond et à la variation de bathymétrie dans les zones côtières très irrégulières (bancs découvrants) ne peuvent être négligés.



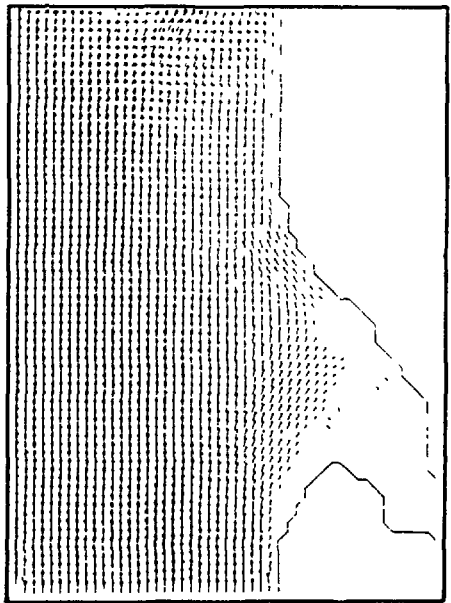
Champ de vitesses, 4 h avant PM



Champ de vitesses, 3 h avant PM



Champ de vitesses, 1 h avant PM



Champ de vitesses à PM

0 400 800m

Echelle de longueur

0 1m/s

Echelle de vitesse

fig. 11a.

Courants de marée dans l'estuaire de la Canche
(Benqué et al., 1981b).

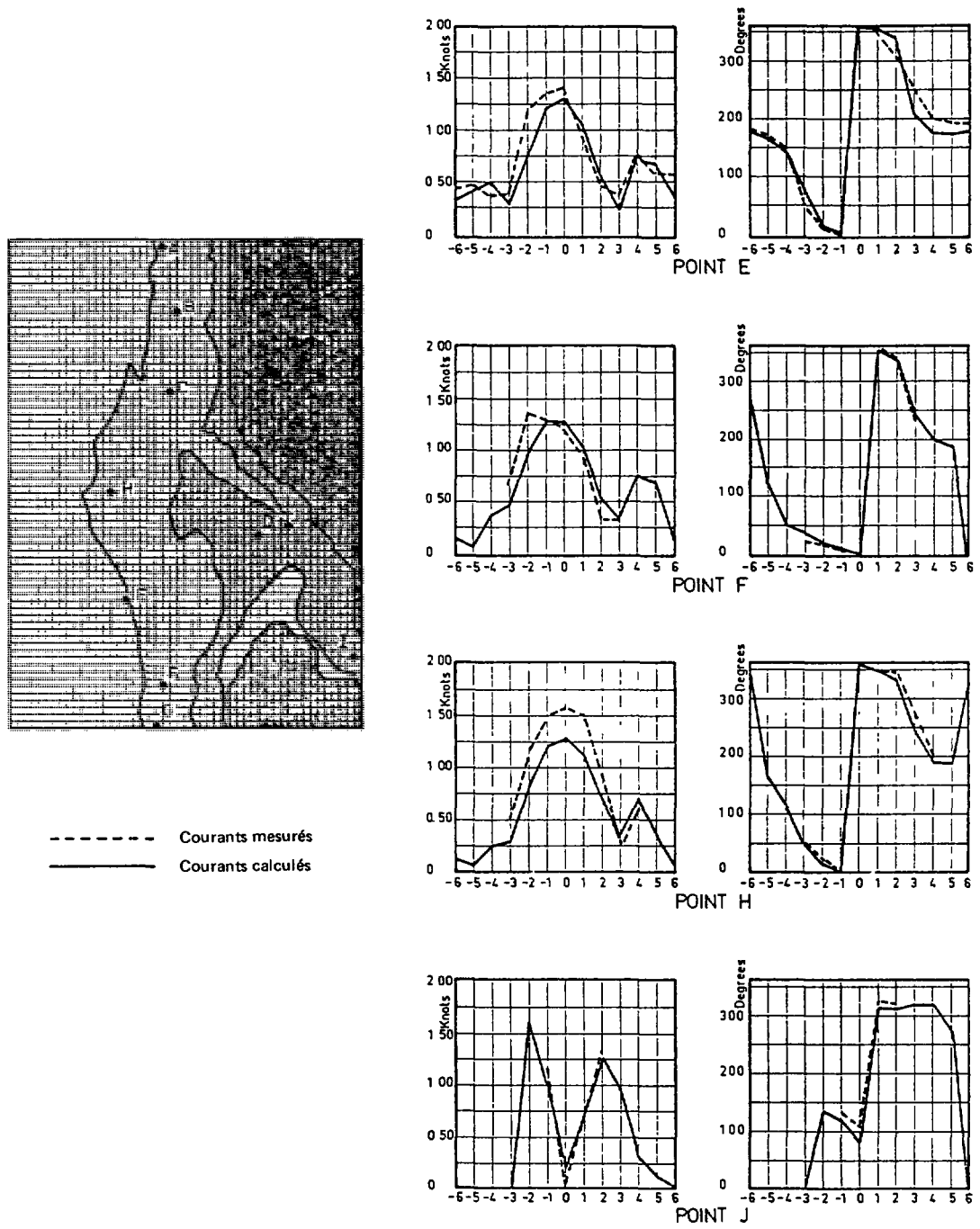


fig. 11b.

Comparaison entre les courants calculés et mesurés dans l'estuaire de la Canche. (Benqué et al., 1981b).

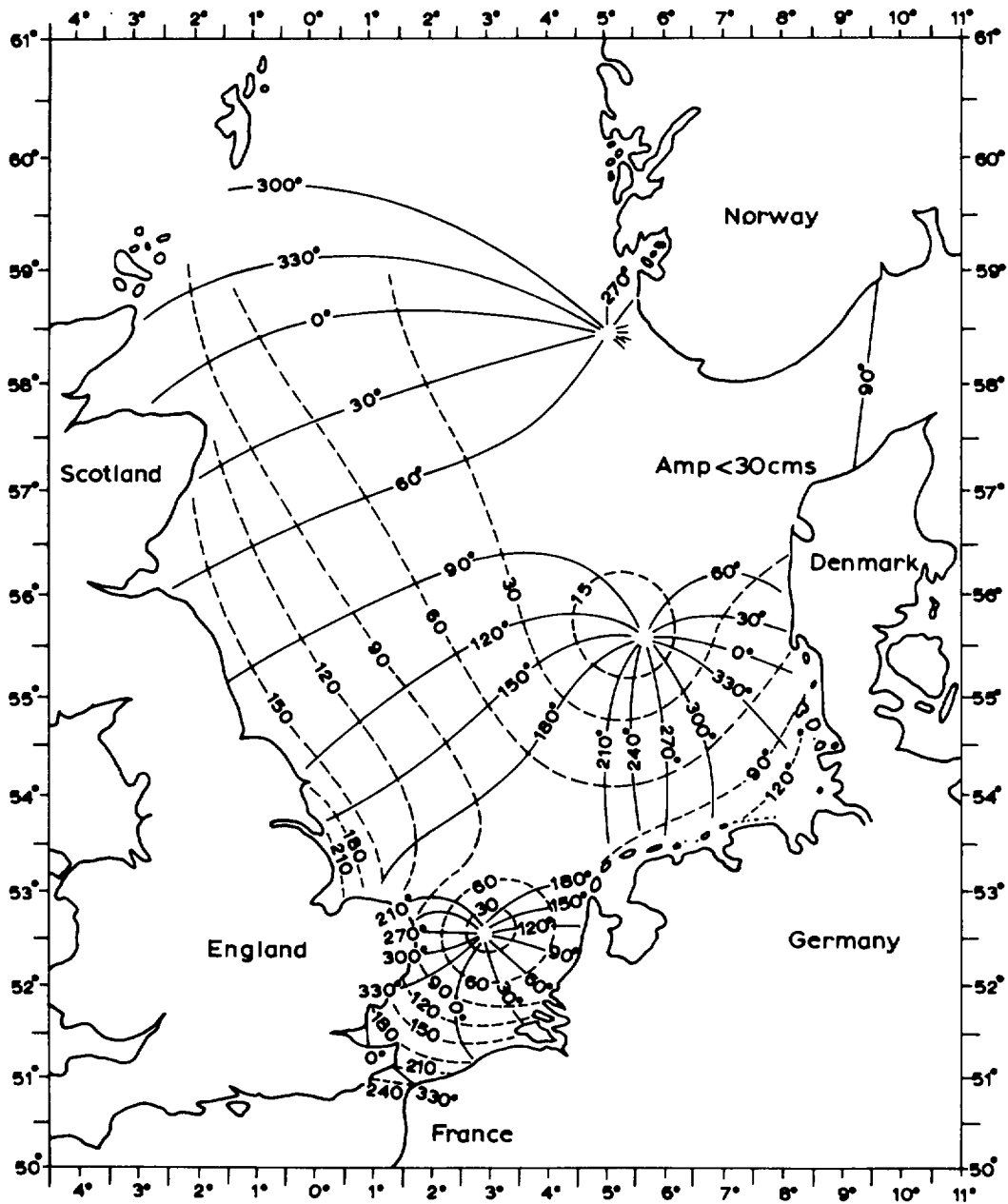


fig. 12a.

Lignes d'égales phases et d'égales amplitudes de la marée M_2 en mer du Nord selon les observations. (Proudman et Doodson, 1924).

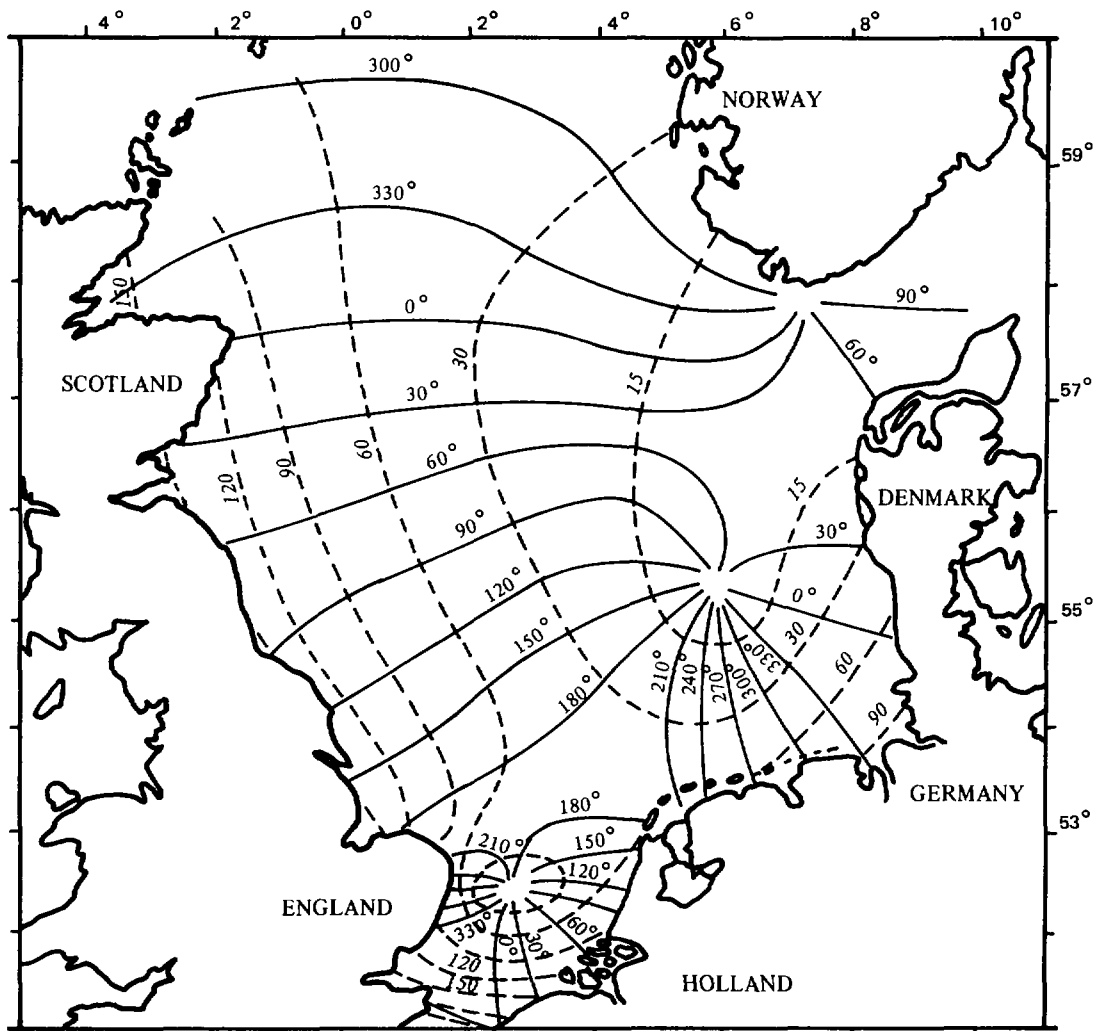


fig. 12b.

Lignes d'égales phases et d'égales amplitudes de la marée M_2 en mer du Nord selon les résultats du modèle mathématique. (Ronday, 1976).

La comparaison entre les prédictions des modèles mathématiques et les observations montrent, comme à la figure 11, un excellent accord. Les modèles mathématiques, qui ne demandent qu'un effort expérimental très limité (conditions aux limites), constituent par conséquent un moyen d'approche de l'hydrodynamique marine pratique et efficace.

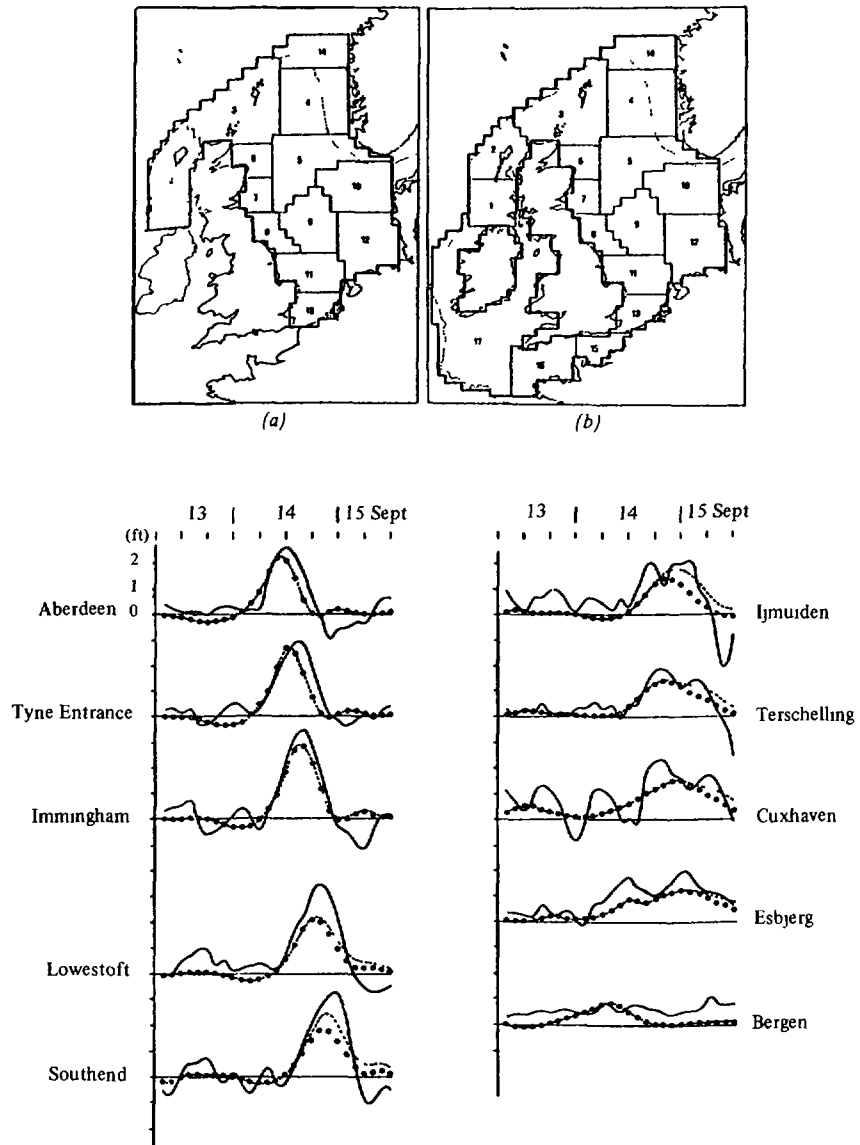
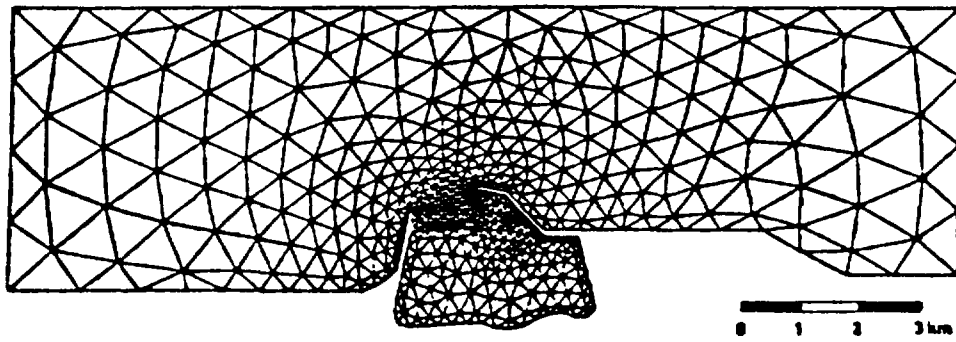


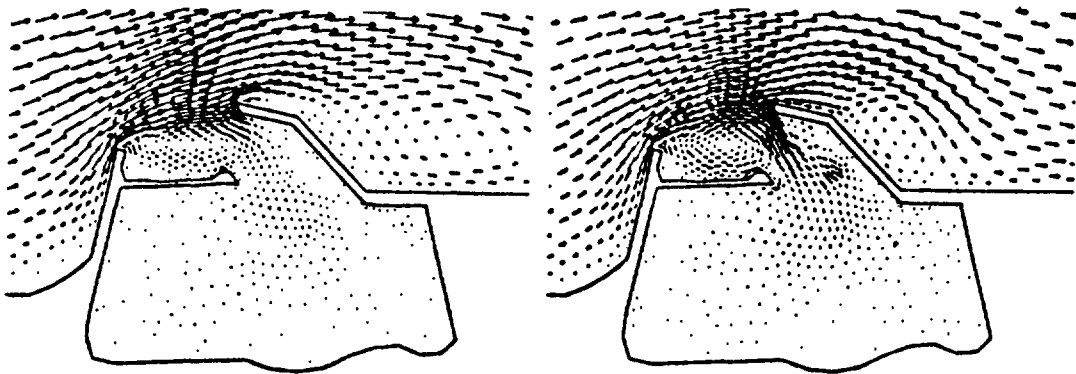
fig. 13.

Tempête du 13 au 15 septembre 1956. (Heaps, 1969).
 ——— résiduels après soustraction de l'élévation
 barométrique statique;
 - - - - - élévation due au vent calculée par le modèle (a);
 ······ élévation due au vent calculée par le modèle (b).

La comparaison entre deux modèles qui se distinguent par leurs supports physiques permet d'évaluer l'intérêt d'adapter l'ampleur du modèle aux objectifs qui lui sont fixés.

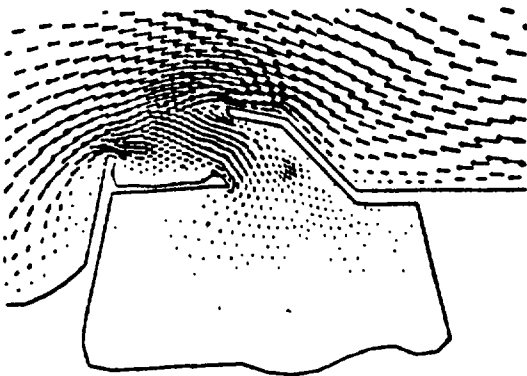


Grille d'éléments finis pour le modèle numérique



Champ de vitesses 2 h avant marée haute

Champ de vitesses 45 min avant marée haute



Champ de vitesses 3 h 30 après marée haute

fig. 14.

Calcul des courants de marée dans l'avant-port de Dunkerque.
(Benqué and Labadie, 1980, 1981).

Malgré ces difficultés, les modèles existants sont extrêmement performants et les dernières difficultés résident dans la détermination des conditions aux limites en mer ouverte pour lesquelles souvent, faute de données suffisamment nombreuses, on doit se résoudre à des interpolations ou faire appel à un jeu de plusieurs modèles couplés, ou gigognes ; les résultats des uns fournissant les conditions aux limites des autres (e.g. BENQUE et al, 1981, DAVIS, 1976a, 1976b, DUUN-CHRISTENSEN, 1971, 1975, FLATHER, 1976, 1979, HANSEN, 1966, HEAPS, 1967, 1969, LEENDERTSE, 1967, NIHOUL, 1976, PRANDLE, 1975, PRANDLE et WOLF, 1978, RAMMING, 1976, 1978, RONDAY, 1976, 1979, THACKER, 1979).

Des modèles à plusieurs couches et des modèles tri-dimensionnels se sont développés récemment. Ils ont permis en particulier de vérifier certaines hypothèses du modèle bi-dimensionnel intégré sur la profondeur. Par exemple, ce type de modèle suppose que la tension sur le fond est une fonction quadratique de la vitesse moyenne et qu'elle est dirigée dans le sens de cette vitesse. Les modèles tri-dimensionnels (e.g., NIHOUL, 1977) montrent que cette paramétrisation est valable pourvu que le courant moyen soit suffisamment important. Lorsque celui-ci devient trop faible, au moment du renversement de marée par exemple, la tension de fond contient des termes additionnels liés aux tensions de surface et à l'effet de la force de Coriolis. Par ailleurs, les courants de surface et de fond peuvent avoir alors des directions totalement différentes et la tension de fond n'est plus alignée sur le courant moyen.

Cette situation est cependant limitée à une période relativement courte au moment du renversement de marée et les prédictions des modèles intégrés sur la profondeur constituent une excellente approximation.

2.2.3. Détermination des courants de dérive

La détermination des courants de dérive, ou courants résiduels, à grande échelle de temps est essentielle pour les problèmes de pollution ou de transport à long terme. Les modèles rencontrent ici plusieurs difficultés. Tout d'abord, la plupart des modèles calculent un courant résiduel Eulérien qui n'est pas toujours suffisant pour déterminer le transport des polluants ; un déphasage purement Lagrangien combiné à ces courants résiduels Eulériens conduisant à une non-fermeture des trajectoires sur une marée (Lomer, 1978).

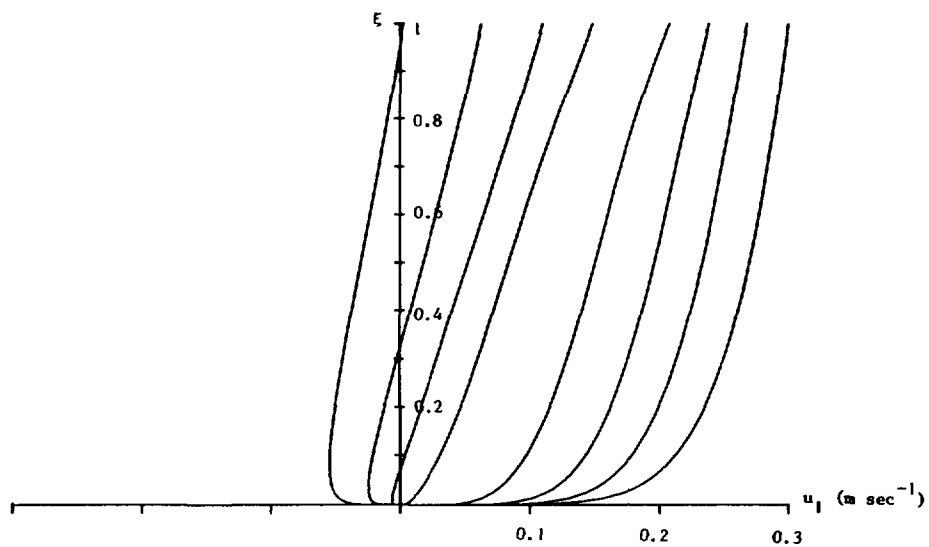
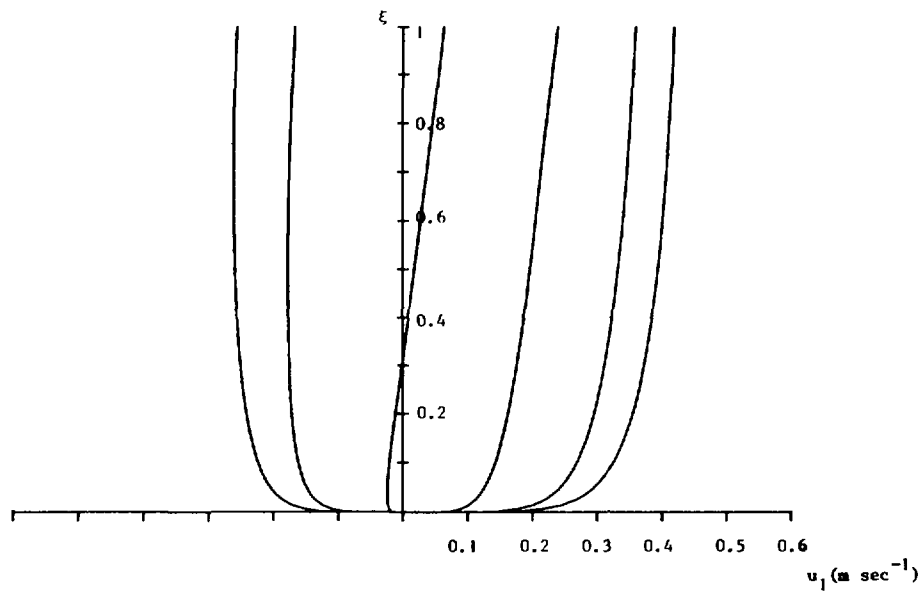


fig. 15.

Evolution du profil de vitesse horizontale au point $52^{\circ} 30' N$ $3^{\circ} 50' E$ dans des conditions de vent fort calculée par un modèle tri-dimensionnel (Nihoul, 1977).

Haut : Evolution sur une demi-période de marée (les courbes de droite à gauche se succèdent à un intervalle de 54 min.).

Bas : Evolution au renversement de marée (les courbes de droite à gauche se succèdent à un intervalle de 18 min.).

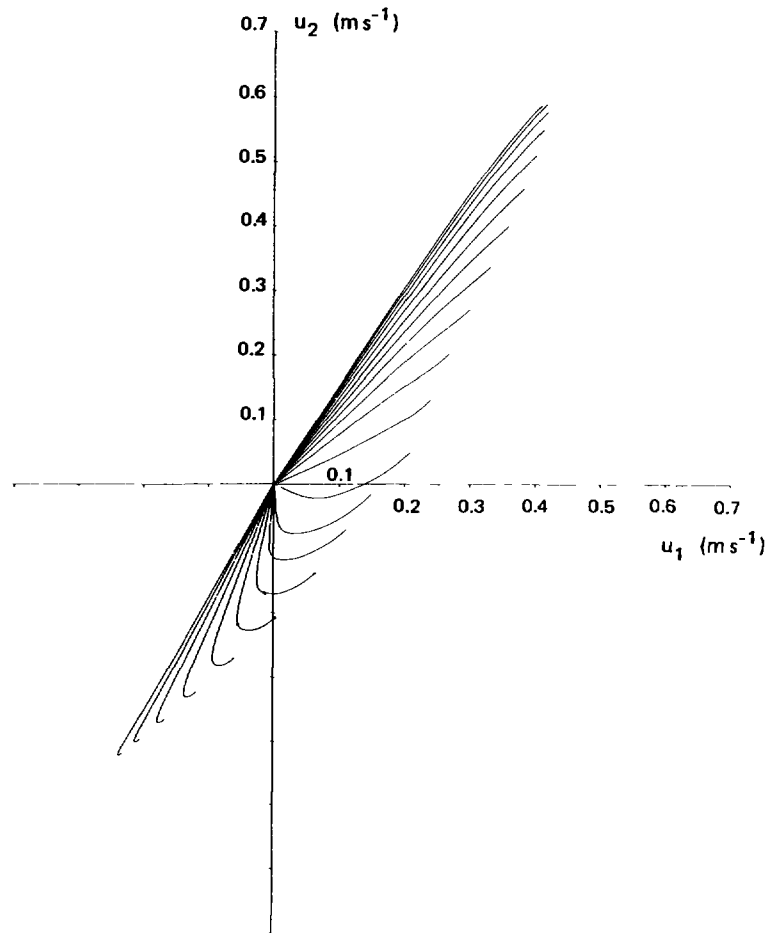


fig. 16.

Evolution sur une demi-période de marée du diagramme d'Ekman montrant la déflexion du vecteur courant horizontal (la séparation entre deux courbes successives est 18 min.). (Nihoul, 1977).

Les figures 15 et 16 montrent que lorsque le courant est important, les vecteurs vitesses sont alignés de la surface au fond. Au contraire, lorsque le courant est faible (au renversement de marée, par exemple), la force de Coriolis (traduisant la rotation de la terre) devient importante et on voit une déflexion du vecteur vitesse sur la hauteur d'eau. Les courants de fond et de surface ne sont plus nécessairement dans le même sens et la tension de fond ne peut plus être calculée à partir de la vitesse moyenne sur la verticale. Les modèles bi-dimensionnels sont à ce moment en défaut. Le modèle tri-dimensionnel peut être couplé à un modèle bi-dimensionnel pour corriger la formule de la tension de fond lorsque cela est nécessaire et pour améliorer les prédictions globales du modèle (Nihoul, 1977).

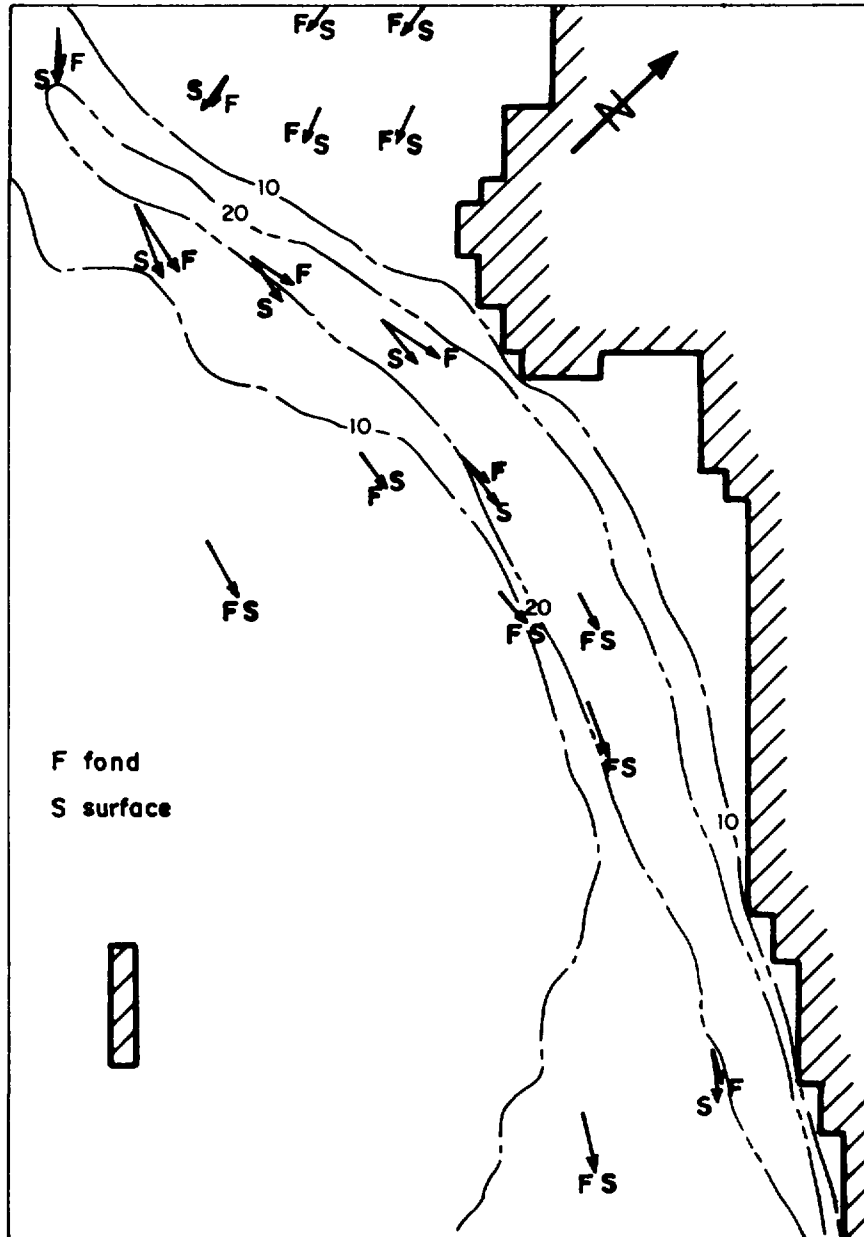


fig. 17.

Champ de vitesses tri-dimensionnel calculé dans l'estuaire de la Gironde. On a représenté ici la vitesse dans le chenal de navigation près du fond et de la surface. (Burg and Warluzel, 1980).

La difficulté essentielle des modèles de courants de dérive réside dans la faible intensité de ces courants (quelques centimètres par seconde, parfois) comparé à l'ensemble des courants à la méso-échelle (marées, tempêtes, ...). En principe, la solution des équations dépendant du temps où, seule, la micro-turbulence a été paramétrisée contient à la fois les mouvements aux méso- et aux macro-échelles, pour autant que des conditions aux limites appropriées aient été imposées.

On pourrait donc songer tout naturellement à chercher à obtenir la circulation résiduelle en prenant la moyenne de ces solutions sur un temps suffisamment long pour lisser les phénomènes transitoires de marée et de tempête. Malheureusement, la circulation résiduelle ne représente qu'une très petite partie de cette solution, de l'ordre de l'erreur sur celle-ci. Etant donné les non-linéarités, on peut craindre qu'en faisant la moyenne, les erreurs ne se détruisent pas et que le résultat final soit une circulation résiduelle obtenue avec une erreur de quelque 100 %. Pour tourner cette difficulté, on ne prend pas la moyenne des solutions, mais la moyenne des équations. On écrit donc un système d'équations quasi-stationnaire pour la circulation résiduelle. Dans ces équations, figurent des termes qui représentent l'effet moyen des interactions non-linéaires de marée et de tempête. Ces termes sont alors calculés à partir d'un modèle de marée-tempête préalable. Cette méthode fournit des résultats très précis, mais elle exige l'opération en continu d'un modèle méso-échelle avec conditions météorologiques réelles et une telle entreprise ne peut pas être considérée pour des études de routine. On est par conséquent amené à faire des approximations et à considérer par exemple des situations sans vent, ou avec des vents constants, dans des directions types. L'impossibilité de maintenir en permanence un réseau de mesures aux frontières en mer ouverte impose des hypothèses supplémentaires dans la formulation des conditions aux limites, et ces hypothèses et ces approximations diminuent la précision qu'on peut espérer des prédictions d'un modèle mathématique de courants résiduels.

Il est cependant important de noter que le modèle mathématique reste peut être le meilleur outil pour déterminer cette circulation résiduelle. En effet, la mesure de ces courants rencontre les mêmes difficultés que leur modélisation. Un courantomètre classique mesure en principe la somme des courants résiduels, quasi-stationnaires, et des courants transitoires dus aux marées et à l'action du vent. Mais les courants résiduels ne constituent qu'une très petite partie du signal. Une moyenne des observations sur une période de un ou plusieurs jours devrait donner le courant résiduel. Toutefois, celui-ci est de l'ordre de l'erreur instrumentale et cette erreur étant non-linéaire ne disparaît pas dans la

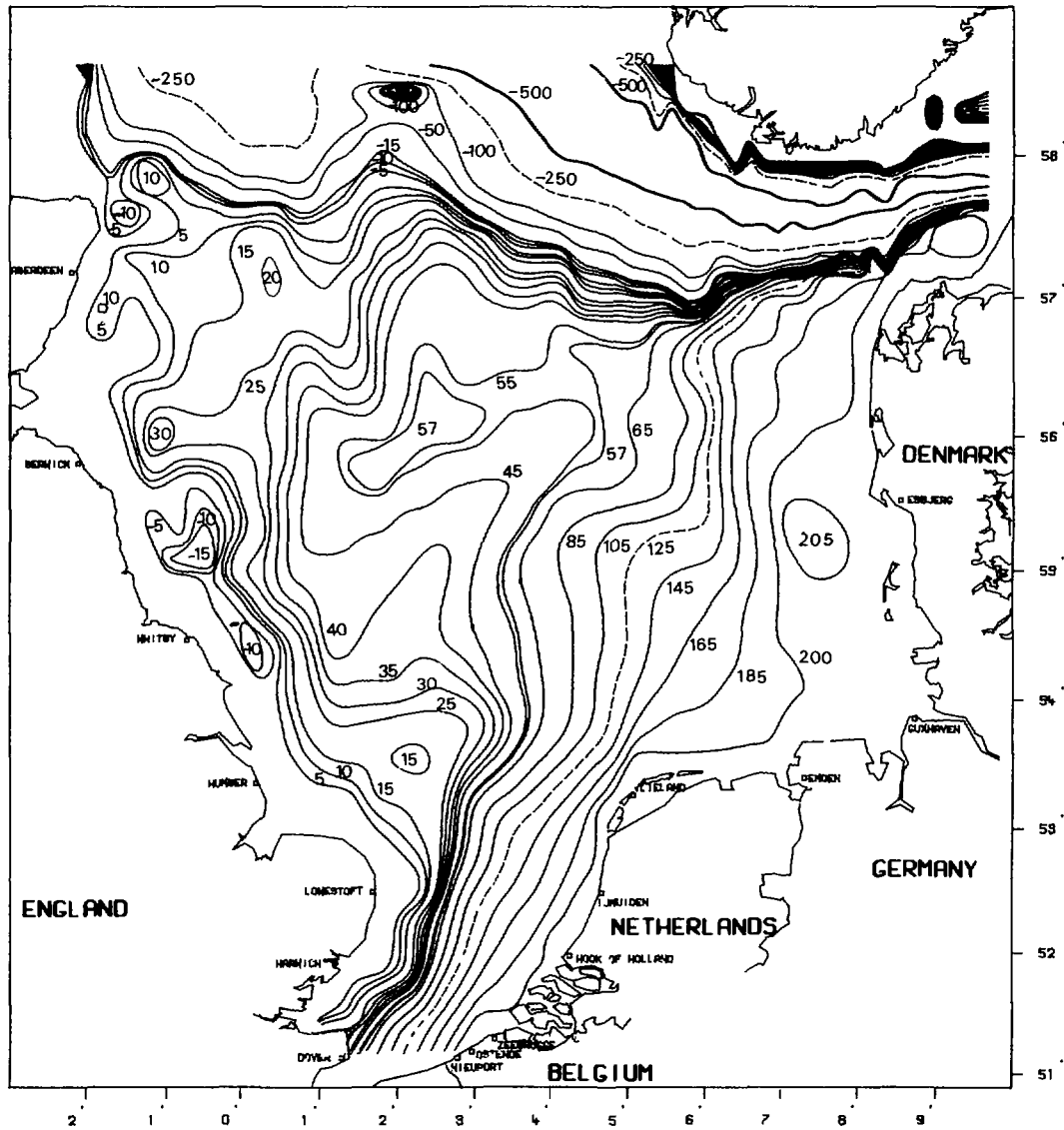


fig. 18.

Courants résiduels en mer du Nord (vent nul).
 Lignes de courants cotées en $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.
 (Nihoul and Runfola, 1981).

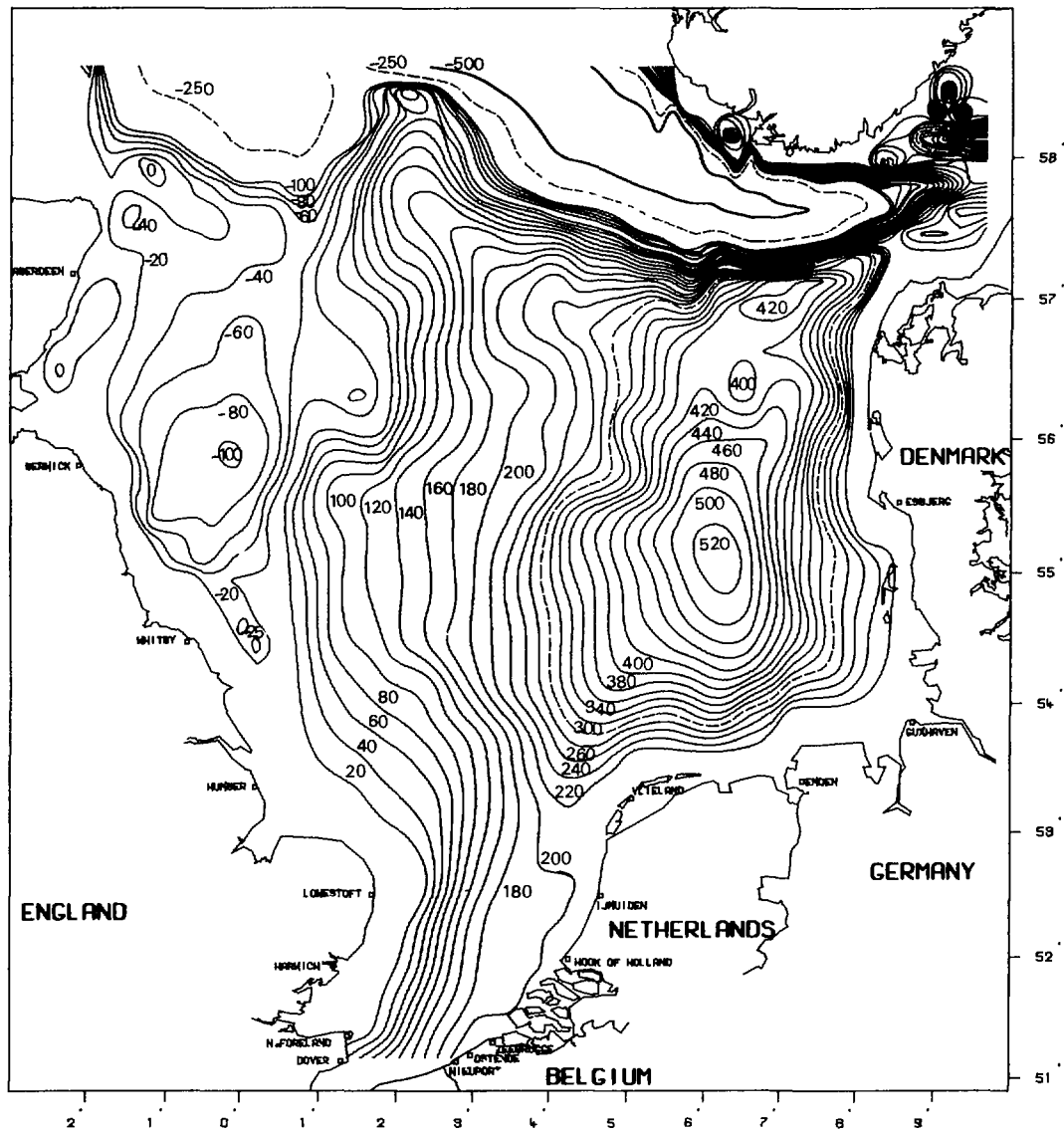


fig. 19.

Courants résiduels en mer du Nord (vent uniforme constant de 15 ms^{-1} du sud-ouest). Lignes de courants cotées en $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. (Nihoul and Runfola, 1981).

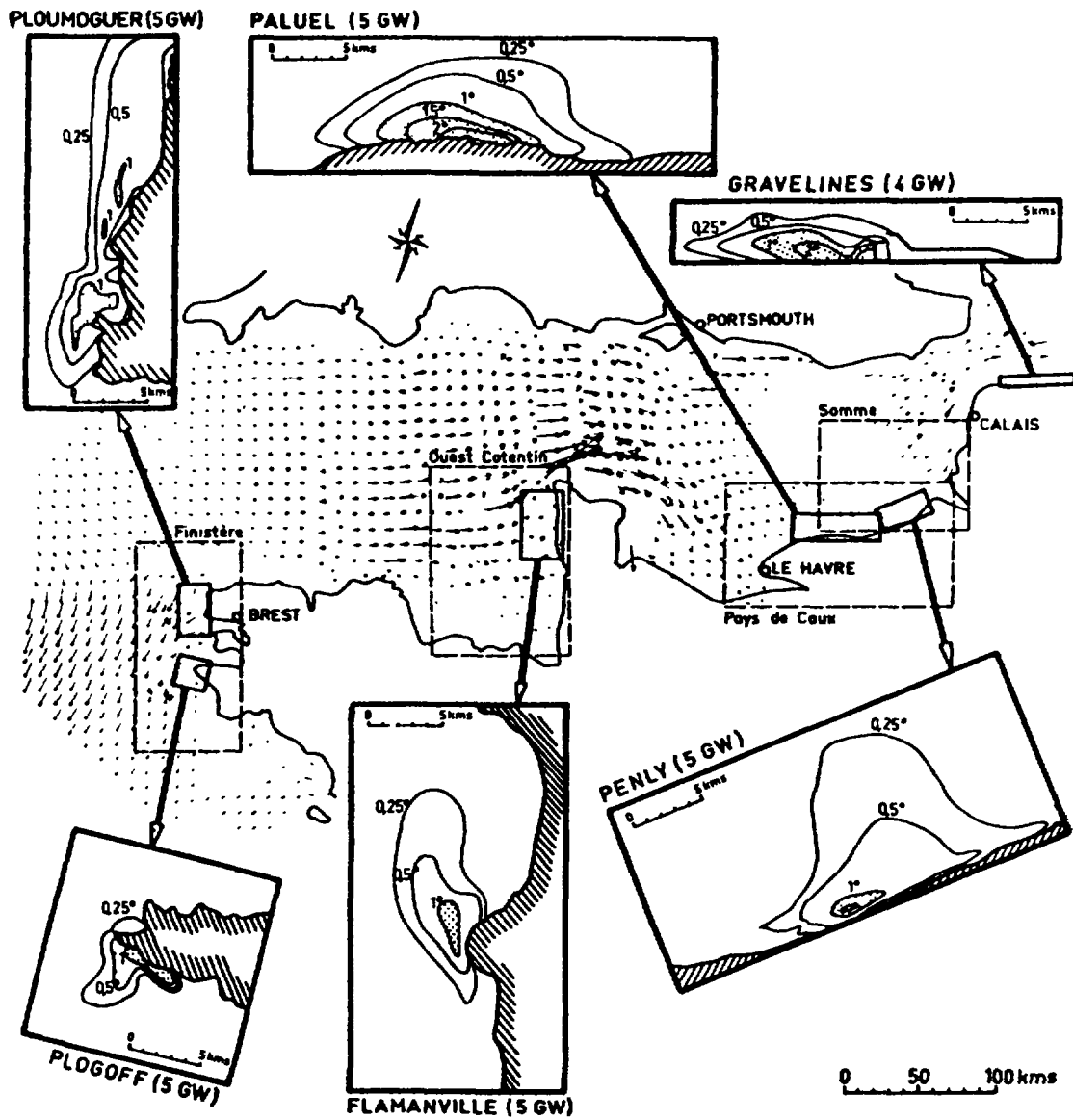


fig. 21.

Taches thermiques calculées pour les centrales électro-nucléaires en projet en France sur les côtes de la Manche. (Hauguel, 1979).

moyenne, si bien que l'instrument de mesure risque de fournir la circulation résiduelle avec des erreurs de l'ordre de 100 %.

Les courants de dérive sont, on l'a vu, déterminants pour la détermination du sort à long terme des pollutions. Ce sont les courants de dérive également qui, dans le cas d'un rejet continu en l'absence d'échanges atmosphériques, assurent la possibilité d'une solution quasi-périodique. Il convient d'ailleurs pour fixer l'échelle du modèle de se fixer une borne minimum a priori sur les concentrations admissibles que l'on peut laisser sortir du modèle et auquel on ne s'intéresse plus (e.g., ALFRINK et VREUGDENHIL, 1981, LOMER, 1978, NIHOUL, 1980, NIHOUL et RUNFOLA, 1981, PRANDLE, 1978).

2.3. Océanographie côtière à petite échelle

On s'intéresse ici aux mécanismes qui entrent en jeu au voisinage immédiat d'un point de déversement. Les longueurs caractéristiques de variation verticale sont du même ordre de grandeur que la profondeur et l'aspect tri-dimensionnel des phénomènes ne peut pas être éludé. Le problème classique consiste en celui d'un panache dans une situation de courants traversiers simple, par exemple uniforme, un milieu ambiant peu stratifié, des fonds peu variables, peu d'aspiration à la prise. Il existe pour ce type de problème des modèles simples de jets, unidimensionnels, à profils gaussiens (Stolzenback and Harleman, 1971). Ces modèles sont limités mais ils permettent un premier dégrossissage. On peut également utiliser des modèles de jets plus sophistiqués si le milieu ambiant est très stratifié en utilisant le caractère "parabolique de l'écoulement dans le sens du courant traversier (Viollet, 1976).

On peut également mettre sur pied un modèle tri-dimensionnel complet, sans hypothèse trop restrictive, ce qui suppose une simulation de la turbulence. Ils s'agit de modèles lourds mais qui restent applicables si la zone considérée est de faible emprise (Benqué et al., 1979). Dans ces conditions, les modèles physiques deviennent compétitifs et peuvent être utilisés en parallèle avec des modèles mathématiques pour se faire une idée du premier mélange subi par le polluant.

Echelle des vitesses $\rightarrow W_0$

Echelle graphique : $\text{---} D_0$

Echelle des vitesses $\rightarrow W_0$

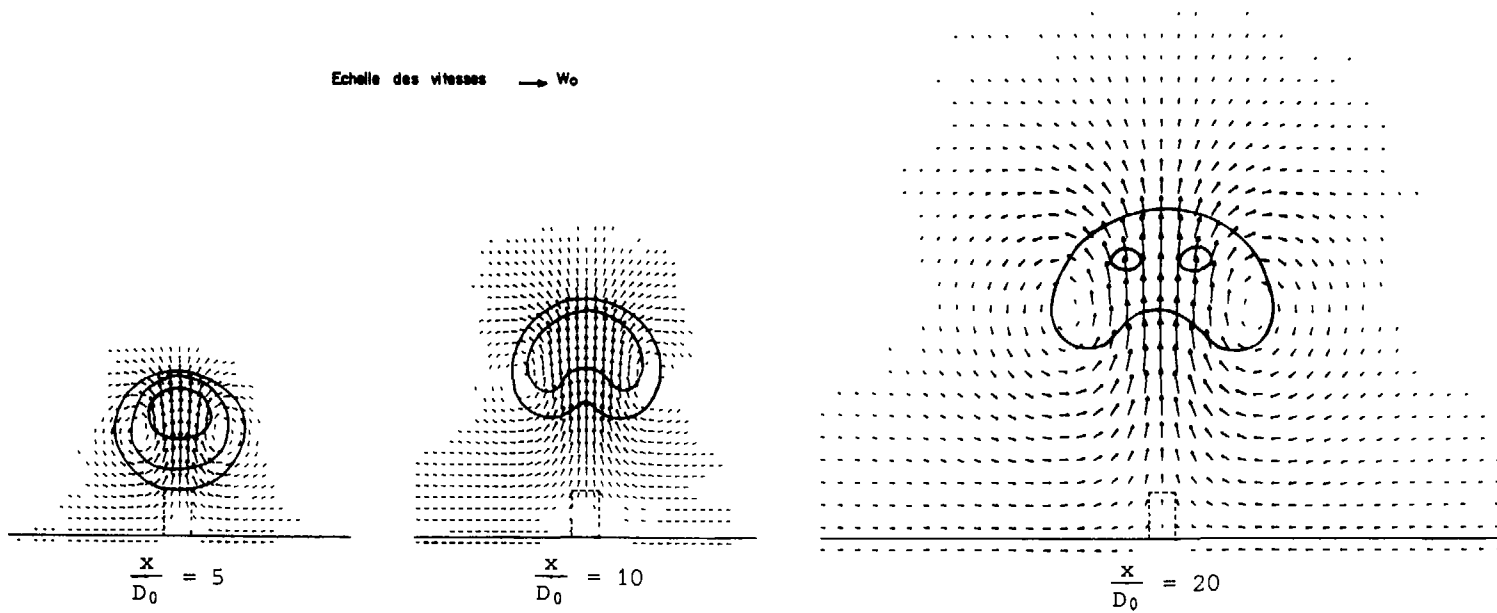


fig. 22.

Calcul d'un jet portant dans un courant traversier. (Viollet, 1976).
Vitesses (V, W) et isoconcentrations 0,05 0,02 et 0,01 calculées
dans des plans perpendiculaires au courant traversier de direction x .
 D_0 est le diamètre de la tour, x est l'abscisse dans la direction
du courant.

3. ASPECTS NUMERIQUES

Les équations à résoudre présentent le même caractère de difficultés numériques pour tous les modèles et ceci a conduit au développement d'algorithmes relativement universels. Dans le développement de ces algorithmes, un certain nombre de précautions doivent être prises :

- a.- Dans la modélisation du transport, c'est-à-dire de l'advection des polluants, il faut être attentif aux avantages respectifs de différences finies centrées, ou décentrées, dans le sens de l'écoulement. Il est essentiel en effet d'éviter d'introduire des diffusions numériques parasites beaucoup plus importantes que la diffusion physique que l'on veut représenter.
- b.- A chaque étape du calcul, l'équation de continuité doit être vérifiée. Il faut être attentif à ne pas avoir de perte de masse dans le schéma numérique.
- c.- Les domaines côtiers sont souvent plus complexes et nécessitent une meilleure représentation, par exemple des côtes. On doit parfois avoir recours à des techniques sophistiquées telles que les éléments finis (e.g. GROTKOP, 1973; IBLER, 1981), des différences finies à grilles irrégulières (e.g. THACKER, 1979) ou des mailles curvilignes (e.g. BENQUE et al., 1981; BENQUE and LABADIE, 1980, 1981 [fig. 14]).

4. OUVERTURE SUR D'AUTRES PROBLEMES

Comme il a été indiqué dans l'introduction, les modèles de dispersion qui sont couplés aux modèles hydrodynamiques conviennent particulièrement bien pour des constituants passifs ou semi-passifs, miscibles à l'eau de mer.

Les techniques actuelles permettent cependant l'extension de ces modèles à l'étude de la dispersion de polluants tels que des sédiments en suspension susceptibles de se déposer sur le fond et d'être éventuellement remis en circulation à certains moments des marées (e.g., NIHOUL et ADAM, 1975) du charriage des sédiments de fond (e.g., BENQUE et al., 1981), du transport et de l'étalement de nappes d'hydrocarbures (e.g., WARLUZEL et BENQUE, 1981, LIU et LEENDERTSE, 1981) et à l'édification de modèles d'interactions écologiques, en particulier entre les premiers maillons de la chaîne alimentaire, phytoplancton, zooplanc-

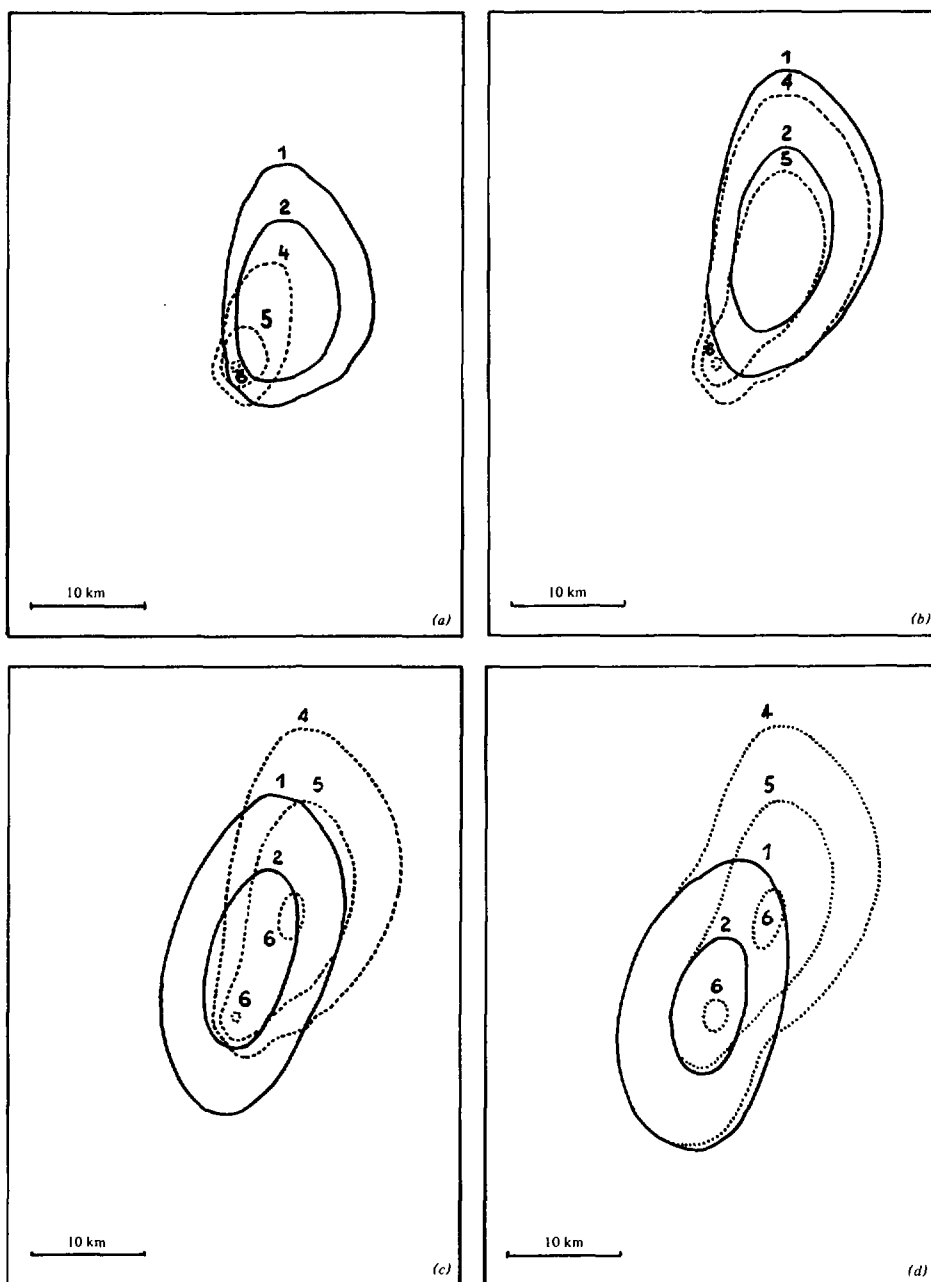


fig. 23.

Courbes d'égales concentrations des matières en suspension et des sédiments déposés sur le fond après un déversement au point 51° 30' N 3° E dans la baie sud de la mer du Nord. (Nihoul et Adam, 1975). (a) 1/4 période de marée après déversement; (b) 1/2 période de marée après déversement; (c) 3/4 période de marée après déversement; (d) une période de marée après déversement. Courbe 1 : 1 mg/m³ en suspension; courbe 2 : 10 mg/m³ en suspension; courbe 4 : 10 mg/m² en dépôt; courbe 5 : 100 mg/m² en dépôt; courbe 6 : 500 mg/m² en dépôt.

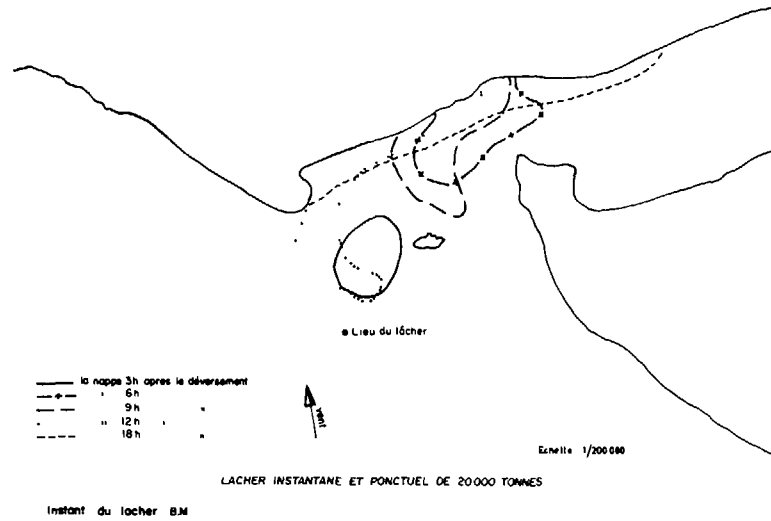


fig. 24a.
 Transport et étalement des hydrocarbures.
 (Warluzel et Benqué, 1981).

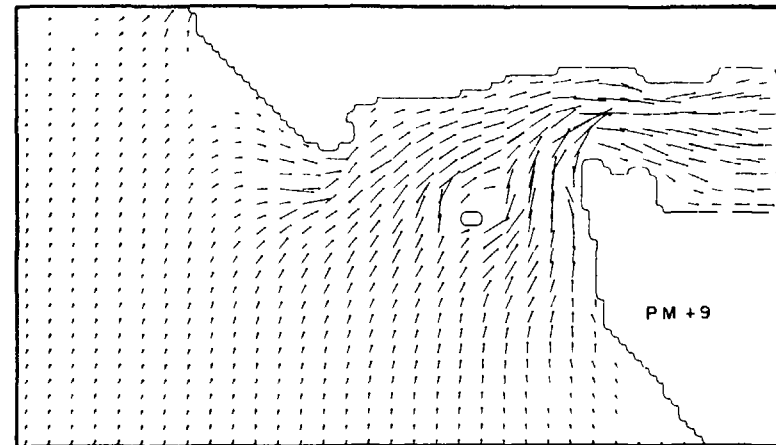
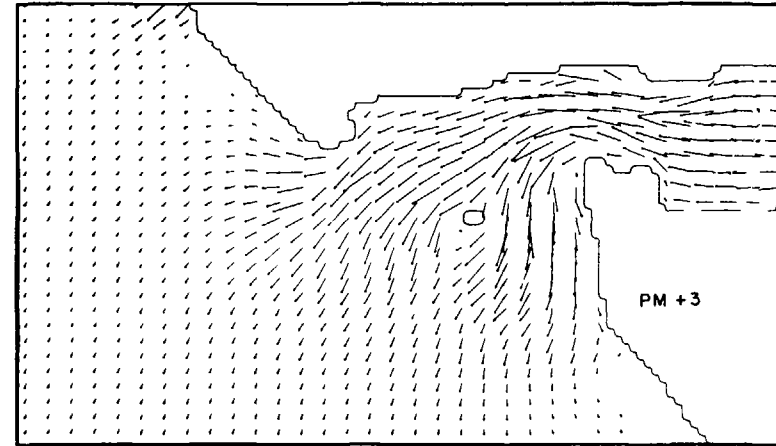


fig. 24b.
 Champs des courants fournis par un code de calcul
 pour la période de simulation de la nappe.
 (Warluzel et Benqué, 1981).

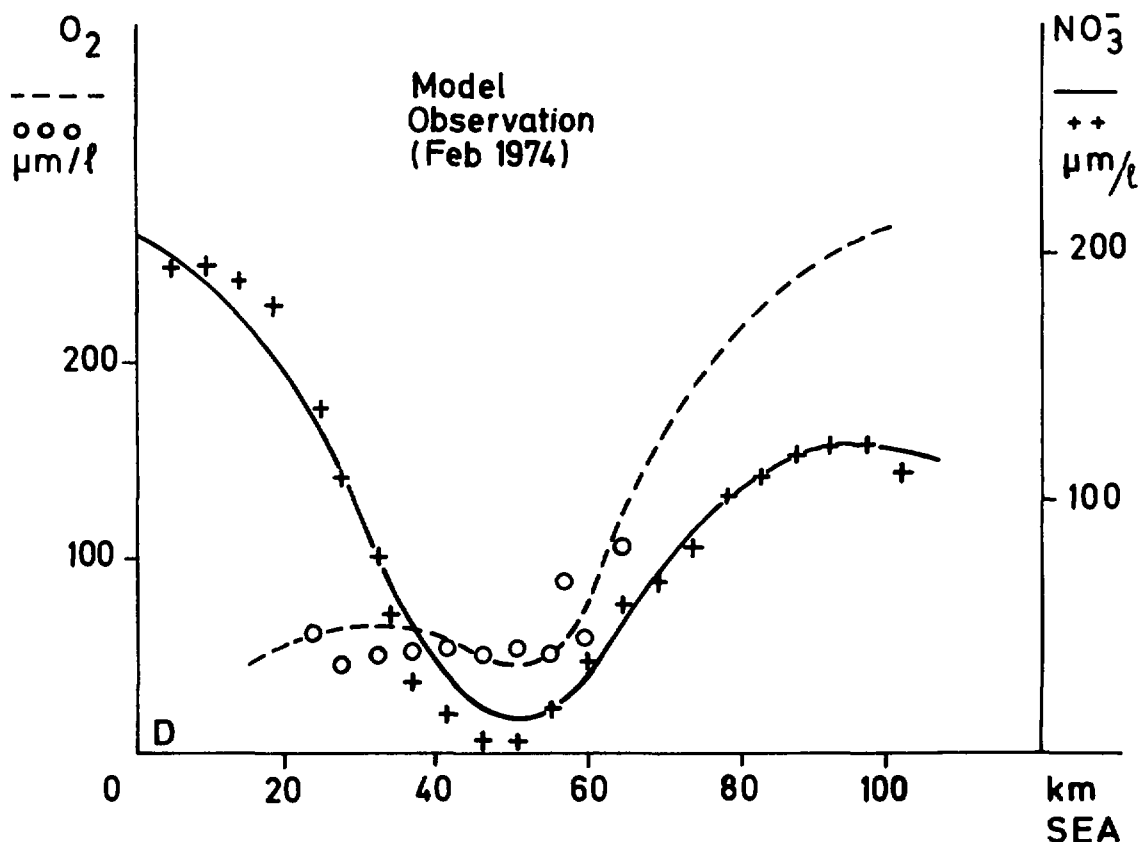


fig. 25.

Modèle hydrodynamique et modèle de la qualité des eaux de l'estuaire de l'Escaut. (Nihoul et al., 1979). Les courbes ont été tracées à partir des prédictions du modèle. Les points et les croix représentent les valeurs observées pour les concentrations en oxygène et nitrates respectivement.

ton, bactéries (e.g., PLATT, 1975, PLATT et DENMAN, 1975, DENMAN et PLATT, 1975, WROBELSKI et O'BRIEN, 1975, RADACH et MAIER-REIMER, 1975, NIHOUL et al., 1979).

5. CONCLUSIONS

On peut distinguer les modèles mathématiques applicables aux problèmes de faible emprise (des échelles horizontales comparables à la profondeur) et les modèles applicables aux phénomènes de grande emprise (échelles horizontales beaucoup plus grandes que la profondeur, approximation quasi-hydrostatique). Dans le cas des modèles de la première catégorie, des progrès restent à faire en matière de simulation de la turbulence et pour définir des algorithmes applicables dans des conditions de géométrie parfois très complexes. Toute-

fois, ces problèmes ont l'avantage de pouvoir être traités par voie d'un modèle mathématique et d'une simulation numérique et par voie d'un modèle à échelle réduite, d'une simulation physique. L'ensemble de ces deux approches permet de se faire une bonne idée de la première dilution. Il faut rappeler ici que les facteurs qui influencent la dispersion d'un rejet dans le voisinage immédiat de ce rejet sont en partie gouvernés par les caractéristiques du rejet.

D'excellents résultats sont obtenus par la combinaison de modèles mathématiques et de modèles à échelle réduite, les modèles mathématiques (à plus grande échelle) fournissant les conditions aux limites du bassin des modèles physiques.

Pour les problèmes à grande emprise, seuls les modèles mathématiques permettent d'aborder le sujet. Ces modèles sont extrêmement efficaces pour le calcul des circulations et des transports de polluants aux méso-échelles, mais ils se heurtent tous à la même difficulté de simuler des problèmes à long terme et de déterminer la dérive.

Parmi les difficultés que rencontrent les modèles à méso- ou macro-échelles, figure en première place celle de la détermination des conditions atmosphériques et des conditions aux limites en mer ouverte. Il est important de remarquer ici que la complexité des conditions aux limites dépend de la complexité du modèle lui-même (un modèle tri-dimensionnel exige des profils verticaux sur les frontières en mer ouverte) et les échelles de temps des phénomènes atmosphériques, ou des variations de conditions aux limites, doivent être assorties aux échelles de temps prises en compte par le modèle.

Les modèles mathématiques permettent la détermination de la situation en chaque point d'une zone côtière déterminée et ne requièrent à cette fin que des conditions aux frontières de cette zone. Cependant, ces conditions aux frontières, si elles correspondent à un effort expérimental réduit par rapport à la surveillance complète de la zone, sont essentielles aux prédictions du modèle mathématique et des efforts doivent être faits afin d'obtenir de meilleures conditions aux limites.

En plus de ces relevés expérimentaux aux frontières, un certain nombre d'observations au sein de la zone sont nécessaires pour la calibration du modèle, c'est-à-dire la détermination de certains coefficients numériques apparaissant dans la paramétrisation.

Les modèles mathématiques confiés à des équipes expérimentées permettent d'apporter des informations précieuses sans lesquelles la gestion de l'environnement ne serait pas possible. La mise au point et la calibration d'un modèle mathématique adapté à une région côtière déterminée requiert cependant, il faut le souligner, des équipes suffisamment nombreuses pouvant travailler pendant une période de temps suffisante. D'une façon générale, on peut dire que la masse critique d'une équipe de modélisation est constituée par trois à cinq ingénieurs. Il faut de l'ordre de deux à trois ans pour avoir une première idée de l'ensemble des problèmes qui se posent, et ceci en supposant que cette équipe d'ingénieurs puissent s'adresser assez régulièrement à des gens d'expérience, et en particulier, à des expérimentateurs familiers de la région considérée. Il faut alors encore deux années, à peu près, pour bâtir et assimiler les détails des modèles. Les deux tâches doivent être menées simultanément et conduisent à une période de l'ordre de cinq ans pour achever un modèle mathématique opérationnel.

IAEA-TECDOC-274

**MODELLING OF HYDRODYNAMIC MECHANISMS OF
POLLUTANT PROPAGATION IN COASTAL ZONES**

JEAN PIERRE BENQUE
HEAD OF THE NATIONAL HYDRAULICS LABORATORY,
DEPARTMENT OF RESEARCH AND DESIGN,
ELECTRICITE DE FRANCE, CHATOU, FRANCE

AND
JACQUES C.J. NIHOUL
PROFESSOR AT THE UNIVERSITY OF LIEGE
(GEOPHYSICAL FLUID MECHANICS),
BELGIUM



A TECHNICAL DOCUMENT ISSUED BY THE
INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, VIENNA, 1982

REPRODUCED BY THE IAEA IN AUSTRIA
NOVEMBER 1982

CONTENTS

Foreword	55
1. INTRODUCTION	59
1.1. Prediction and models	59
1.2. Universal applicability of mathematical model	60
1.3. Modelling of a marine system	60
1.3.1. Adaptation of these models	60
1.3.2. Special case of coastal model	61
2. PHYSICAL ASPECTS	61
2.1. General remarks on the model	61
2.1.1. Erratic fluctuations and mean values	62
2.1.2. Specific nature of continental seas	64
2.1.3. Problems to be solved in modelling the fate of a contaminant	65
2.2. Large- and medium-scale coastal oceanography	65
2.2.1. Seas with weak tides	66
2.2.2. Seas with strong tides	75
2.2.3. Determination of drift currents	82
2.3. Small-scale coastal oceanography	91
3. NUMERICAL ASPECTS	93
4. APPLICATION TO OTHER PROBLEMS	93
5. CONCLUSIONS	96
REFERENCES	99

FOREWORD

The Convention on the Prevention of Marine Pollution by Dumping of Wastes and Other Matter (London, 1972) conferred upon the IAEA the responsibility for defining levels and making recommendations to National Authorities for protecting the marine environment in case of dumping of radioactive wastes and other radioactive substances at sea.

The Agency's action in this field first took the form of the preparation in 1976-78 of "Revised Definitions and Recommendations" which were adopted in October 1978 and are now in force under the Convention.

Since these regulations prohibit the dumping of certain radioactive substances and make the dumping of others subject to the obtaining of a special permit, the Agency in 1979-80 turned its attention to defining recommendations on site selection, surveillance and packaging for radioactive wastes that may be disposed of at sea under special permit conditions.

However, since no substance is entirely free of radioactive properties, the Agency has now to define the activity threshold below which normal releases would not be subject to rules specifically applicable to substances defined as radioactive.

The definition of such a "de minimis" threshold - an expression taken from the proverb "de minimis non curat praetor" - has been the subject of a preliminary study by an ad hoc advisory group and encounters in particular the difficulty of establishing a relationship between an agreed upon "de minimis" dose to the population concerned and the quantities of radioactive substances giving rise to this dose.

Since the experts consulted considered that any substances not governed by the recommendations previously issued would be liable to inshore and coastal releases, the dispersion mechanisms of which are very little understood, the first step should be to prepare a summary of knowledge on coastal and regional modelling. (*)

(*) Considerations concerning "de minimis" quantities of radioactive waste suitable for dumping at sea under a general permit. Report of an Advisory Group Meeting organized by the IAEA and held in Vienna, 2 - 6 July 1979. IAEA-TECDOC-244, Vienna, 1981, 28 pp.

For this purpose the Agency has proceeded to collect from qualified experts any information relating to thorough knowledge of the physical transport and accumulation mechanisms over long distances and in the long term, adopting an overall and forward-looking view which would cover as far as possible likely trends of a climatic, geodynamic and demographic nature.

At the same time, in order to have available a preliminary basis for judgement, the Agency has entrusted two consultants groups to prepare the following working documents:

- On the present state of knowledge of modelling of coastal hydrodynamic processes;
- Establishing a critical inventory of the methods and techniques applied to evaluate the effects of existing coastal radioactive releases.

The present report relates to the first of the above points. It was prepared at the end of 1981 by Mr. Jacques C.J. Nihoul, Professor at the University of Liège (Belgium) and Mr. Jean Pierre Benqué, Head of the National Hydraulics Laboratory (Electricité de France), Chatou (France).

This working document takes stock of knowledge in the field of mathematical modelling, making use in particular of documents and comments yielded by an inquiry carried out by the IAEA among organizations and individual experts concerned. Among the scientists who have shown their interest in this matter and have made the greatest contribution to the inventory, we wish to mention in particular, apart from the authors of the present paper:

- Dr. Asker AARKROG, Dept. of Health Physics, RISØ National Laboratory, Denmark.
- Dr. Antonio ORTINS de BETTENCOURT, Laboratorio Nacional de Engenharia et Tecnologia Industrial, Lisboa, Portugal.
- Prof. Arrigo CIGNA, Laboratorio per lo Studio dell'Ambiente Marino, CNEN, Fiascherino, Italia.
- Dr. G.T. CSANADY, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Ma., USA.
- Dr. N.S. HEAPS, Institute of Oceanographic Sciences, Birkenhead, Merseyside, England.
- Dr. H. KAUTSKY, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, Bundesrepublik Deutschland.

- Dr. Gunnar KULLENBERG, Institut for Fysisk Oceanografi, Københavns Universitet, Denmark.
- Dr. J.L. MAUVAIS, Département Environnement Littoral et Gestion du Milieu Marin, CNEOX, Brest, France.
- Dr. E. MITTELSTAEDT, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, Bundesrepublik Deutschland.
- Prof. Dr. Martin MORK, Geofysik Institut, Universitetet I Bergen, Norge.
- Dr. C. PICHOT, Chef de l'Unité de Gestion du Modèle Mathématique Mer du Nord et Estuaire de l'Escaut, Bruxelles, Belgique.
- Dr. Allan R. ROBINSON, Division of Applied Sciences, Harvard University, Cambridge, Mass., USA.
- Dr. J.Cl. SALOMON, Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Dr. T.P. SARMA, Health Physics Division, Bhabha Atomic Research Centre, Trombay, Bombay, India.
- Prof. Dr. Makoto SHIMIZU, Department of Fisheries, Faculty of Agriculture, University of Tokyo, Japan.

This working document is presented in two versions, a French original and an English translation. Observations, comments and additional data will be most welcome and should be addressed to:

Waste Management Section
 Division of Nuclear Fuel Cycle
 International Atomic Energy Agency
 Wagramerstrasse 5, P.O. Box 100
 A-1400 Vienna, Austria

J. Molinari
 Scientific Secretary
 April 1982

1. INTRODUCTION

The presence of many independent variables makes natural systems difficult to describe. Simply collecting and compiling the data is such an enormous task that the need to do more is often forgotten.

However, the disquieting situation with regard to environmental problems calls for a deeper understanding and more stringent and efficient monitoring of the environment.

Surveillance, monitoring and management are not possible unless the evolution of a selection of representative variables can be predicted and unless the necessary compromises between the needs of increasing industrialization and of an affluent society and the need to conserve irreplaceable natural resources can be found, by optimization, within the appropriate constraints and tolerances.

1.1. Prediction and models

In order to predict the evolution of selected variables, it is necessary to have a conception, a model of their behaviour.

There are various types of model. In the first place, there are literal models, such as jointed models demonstrating the movements possible to a leg or arm; then there are scale models, such as instrumented reduced-scale aircraft tested in a wind-tunnel; there are also analogous models which simulate phenomena by means of other phenomena completely unrelated but behaving in an analogous manner, such as an electrical circuit reproducing an ecological interaction or a heat transfer process. Such models may be described as iconic, since they are based essentially on a concrete view of the phenomenon. They are useful for preliminary studies of simple problems. In particular, reduced-scale models must conform to rules of similarity which require that a number of dimensionless combinations of fundamental parameters preserve the same value in the model as they do in reality. The more complex the problem, the greater the number of these dimensionless combinations and hence the greater the difficulty of satisfying all the similarity rules.

In contrast with these iconic models, mathematical models are based on an abstract view of the phenomenon - a system of symbols and equations capable of being processed numerically by a computer.

1.2. Universal applicability of mathematical model

Mathematical models are not only almost unlimited in scope, they also contain within themselves all conceivable iconic models. Indeed, if different physical processes can be used to simulate the same phenomenon, this is ultimately because they are described by the same mathematical equations and because these equations (subject to the same initial conditions and the same boundary conditions) have the same solutions. The physical meaning of the mathematical symbol is of little consequence: it may be an electrical potential, a current function, a temperature, and so on.

1.3. Modelling of a marine system

In order to model a marine system it is necessary first of all to define the system unambiguously, to distinguish it from the external world and to identify interactions between the system and the exterior. Definition of a system thus implies, primarily, a specification of its geographical configuration and of the time period during which it is to be studied.

However, this is not sufficient to define the system. It is also necessary to give its scope, i.e. to identify those properties of the real system which are essential and to determine how many of them are required, in relation to the purpose of the model, to provide a satisfactory description of the system, i.e. the simplest description possible. Clearly, the scope of the model is directly related to its purpose and the accuracy of reproduction of reality that is to be achieved depends on the use to be made of the model's response.

Thus the complexity of a model will depend on the questions asked of it, and a particular natural system can be represented by several model systems which differ in scope and lead to different types of mathematical model according to their particular purposes.

1.3.1. Adaptation of these models

The boundary conditions required for mathematical models also depend on the complexity of the latter. It must be emphasized here that these boundary conditions are spatio-temporal in character, and must be determined independently, either by direct measurements in the field or from the results of other models. These boundary conditions must be given permanently, i.e. throughout the time period covered by the simulation.

The need to limit the scope of the system, i.e. to reduce as far as possible the representative variables whose evolution the mathematical model is to predict, causes such parameters as sedimentation rate, diffusion coefficient, friction coefficient, etc. to appear in the equations of the model.

These parameters are, generally, known to a considerable extent from fluid mechanics, but the exact value of the numerical coefficients required for their formulation depends on the specific conditions of the system being studied, and determining these coefficients calls for additional experimental data with which the model can be "calibrated".

1.3.2. Special case of coastal model

A distinction must be made between the experimental data needed to determine the boundary conditions and the data required for calibrating the model: whereas the former must be collected continuously at all times along the boundaries of the system being studied, the latter are gathered over a limited period throughout the entire system (in practice, at the nodes of an experimental observation grid).

In the particular case with which this paper is concerned, where the system being studied is a coastal zone, the boundaries of the system are constituted by the coast on the one hand and the open-sea boundaries on the other. Determining the boundary conditions at these open-sea boundaries is difficult and requires either the permanent deployment of data acquisition systems or the concurrent use of a larger-scale model.

The hydrodynamic mechanisms of pollutant propagation in coastal zones can be divided into two categories: on the one hand, there are the small-scale mechanisms acting in the vicinity of the point of release and influenced largely by the characteristics of the release itself (rate of release, temperature, etc.); on the other hand, there are the large- and medium-scale mechanisms affecting the entire zone and determined essentially by the mechanical and thermodynamic properties of the environment.

The small-scale mechanisms can be studied either in reduced-scale models or in mathematical models. The large- and medium-scale effects usually call for mathematical models. The dimensions of the zone studied are generally such that reduced-scale models cannot be used without violating the similitude rules relating, for instance, to depth, sea-bottom roughness, etc. The interactions between small-scale and large- and medium-scale phenomena make the generalized use of mathematical models seem advisable.

2. PHYSICAL ASPECTS

2.1. General remarks on the model

A given marine system, such as a coastal zone, can be studied by means of different models which will be more or less elaborate depending on their purpose, i.e. on the questions asked of them. These different models are all sub-sets of a general, universal model. The equations of this universal model

are known - they are the fundamental equations of fluid mechanics (e.g. Landau and Lifschitz, 1959; Batchelor, 1967; Nihoul, 1975). These equations must be adapted to each problem and each level of difficulty.

2.1.1. Erratic fluctuations and mean values

Observation shows that the variables describing the marine environment (velocity, temperature, salinity, etc.) behave in a disordered fashion characterized by erratic fluctuations. Two recordings made under the same conditions produce signals which, although they show the same "disordered" pattern, are not absolutely superimposable. However, if the results of several experiments conducted under the same conditions are combined, a significant and reproducible mean is obtained, in the sense that a different series of identical experiments, if sufficiently long, will produce the same mean value. Clearly it is these means that the mathematical models must endeavour to describe, since predicting the details of the fluctuations would not only be of no interest for the practical use of the model, but would also be impossible on present-day computers.

In practice, the means are not, of course, calculated by the superposition of a large number of identical experiments: means are taken over space or, most frequently, over time. The choice of the period T over which the mean is taken is extremely important: all phenomena whose characteristic times are much longer than T can be described deterministically by the model; all phenomena whose characteristic times are much shorter than T will be smoothed out by the averaging operation and will no longer appear in the model except as a result of non-linear effects and in a generalized manner.

For example, a model for determining the residual circulation in the North Sea, i.e. the large-scale quasi-stationary circulation, will be able to take into consideration means over times T of the order of several tidal periods (one to several days). In such models, tides, storms, wind-induced currents, etc. will not be reproduced explicitly, and only their overall effect on the residual circulation will be taken into account in parametrized form. If, on the other hand, the model is to reproduce tides and storms, it will have to deal with means over times of several tens of minutes. These means will simultaneously represent residual currents and tide and storm currents, and only the three-dimensional turbulence will be globalized and parametrized.

To sum up, whatever the observer's scale in time or space, the natural variability of the marine environment (cf. Monin et al., 1977) will allow recognition of phenomena with slower fluctuations, which appear ordered, and phenomena with faster fluctuations, which appear completely random. The former play a deterministic role (transport of water masses, heat convection, etc.)

whereas the latter are statistical: the disordered agitation they represent contributes to diffusion in the sea on the model of molecular agitation, but far more efficiently.

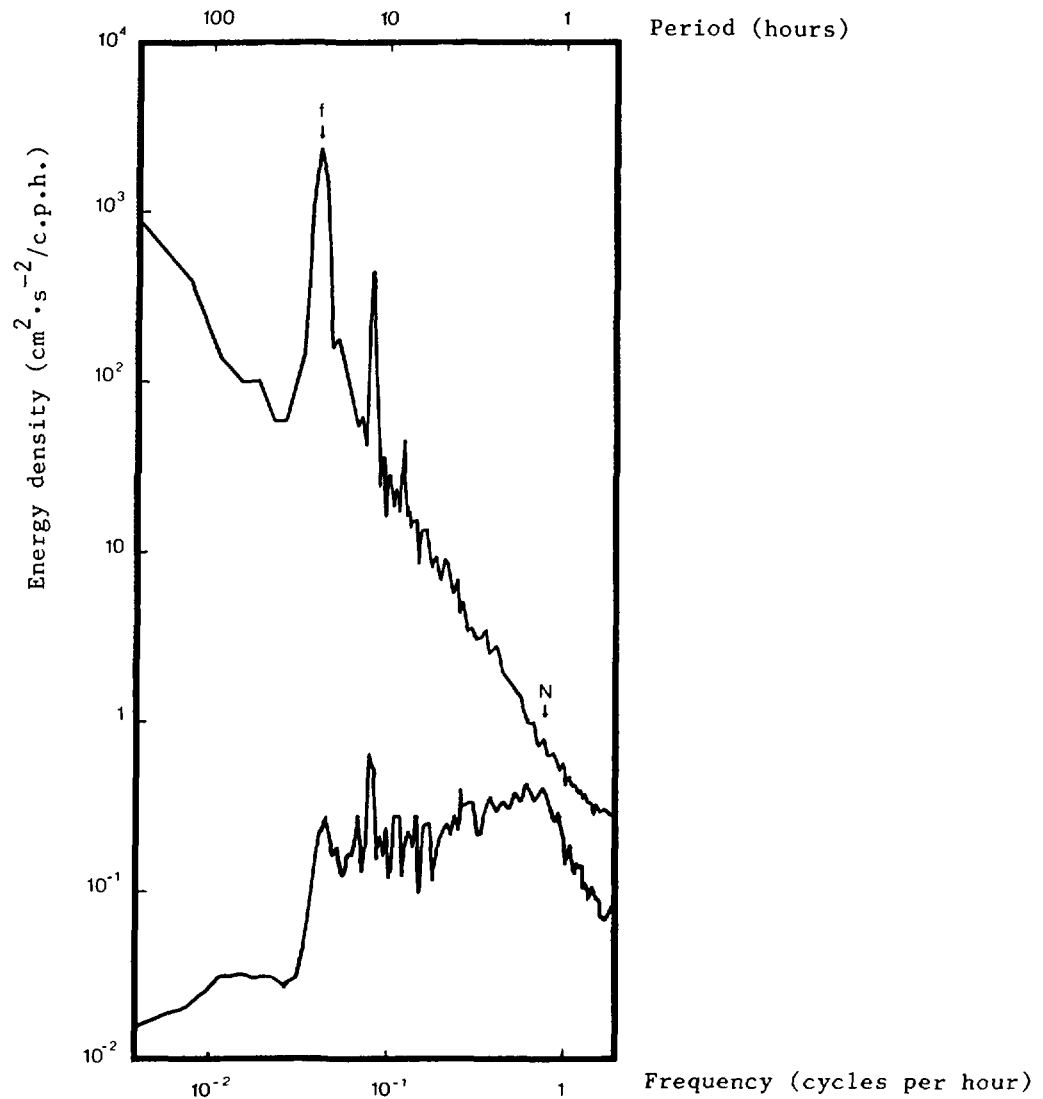


Fig. 1. Spectra for the horizontal (upper curve) and vertical (lower curve) kinetic energy measured at a depth of 1500 m during the MODE I experiment.

This figure illustrates the natural variability of the marine environment. Macroscale phenomena (to the left of the peak marked f) associated with ocean movements and synoptic eddies, mesoscale phenomena (between f and N) affected by stratification, as comparison of the horizontal and vertical energy spectra shows, and microscale phenomena (to the right of N) consisting of three-dimensional turbulence with horizontal and vertical energies of the same order of magnitude and analogous slopes for the two spectra can be clearly distinguished (Nihoul, 1979).

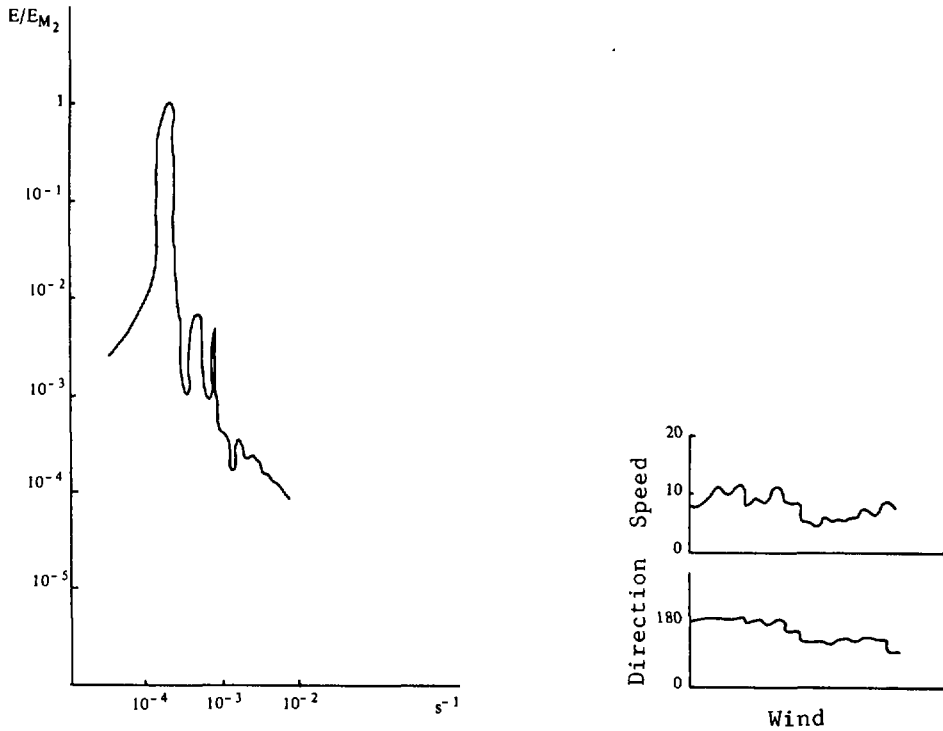


Fig. 2. Above: Spectral energy density observed during a tracer experiment in the North Sea in October 1969 (the spectrum is normalized to the energy density of the M_2 tide). Below: Wind recordings during this experiment (Talbot, 1972).

2.1.2. Specific nature of continental seas

In continental seas, as was mentioned above in connection with the North Sea, it is in general possible to distinguish:

1. Macroscale phenomena consisting of a quasi-stationary residual circulation (with seasonal variations, for instance), frequently of low amplitude and often corresponding to the arrival of major ocean currents at the continental shelf;
2. Mesoscale phenomena associated with tides, storms, inertial oscillations, modifications in the surface layer of the sea resulting from diurnal variations in insolation and, finally, internal oscillations within the stratified fluid;
3. Microscale turbulence phenomena affecting the entire water column in shallow seas such as the North Sea or occurring intermittently, in patches, in stratified regions.

In coastal zones, the shallowness and the considerable bottom friction usually ensure that turbulence is well developed, but some stratification may in

certain cases persist, e.g. in connection with inflows of fresh water from coastal effluents or with the actual release being studied. Phenomena peculiar to these regions very near the coast, such as density currents, up and down welling, etc., will in some cases have to be taken into consideration.

The stratification just mentioned corresponds to the superposition of layers of different characteristics (density, temperature, etc.) in the gravity field. Hence, it represents an organization of the marine environment and counteracts turbulent agitation. Consequently these two effects are in competition: the turbulence tends to homogenize the water masses, whereas the stratification tends to inhibit turbulence. The relative importance of these two effects is measured by dimensionless numbers such as the Richardson number, the Richardson flux number, etc., and the turbulent diffusion coefficients must be regarded as functions of these dimensionless parameters (e.g. Turner, 1973).

2.1.3. Problems to be solved in modelling the fate of a contaminant

Hydrodynamic models determine currents primarily as a function of time and space; these can then be substituted in the equation governing the propagation of a contaminant. If this contaminant is miscible in water and passive, its dispersion is the result of transport by currents and of turbulent diffusion. It is possible to consider contaminants which are not strictly miscible, such as suspensions that are deposited on the bottom or hydrocarbons that collect on the surface. In that case the equations must contain a term representing the phenomena of settling or rising. If the constituent is not passive, i.e. if it interacts (chemically or otherwise) with other constituents, the dispersion equation for the various constituents involved in the interactions must be solved simultaneously. In that case the problem may rapidly become very massive. In many cases, however, it may be assumed that the constituent is semi-passive, i.e. that the variations in its concentration due to interactions can be represented in the equations by terms that depend only on the concentration of the constituent. This is the case, for instance, with a radioactive substance whose rate of decay depends only on its concentration.

More complex problems, such as two-phase flows resulting from the simultaneous presence of gas and water, are on a far higher level of difficulty, and the corresponding mathematical models are still largely inadequate.

2.2. Large- and medium-scale coastal oceanography

In these problems the characteristic lengths of the horizontal variations are always much greater than the depth. The vertical accelerations are negligible compared to the acceleration due to gravity, and the force of

gravity is balanced by the vertical pressure gradient, as in the case of hydrostatic equilibrium.

2.2.1. Seas with weak tides

In seas with weak tides, such as the Mediterranean, the principal motive force is the surface action of the wind. Gusts of wind generate inertial oscillations which are reflected by currents of several tens of centimetres per second which decrease with depth. The wind is also responsible for deforming the surface of the sea, producing swell and waves; when the waves break, energy is transferred from the atmospheric boundary layer to the uppermost layer of the sea. This energy generates turbulence tending to mix the upper layers of the sea and to homogenize their characteristics. When the wind persists, the turbulence penetrates further and further down and the mixed layer deepens. Below the mixed layer a relatively abrupt density jump, i.e. a zone of intense stratification, is generally observed. Below this narrow zone, the depths of the sea are stratified more regularly and more smoothly. The dispersion of a contaminant in these three layers differs markedly. In the surface layer, vertical diffusion is considerable; in the deep layers, turbulence is inhibited by stratification and is closely linked with the presence of oscillations associated with this stratification - the internal waves; often it is intermittent and the turbulent diffusion coefficient is a function of the stratification; finally, the intermediate layer, which is characterized by extreme gradients of specific mass and temperature, constitutes, like the well-known phenomenon of atmospheric inversion, a real barrier to the vertical diffusion of pollutants. Not infrequently, the discontinuity surfaces between layers with different characteristics are at an angle to the horizontal and intersect the sea surface. These "fronts" are often the origin of upward and downward currents which are responsible for the likewise well-known phenomenon of deep water upwelling.

This complicated vertical structure demands three-dimensional hydrodynamic models, or at least models with several layers. In these models, the non-linear terms are non-negligible and very complex. Short-term forecasts are possible with good approximation, but long-term forecasts are difficult.

Macroscale phenomena result not only from the direct action of atmospheric forces with comparable time scales, but also from the non-linear interactions of transient mesoscale phenomena. Thus, for instance, in order to determine the mean residual circulation over a time period of a week or a month and to parametrize its action, it is necessary to determine the transient phenomena taking place during that week or month; this involves a gigantic amount of calculation and, in addition, the observation of boundary conditions at the open-sea boundaries of the model over the entire period.

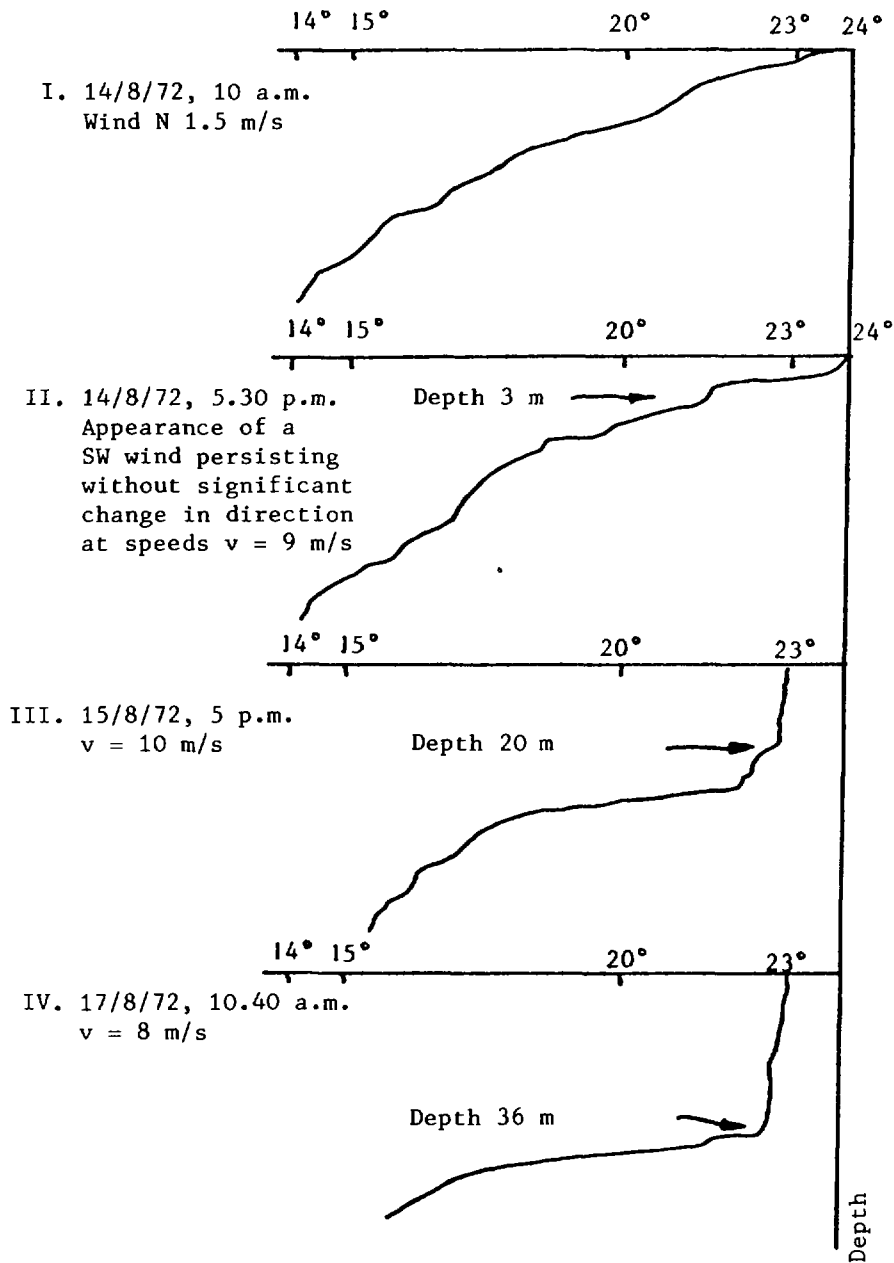


Fig. 3. Formation of a mixed layer at the sea surface by wind action (according to observations in the Mediterranean). The stratification is seen to disappear from the upper layer and to be reinforced at the bottom of the layer where the temperature (and hence density) gradient becomes enormous. This region, the so-called "acute thermocline", constitutes a barrier to the diffusion of pollutants (Nihoul et al., 1982).

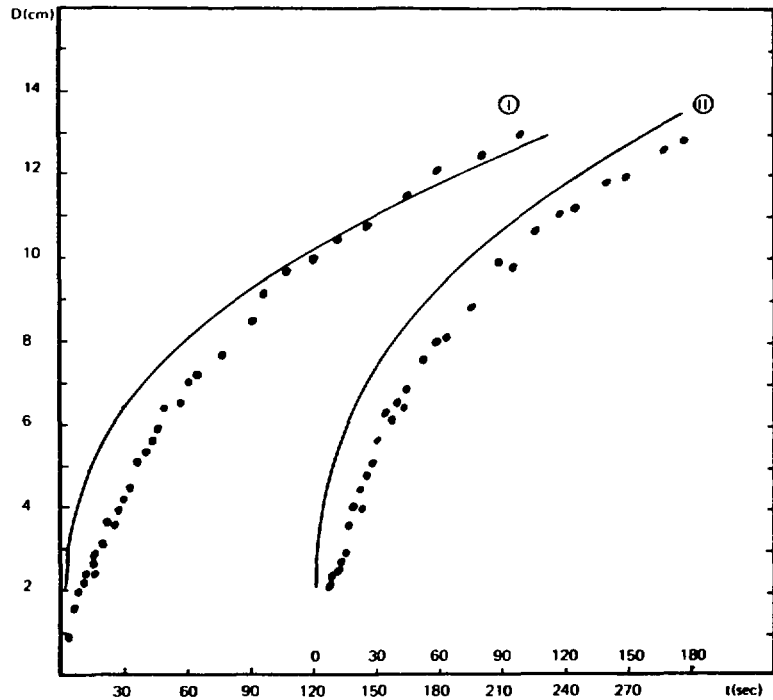


Fig. 4. Depth of the mixed layer in a stratified fluid as a function of time. The points represent the values observed at two typical locations. The solid curves are based on the model predictions for the same locations (Kitaigorodskii, 1979).

The amount of preliminary work needed to determine the local hydrodynamic conditions has led to the development of simplified diffusion models. In these models, the current field is very schematic (usually the currents are assumed to be uniform in space) and the dispersion-diffusion coefficients are evaluated in situ by releasing a tracer. Thus, diffusion coefficients evolving with time are obtained (this means, in fact, that the scale on which the mean is taken increases with time as the size of the patch increases). Coefficients of this type simulate the effects of spatial heterogeneities of velocity as well as turbulent diffusion proper. They correspond to a simplified representation of the diffusion phenomena in a specific region and under specific conditions. They cannot be used in more elaborate models (cf. Kullenberg, 1974; Okubo, 1980).

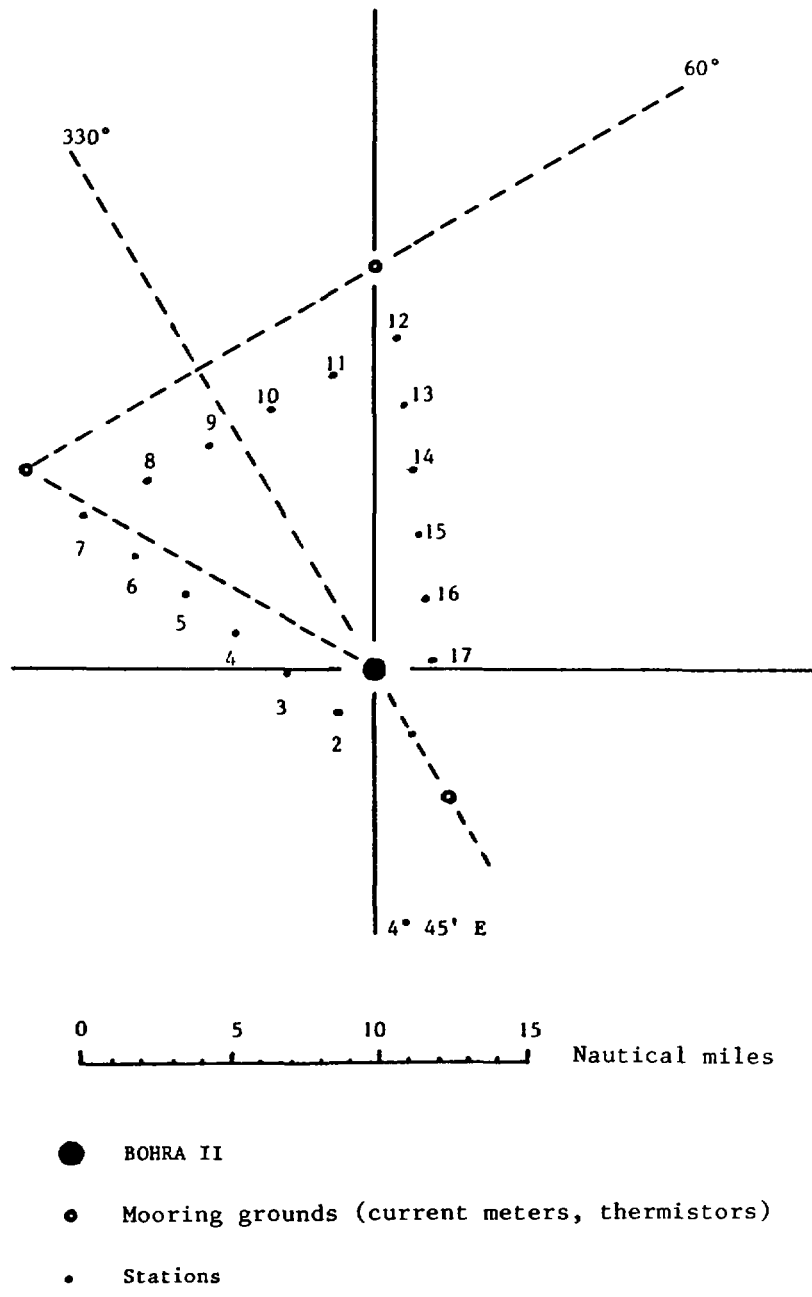


Fig. 5(a) MILDEX experiment (1976). Arrangement of measurement points around the Bohra II buoy. The purpose of the experiment was to evaluate the horizontal variability of the mixed layer and the deformation of the acute thermocline. The results are presented in Figs 5(b) and 5(c). (Nihoul et al., 1982).

Station number:

ISOTHERM CHART

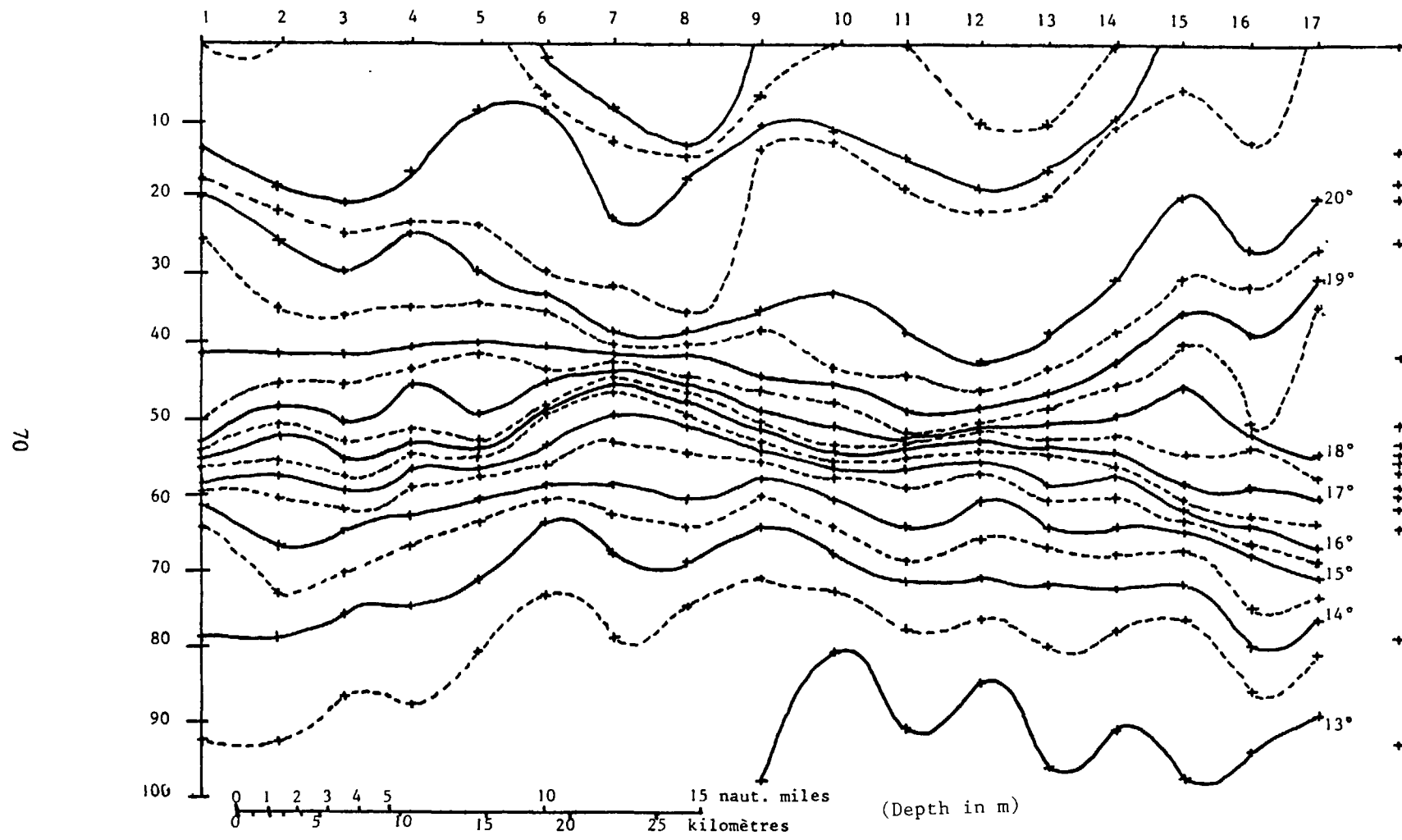


Fig. 5(b)

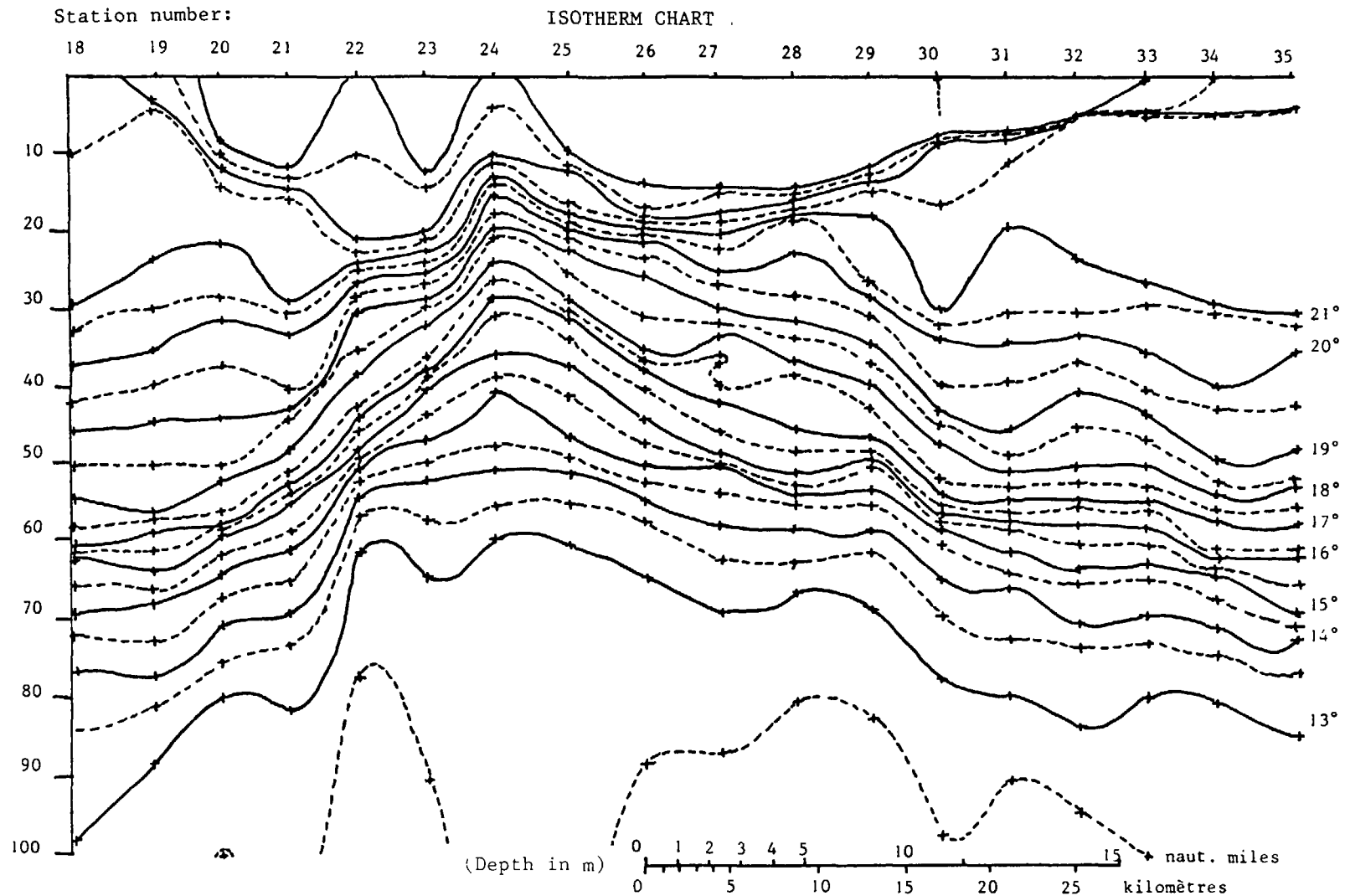


Fig. 5(c)

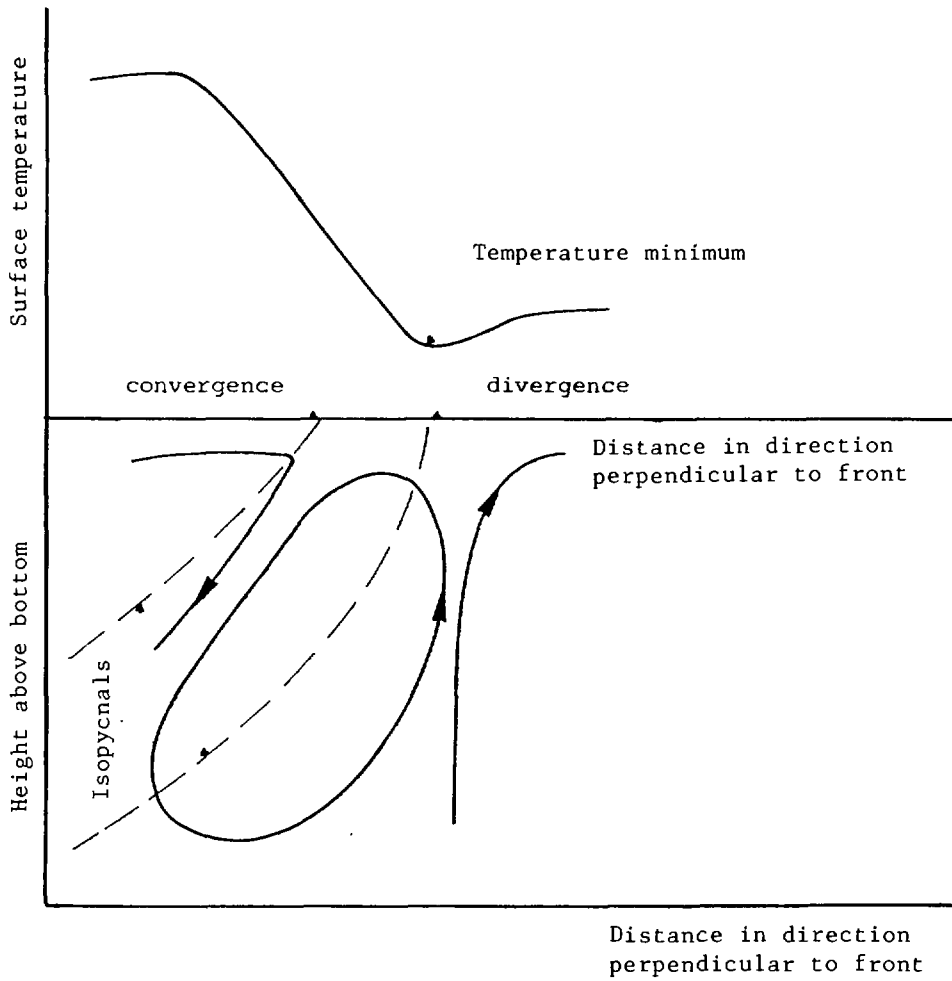


Fig. 6. Schematic representation of vertical circulation at a front (Nihoul, 1981).

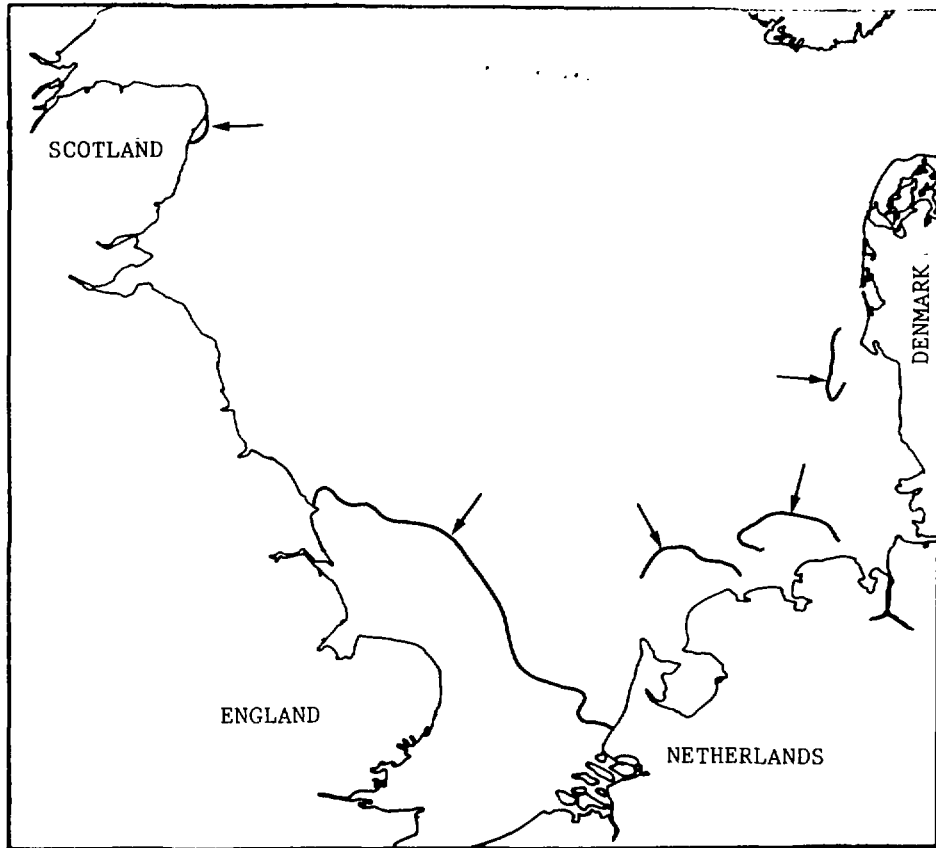


Fig. 7. Position of fronts likely to occur in the North Sea (Nihoul, 1980).

Observations show that fronts are often unstable and form meanders of increasing amplitude. These meanders produce cyclonic eddies extending over some 20-40 km with a lifetime of several days (Pingree, 1978; Pingree and Griffiths, 1978). In summer, these cyclonic eddies play an important part in the transfer of heat, salts and nutrients across stratified regions. They probably exert a determining influence on primary productivity by transporting nutrients and phytoplankton across the front zone (Pingree et al., 1979).

On the basis of a comparison between the phytoplankton growth rate and the cyclonic eddy lifetime, Pingree formed the hypothesis that the population growth might occur precisely during the process of transport by the eddies (Pingree et al., 1979). Figure 8 shows a remarkable agreement between the surface distributions of temperature, salinity and chlorophyll *a*, reflecting the structure of the cyclonic eddy as it appears in the infra-red photograph (Pingree et al., 1979).

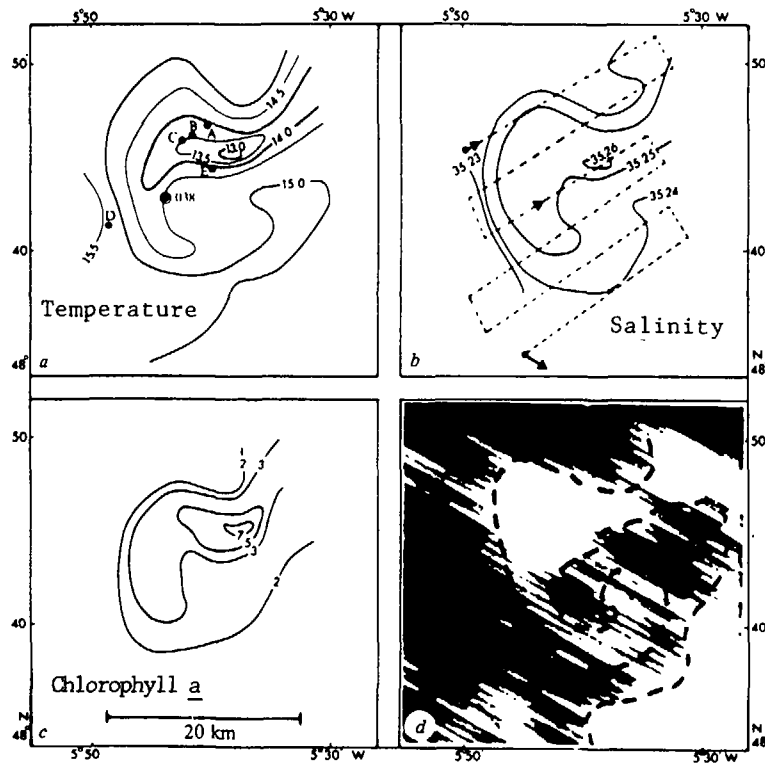


Fig. 8.

An example of the surface distribution of temperature, salinity and chlorophyll a, reflecting a cyclonic eddy structure. (Pingree et al., 1979).

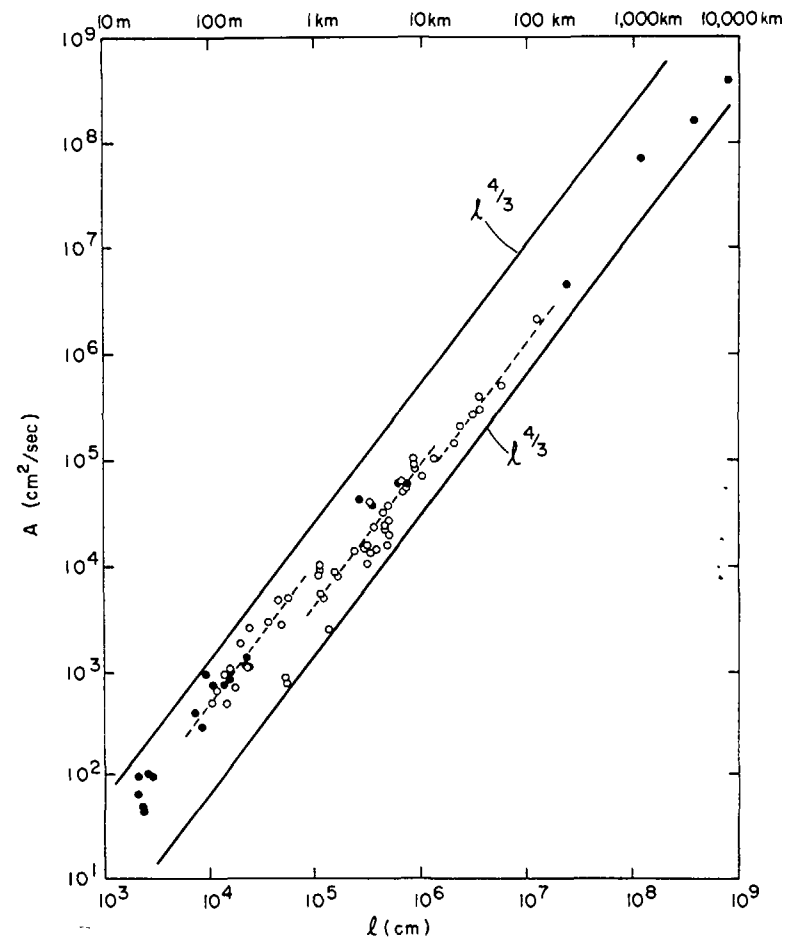


Fig. 9.

Relationship between the horizontal diffusivity A and the scale of the phenomena (Okubo, 1980).

2.2.2. Seas with strong tides

In shallow seas, such as the North Sea, where the tides are strong (current speeds can exceed 1 m/s), the turbulence generated by bottom friction produces excellent vertical mixing, and it is often not necessary to do more than determine the vertical averages of currents and concentrations. The equations are obtained by integrating the three-dimensional equations over the vertical; in such integrations there are two contributions from the non-linear terms, the first being associated with the product of means, the second with the mean product of the deviations with respect to the means. This term is analogous in structure to that obtained by a time average containing the product of the smaller-scale fluctuations. Experiments show that this term plays an identical role and contributes to horizontal diffusion (cf. Bowden, 1965, 1972; Nihoul et al., 1980; Warluzel and Benqué, 1980). Essentially associated with the existence of a vertical velocity gradient, this effect is called the "shear effect".

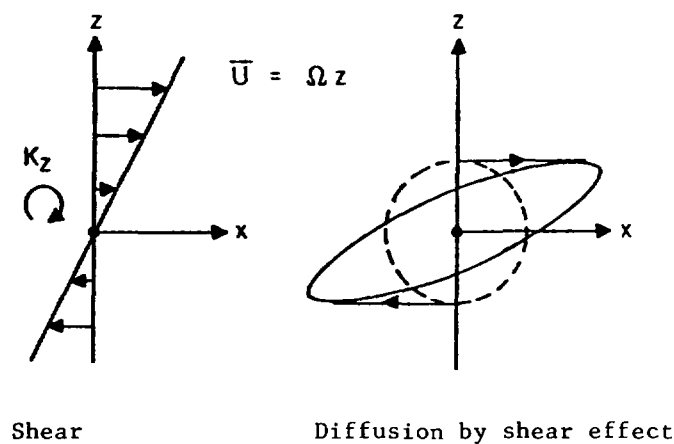
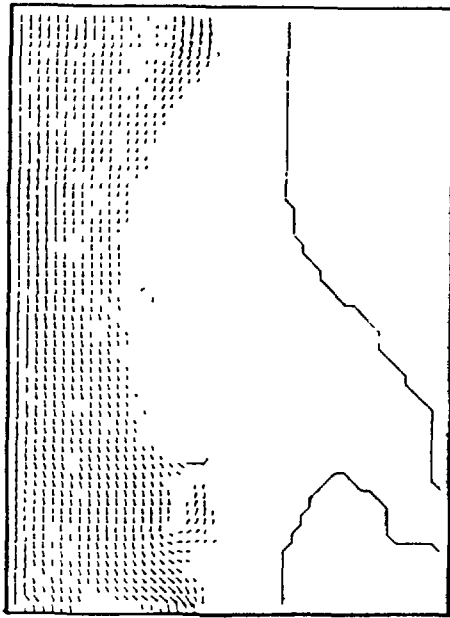


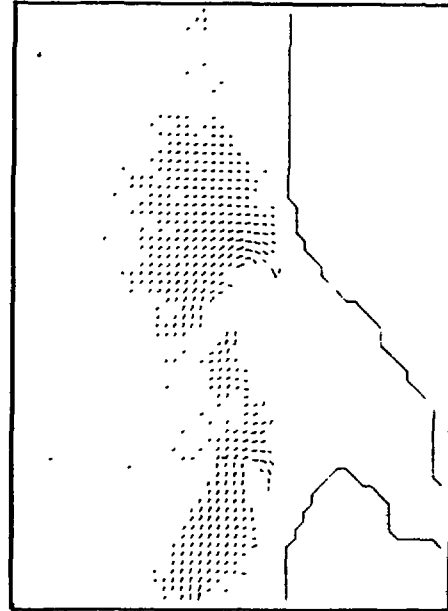
Fig. 10.

Naturally, the wind exerts an additional influence and the combination of winds and tides may lead to extremely intense mesoscale phenomena.

Under these conditions the non-linear terms associated, in the equations, with advection, with bottom friction and with bathymetric variations in very irregular coastal zones (tidal flats) cannot be neglected.



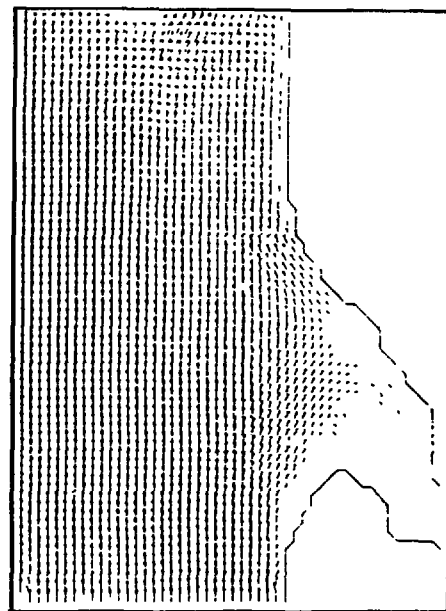
Velocity field, 4 h before high tide



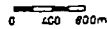
Velocity field, 3 h before high tide



Velocity field, 1 h before high tide



Velocity field at high tide



Scale of lengths



Scale of velocities

Fig. 11(a) Tidal currents in the Canche estuary (Benqué et al., 1981 b).

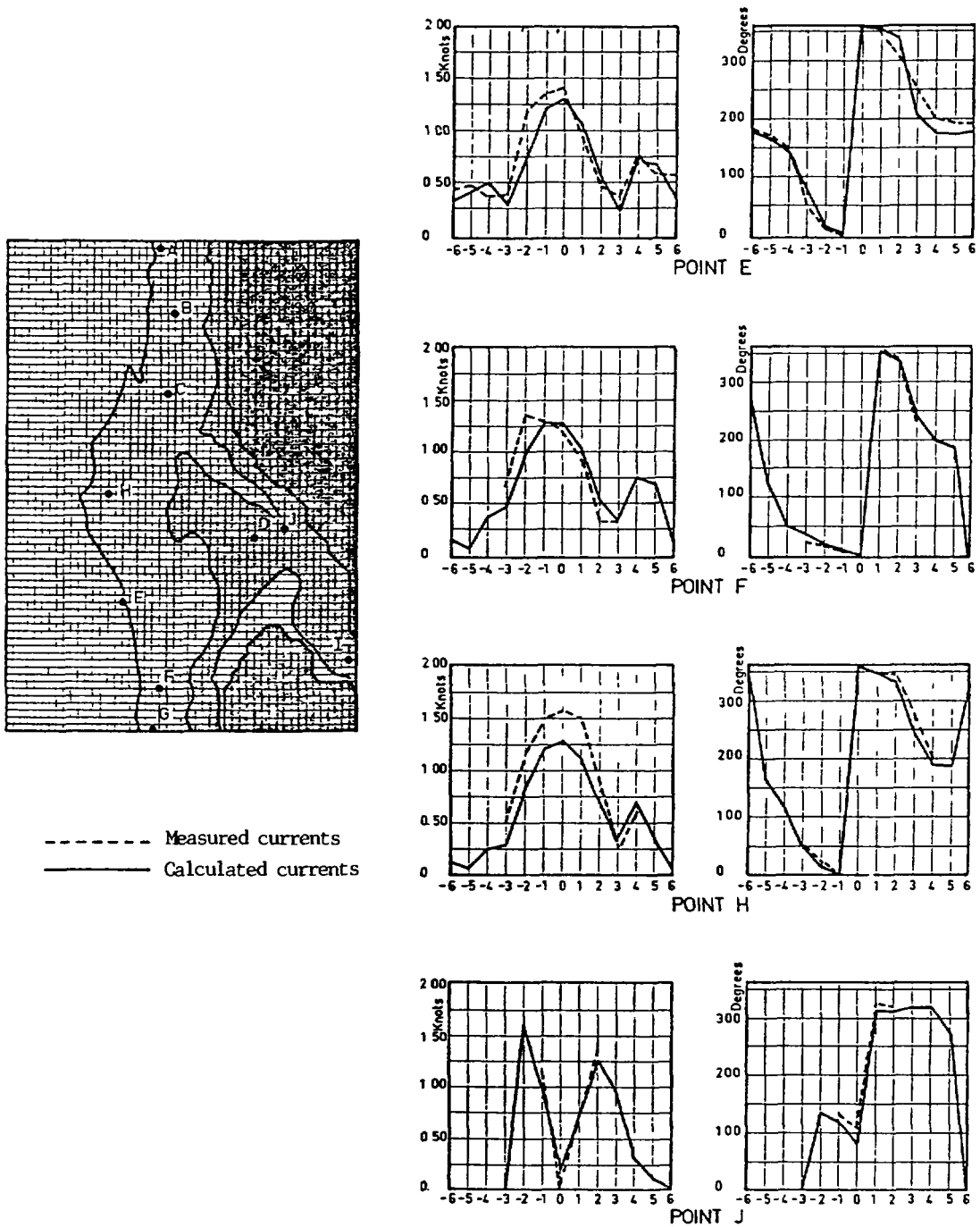


Fig. 11(b) Comparison between calculated and measured currents in the Canche estuary (Benqué et al., 1981 b).

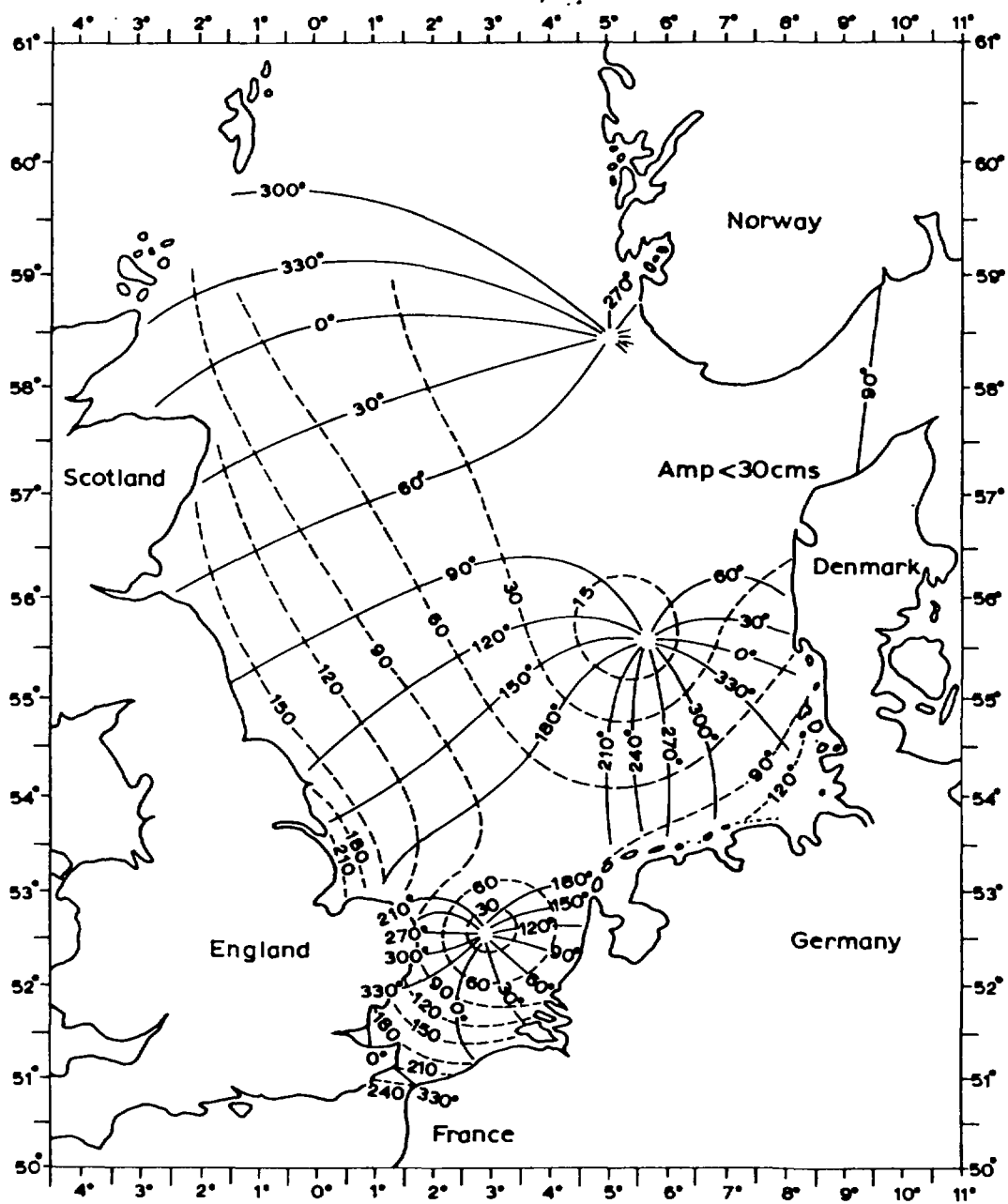


Fig. 12(a) Lines of equal phases and equal amplitudes of the M_2 tide in the North Sea according to observations (Proudman and Doodson, 1924).

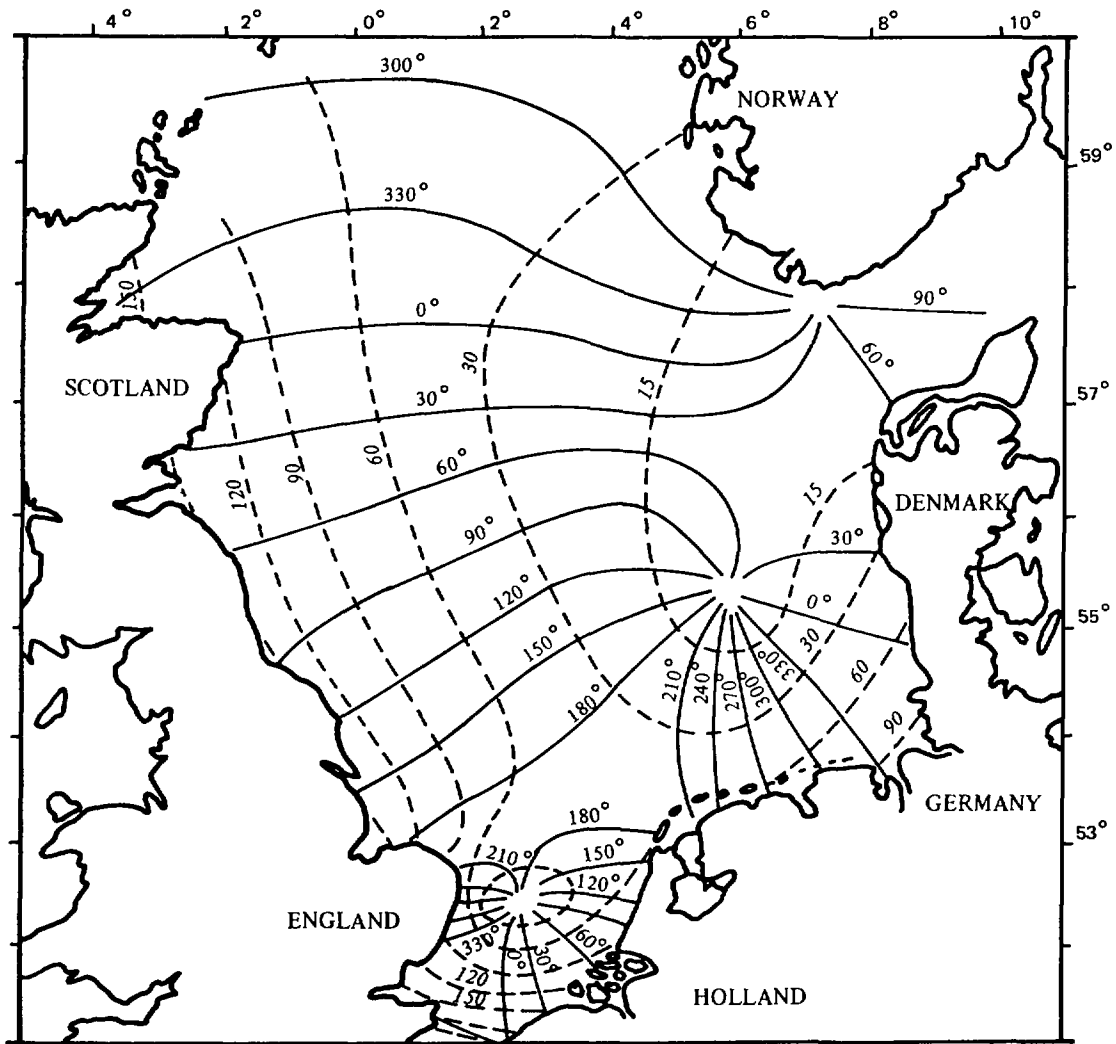


Fig. 12(b) Lines of equal phases and equal amplitudes of the M_2 tide in the North Sea according to the results of the mathematical model (Ronday, 1976).

Comparison between the predictions of the mathematical models and the observations shows excellent agreement, as in Fig. 11. The mathematical models, which require only a very limited experimental effort (boundary conditions), therefore constitute a practical and effective approach to marine hydrodynamics.

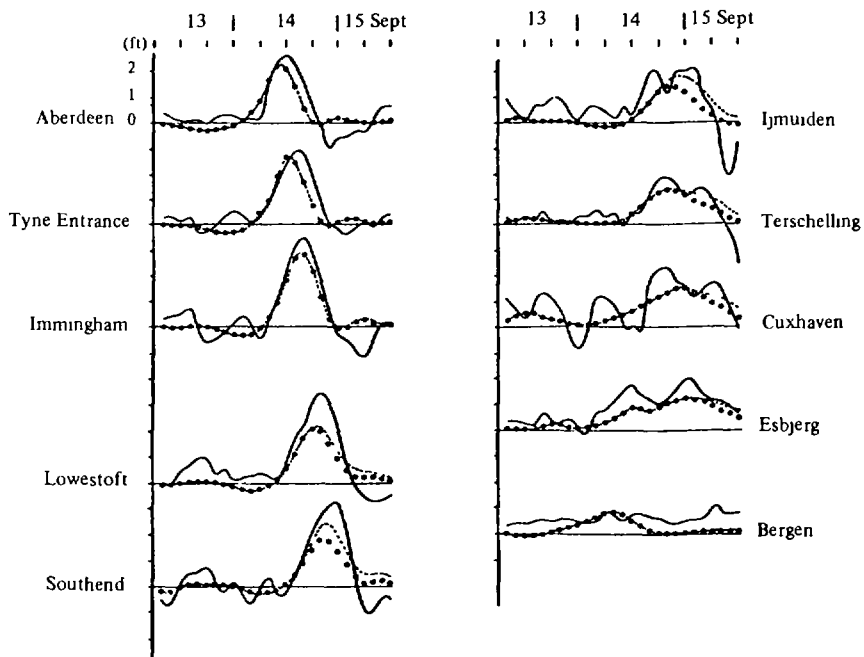
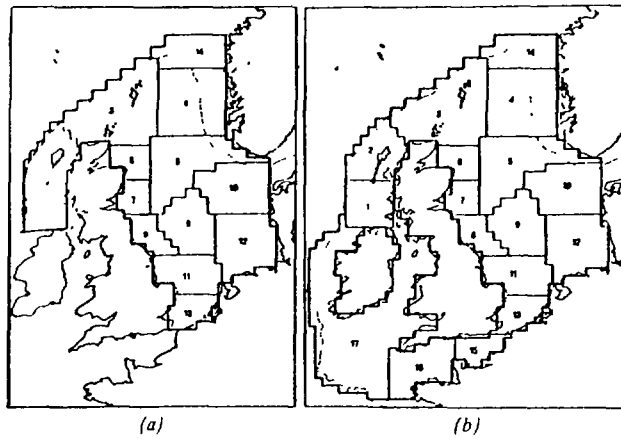
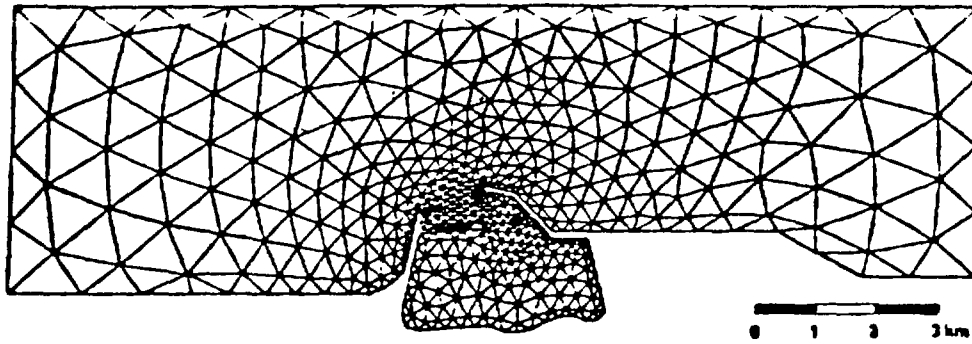


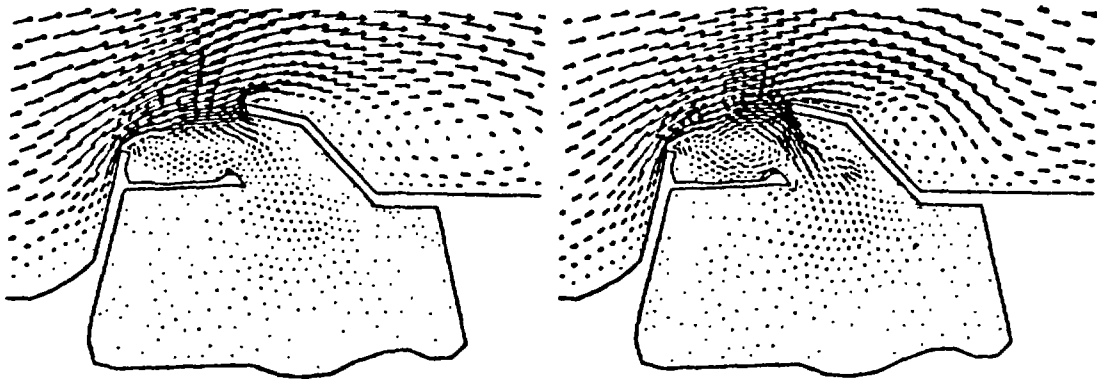
Fig. 13. Storm from 13 to 15 September 1956. (Heaps, 1969).

- Residuals after subtraction of the static barometric elevation;
- - - Elevation due to wind, calculated by model (a);
- Elevation due to wind, calculated by model (b).

Comparison between two models which differ in their physical bases allows assessment of the value of adapting the scope of the model to its objectives.

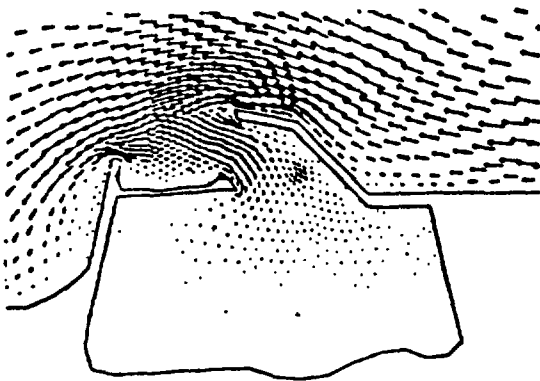


Finite-element grid for numerical model



Velocity field 2 h before high tide

Velocity field 45 min before high tide



Velocity field 3 h 30 min after high tide

Fig. 14. Calculation of tidal currents in the outer harbour at Dunkirk (Benqué and Labadie, 1980, 1981).

In spite of these problems, the existing models are extremely powerful, the last difficulties being presented by the determination of the boundary conditions in the open sea, for which it is often necessary, for lack of sufficient data, to resort to interpolation or to several coupled or nested models, the results of one providing the boundary conditions for the others (cf. Benqué et al., 1981; Davis, 1976a, 1976b; Duun-Christensen, 1971, 1975; Flather, 1976, 1979; Hansen, 1966; Heaps, 1967, 1969; Leendertse, 1967; Nihoul, 1976; Prandle, 1975; Prandle and Wolf, 1978; Ramming, 1976, 1978; Runday, 1976, 1979; Thacker, 1979).

Models with several layers and three-dimensional models are recent developments. They have made it possible, in particular, to verify certain hypotheses of the two-dimensional model integrated over depth. For instance, this type of model assumes that the tension on the bottom is a quadratic function of the mean velocity and that it is oriented in the direction of this velocity. The three-dimensional models (e.g. Nihoul, 1977) show that this parametrization is valid if the average current is sufficiently strong. When it becomes too weak, for instance at the turning of the tide, the bottom stress contains additional terms associated with the surface stress and with the effect of the Coriolis force. Moreover, surface and bottom currents can have quite different directions, and the bottom stress is then no longer aligned with the mean current.

However, this situation is limited to a relatively short period at tide reversal, and the predictions of models integrated over depth provide an excellent approximation.

2.2.3. Determination of drift currents

The determination of drift currents, or residual currents, on large time scales is essential for problems of long-term pollution or transport. The models run into several difficulties here. In the first place, most models calculate an Eulerian residual current which is not always sufficient for determining pollutant transport; a purely Lagrangian phase shift combined with these Eulerian residual currents leading to non-closure of the trajectories over a tidal period (Lomer, 1978).

The principal difficulty of drift current models lies in the low intensity of such currents (sometimes only a few centimetres per second) compared with that of the combined mesoscale currents (tides, storms, etc.). In principle, the solution to the time-dependent equations, in which only microturbulence is parametrized, simultaneously contains the meso- and the macroscale motions, provided suitable boundary conditions have been imposed.

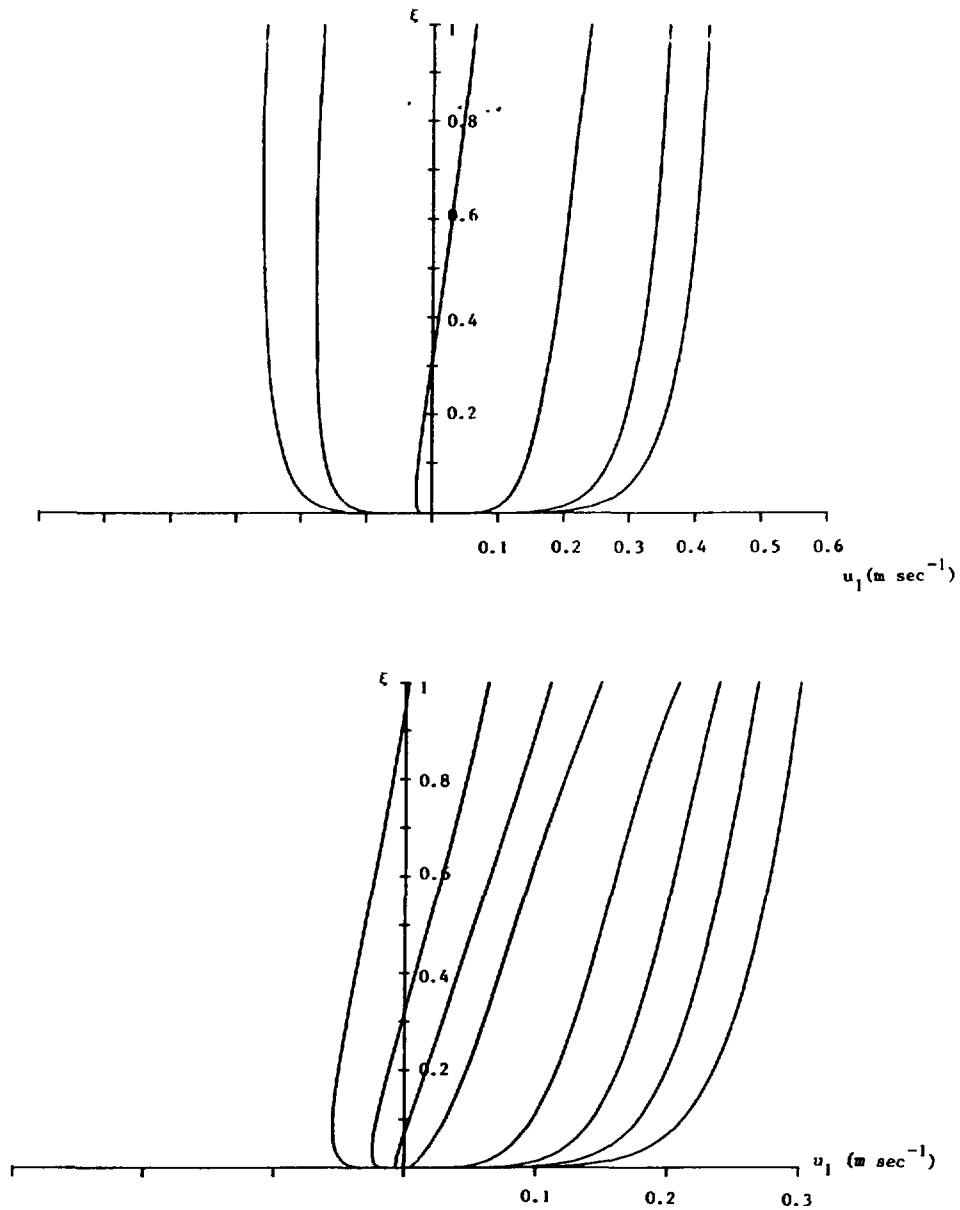


Fig. 15. Evaluation of the horizontal velocity profile at a point 52°30' N and 3°50' E under strong wind conditions calculated with a three-dimensional model (Nihoul, 1977).

Above: Evolution over half a tidal period (the curves from right to left are spaced at intervals of 54 min).

Below: Evolution at tide reversal (the curves from right to left are spaced at intervals of 18 min).

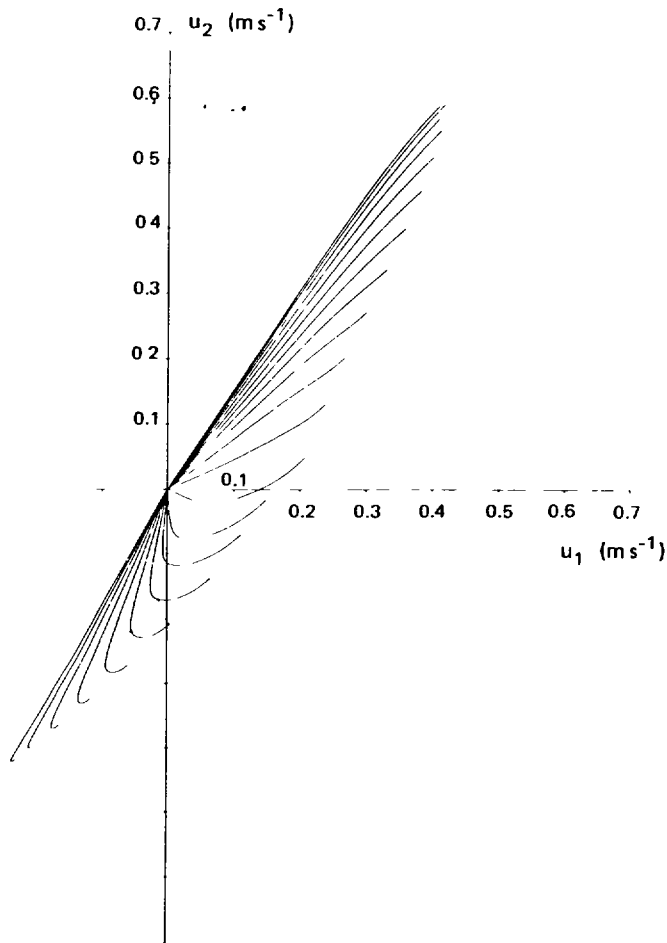


Fig. 16. Evolution over half a tidal period of the Ekman diagram showing the deflection of the horizontal current vector (the spacing between two successive curves is 18 min). (Nihoul, 1977).

Figures 15 and 16 show that when the current is strong, the velocity vectors are aligned from surface to bottom. On the other hand, when the current is weak (at tide reversal, for instance), the Coriolis force (due to the Earth's rotation) becomes important, and a veering of the velocity vector over the water column is observed. The bottom and surface currents are no longer necessarily in the same direction and the bottom stress can no longer be calculated from the mean velocity in the vertical. In this situation two-dimensional models are inadequate. The three-dimensional model can be coupled with a two-dimensional model to correct the bottom stress formula when necessary and to improve the overall predictions of the model (Nihoul, 1977).

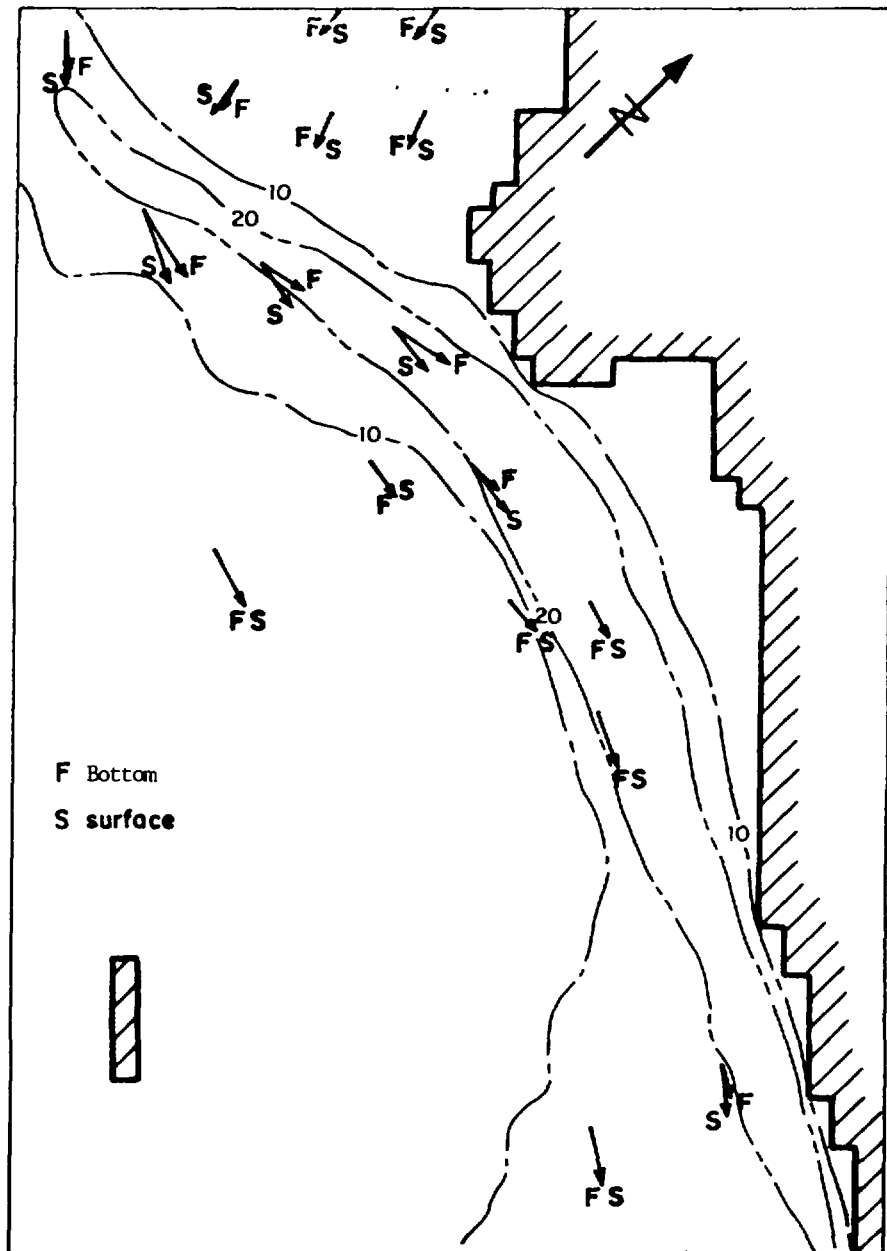


Fig. 17. Three-dimensional velocity field calculated for the Gironde estuary. The velocities in the navigation channel near the bottom and near the surface are represented here (Burg and Warluzel, 1980).

It would therefore seem natural to try to obtain the residual circulation by taking the mean of these solutions over a sufficiently long time in order to smooth the transient effects of tide and storm. Unfortunately, the residual circulation represents only a small part of this solution, of the same order of magnitude as the error in the solution. In view of the non-linearities, there is a danger that the errors will not cancel out when the mean is taken and that the final result will be a residual circulation obtained with an error of some 100%. This difficulty is avoided by taking not the mean of the solutions, but the mean of the equations. Thus, a system of quasi-stationary equations is written for the residual circulation. These equations include terms representing the average effect of the non-linear interactions of tide and storm which are then calculated on the basis of a pre-existing tide/storm model. This method yields very accurate results, but it calls for the continuous operation of a mesoscale model with real meteorological conditions - an undertaking which is out of the question in routine studies. It is therefore necessary to make approximations and to consider, for instance, the situation with no wind, or with constant winds, in typical directions. The impossibility of maintaining a permanent experimental network at the open-sea boundaries makes it necessary to introduce additional hypotheses in the formulation of the boundary conditions, and these hypotheses and approximations reduce the accuracy that may be expected of the predictions of a mathematical model of residual currents.

However, it should be stressed that the mathematical model probably remains the best tool for determining the residual circulation, since measuring these currents involves the same difficulties as modelling them. A conventional current-meter in principle measures the sum of the - quasi-stationary - residual currents and of the transient currents due to tide and wind action. But the residual currents are only a very small part of the signal. A mean of the observations over a period of one or more days should give the residual current. However, the latter is of the same order as the instrumental error, and this error, being non-linear, does not cancel out in the mean, so the measuring instrument may give the residual circulation with errors of the order of 100%.

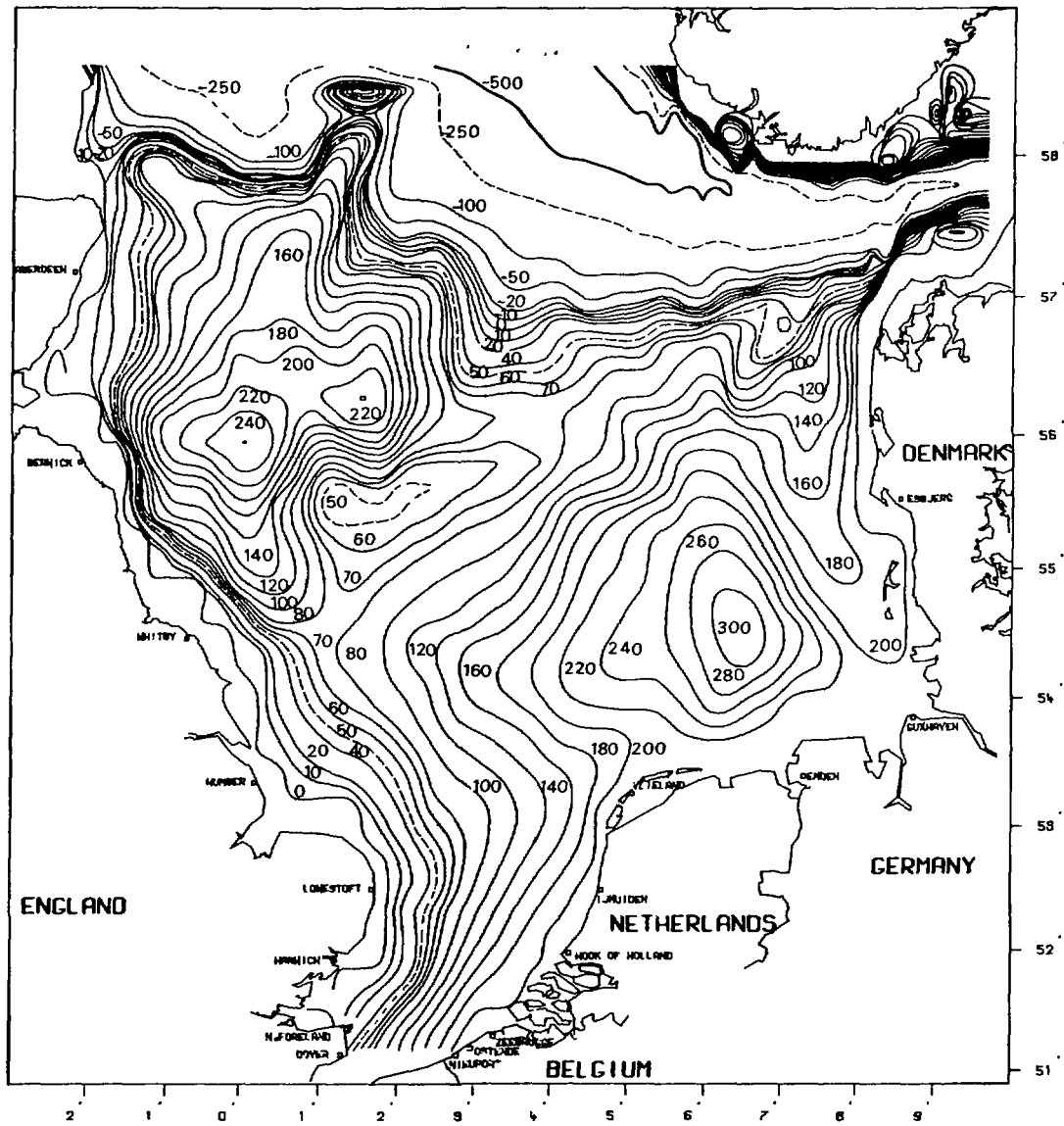


Fig. 20. Residual currents in the North Sea (uniform constant wind of 15 ms^{-1} from the north-west). Current lines graduated in $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Nihoul and Runfola, 1981).

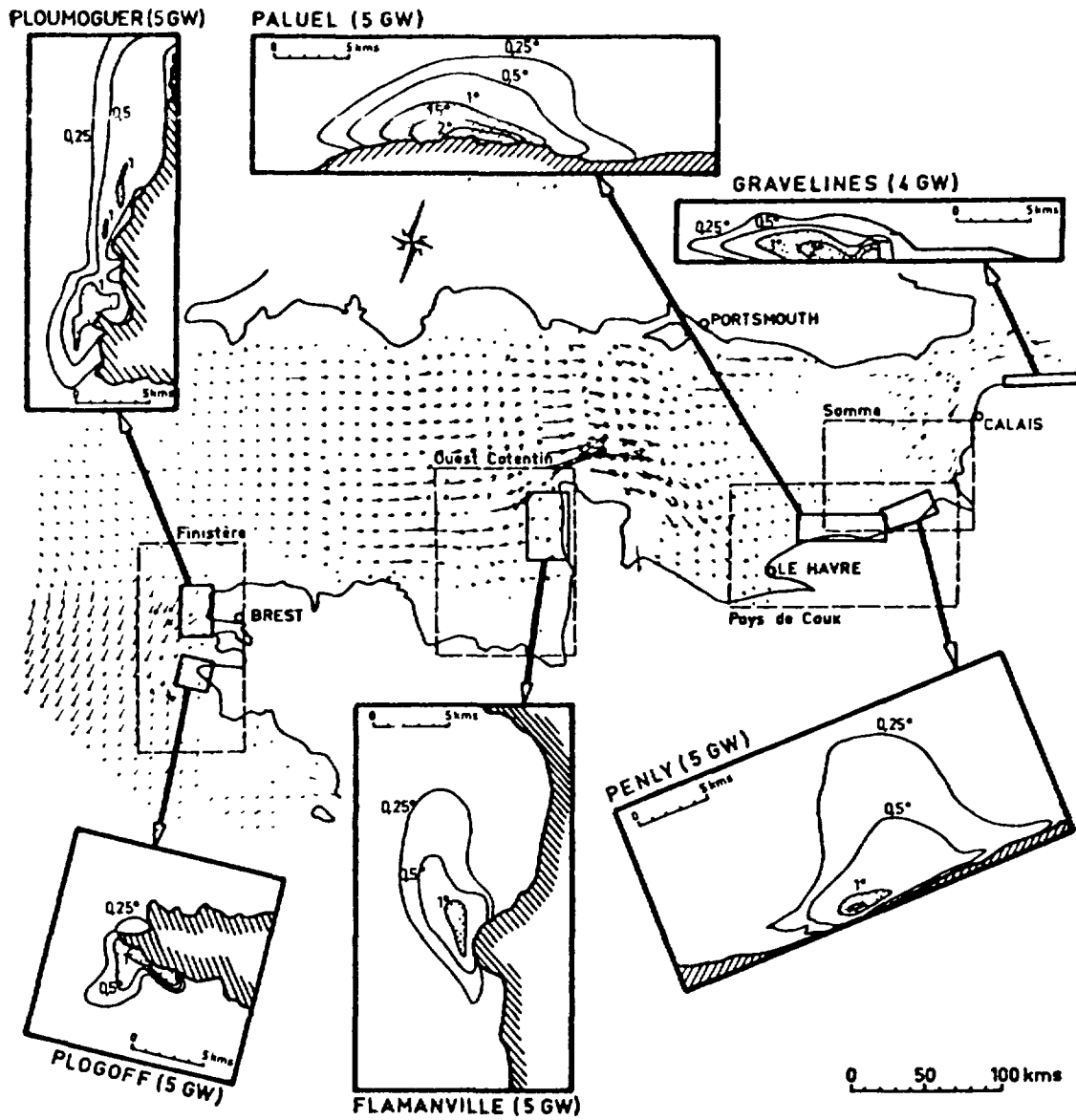


Fig. 21. Thermal contours calculated for nuclear power plants planned on the French coast of the Channel (Hauguel, 1979).

As we have seen, drift currents are determinants in the investigation of the long-term fate of pollutants. They also make it possible to obtain a quasi-periodic solution for the case of continuous release in the absence of atmospheric exchanges. Incidentally, in selecting a scale for the model it is advisable to fix an a priori lower limit for the acceptable concentrations that may be omitted from the model as no longer being of interest (cf. Alfrink and Vreugdenhil, 1981; Lomer, 1978; Nihoul, 1980; Nihoul and Runfola, 1981; Prandle, 1978).

2.3. Small-scale coastal oceanography

Here we are interested in the mechanisms acting in the immediate neighbourhood of a dumping site. The characteristic lengths of vertical variation are of the same order of magnitude as the depth, and the three-dimensional aspect of the phenomena cannot be evaded. The classical problem is that of a plume in a simple - e.g. uniform - cross-current situation, an environment with little stratification and a scarcely varying bottom. For this type of problem there are simple jet models, one-dimensional, with Gaussian profiles (Stolzenback and Harleman, 1971). These models are limited, but can be used for a first approximation. More sophisticated jet models can also be applied if the environment is highly stratified by making use of the parabolic character of the flow in the direction of the cross-current (Violet, 1976).

A complete three-dimensional model may also be set up without excessively restrictive hypotheses, but this requires simulation of the turbulence. Such models are cumbersome, but remain applicable if the zone under consideration is small (Benqué et al., 1979). Under these conditions, physical models become competitive and can be used concurrently with mathematical models to get an idea of the first mixing undergone by the pollutant.

Scale of velocities : $\rightarrow W_0$

Graph scale : $\text{---} D_0$

Scale of velocities $\rightarrow W_0$

92

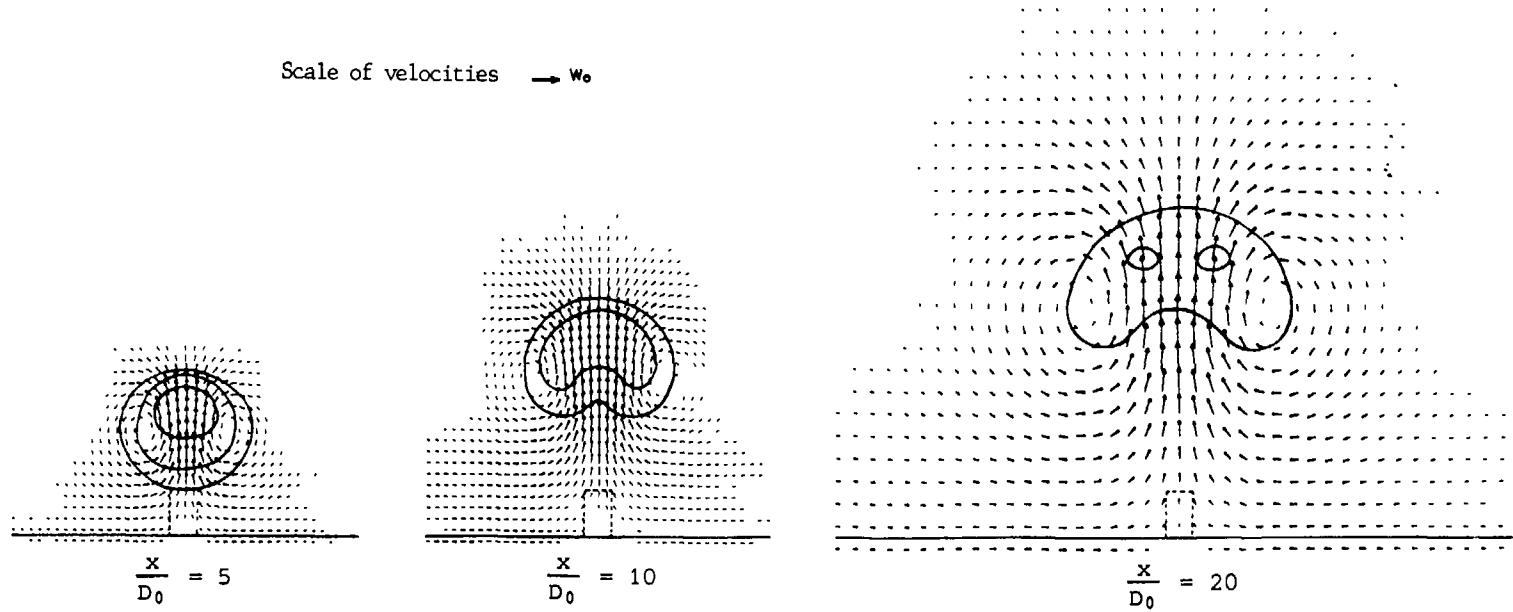


Fig. 22. Calculation of a buoyant release in a cross-current (Viollet, 1976). Velocities (V, W) and isoconcentrations 0.05, 0.02 and 0.01 calculated in planes perpendicular to the cross-current directed along the x -axis. D_0 is the diameter of the tower, x is the abscissa in the direction of the current.

3. NUMERICAL ASPECTS

The equations to be solved present the same types of numerical difficulty for all models, and this has led to the development of relatively universal algorithms. Some precautions must be taken in developing these algorithms:

- (a) In modelling transport, i.e. the advection of pollutants, attention should be paid to the respective advantages of centred, or non-centred, finite differences in the direction of the flow. It is essential to avoid introducing parasitic numerical diffusions much greater than the physical diffusion to be represented;
- (b) At each stage of the calculation, the continuity equation must be verified. Care must be taken to avoid mass loss in the numerical scheme;
- (c) Coastal areas are often more complex and demand better representation, for instance, of the coasts. Recourse must often be had to sophisticated techniques such as finite elements (cf. Grotkop, 1973; Ibler, 1981), irregular-grid finite differences (Thacker, 1979) or curvilinear meshes (Benqué et al., 1981; Benqué and Labadie, 1980, 1981 [Fig. 14]).

4. APPLICATION TO OTHER PROBLEMS

As indicated in the Introduction, dispersion models coupled to hydrodynamic models are particularly suitable for passive or semi-passive constituents miscible in sea-water.

However, modern techniques make it possible to use these models to study the dispersion of pollutants such as sediments in suspension capable of deposition on the sea-floor and of possible subsequent return into circulation at certain times during a tidal period (e.g. Nihoul and Adam, 1975), the drifting of bottom sediments (e.g. Benqué et al., 1981) and the transport and spreading of oil slicks (e.g. Warluzel and Benqué, 1981; Liu and Leendertse, 1981), and to construct models of ecological interactions, in particular between the first links of the food chains - phytoplankton, zooplankton and bacteria (e.g. Platt, 1975; Platt and Denman, 1975; Denman and Platt, 1975; Wroblewski and O'Brien, 1975; Radach and Maier-Reimer, 1975; Nihoul et al., 1979).

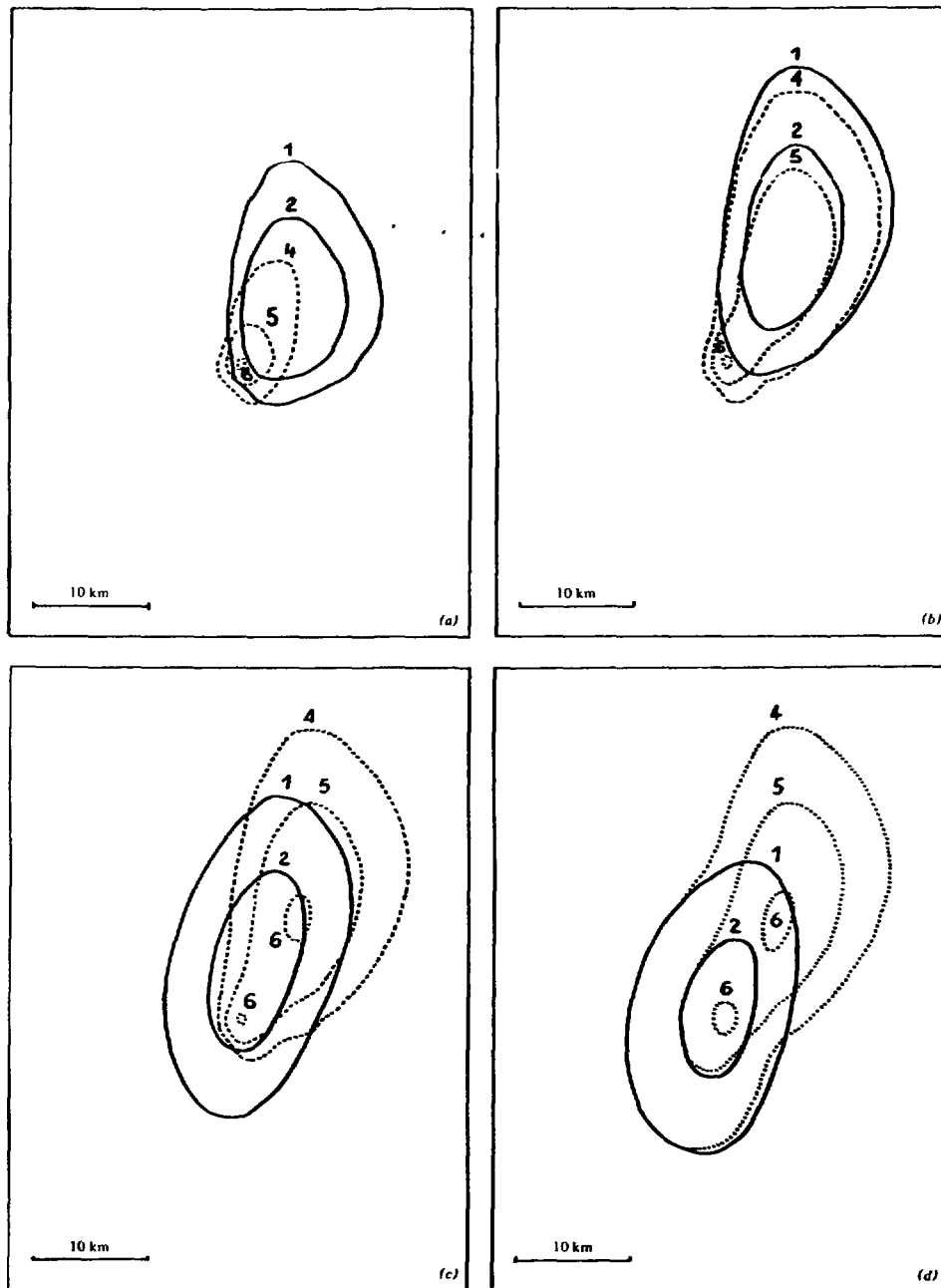


Fig. 23. Curves of equal concentration of suspended matter and sediments deposited on the bottom after a discharge at the point $51^{\circ}30' \text{ N}$ and 3° E in the Southern Bight of the North Sea (Nihoul and Adam, 1975). (a) One quarter of a tidal period after discharge; (b) half a tidal period after discharge; (c) three-quarters of a tidal period after discharge; (d) one tidal period after discharge. Curve 1: 1 mg/m^3 in suspension; curve 2: 10 mg/m^3 in suspension; curve 4: 10 mg/m^2 deposited; curve 5: 100 mg/m^2 deposited; curve 6: 500 mg/m^2 deposited.

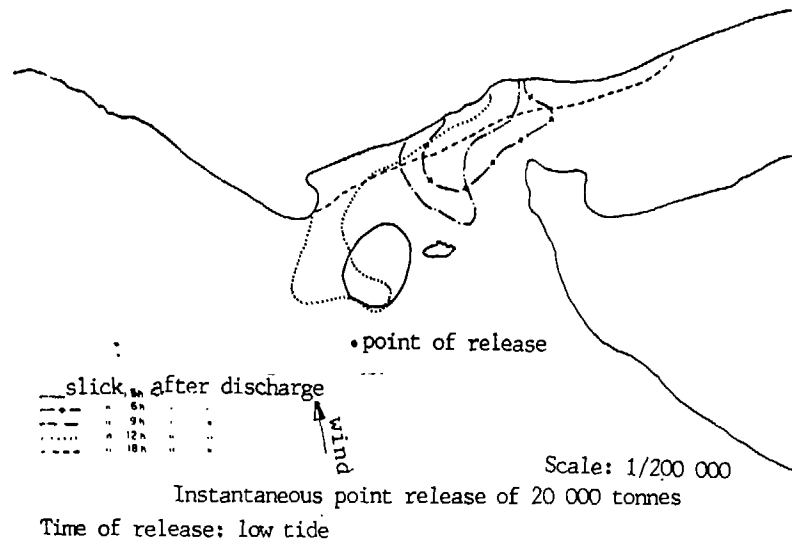


Fig. 24(a) Transport and spreading of hydrocarbons (Warluzel and Benqué, 1981).

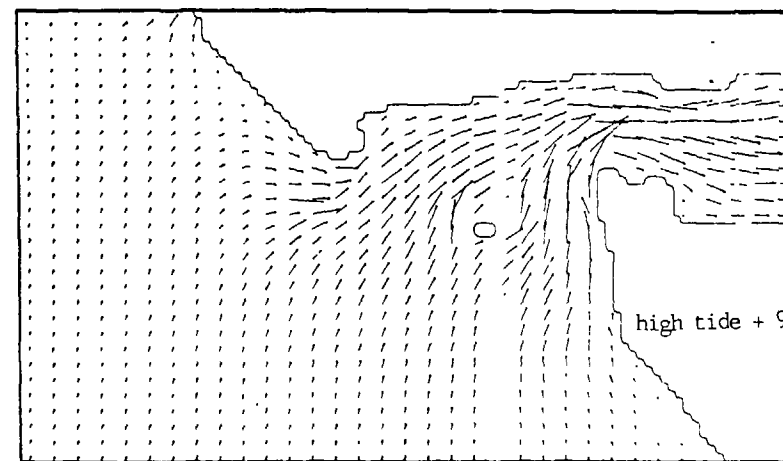
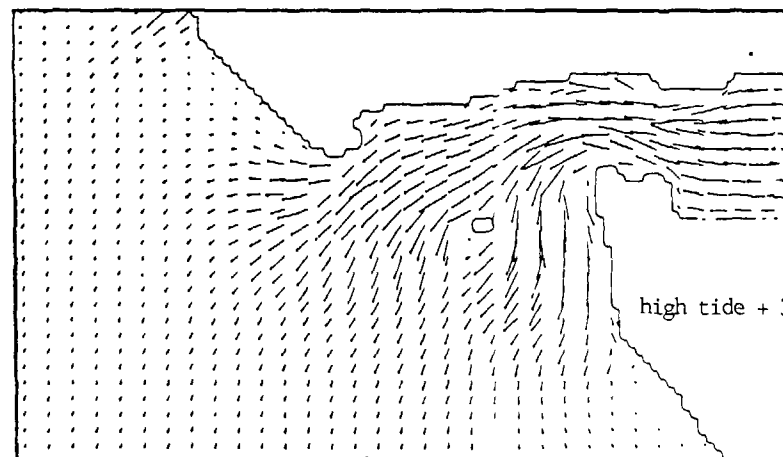


Fig. 24(b) Current fields provided by a calculation program for the slick simulation period (Warluzel and Benqué, 1981).

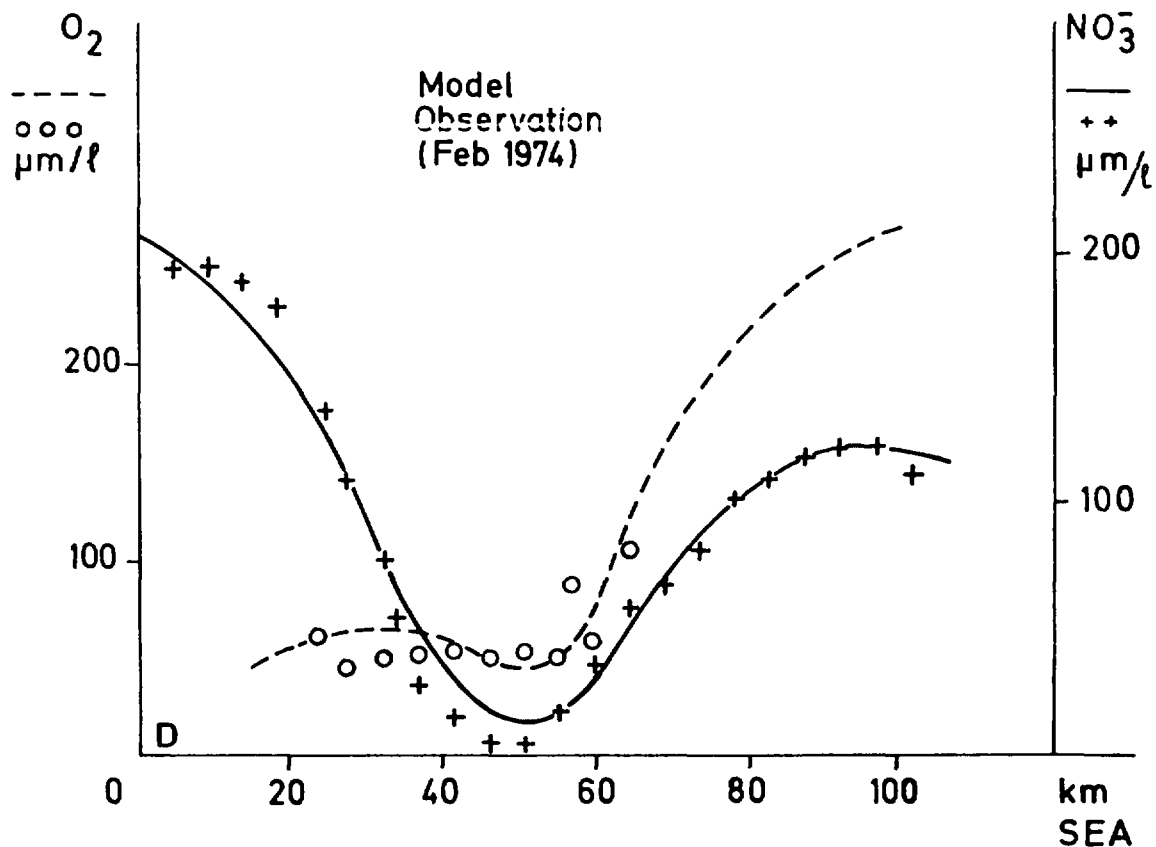


Fig. 25. Hydrodynamic model and water quality model for the Scheldt estuary (Nihoul et al., 1979). The curves are based on the predictions of the model. The points and crosses represent the observed values for the oxygen and nitrate concentrations, respectively.

5. CONCLUSIONS

We may distinguish mathematical models applicable to small-area problems (horizontal scale comparable to depth) and models applicable to large-area phenomena (horizontal scales much greater than depth, quasi-hydrostatic approximation). In the case of the former, progress remains to be made in the simulation of turbulence and in the development of algorithms applicable under often very complex geometrical conditions. However, these problems have the advantage that they can be handled both by a mathematical model with numerical simulation and by a reduced-scale model with physical simulation. The combination of these two approaches allows a fair idea to be formed of the primary dilution. It should be recalled here that the factors influencing the dispersion of a release in its immediate vicinity are partly governed by the characteristics of the release.

Excellent results are obtained by combining mathematical models with reduced-scale models, the former (on larger scales) providing the boundary conditions for the tank of the physical models.

Large-area problems can be tackled only by means of mathematical models. These models are extremely efficient for the calculation of mesoscale circulation and transport of pollutants, but they all run into the same difficulty of simulating long-term problems and of determining drift currents.

The principal difficulty faced by mesoscale or macroscale models is the determination of atmospheric conditions and of boundary conditions in the open sea. It should be emphasized here that the complexity of the boundary conditions depends on the complexity of the model itself (a three-dimensional model requires vertical profiles at the open-sea boundaries) and the time scales of atmospheric phenomena, or of variations in the boundary conditions, must be matched with the time scales taken into account by the model.

Mathematical models make it possible to determine the situation at every point of a given coastal zone and require only the conditions at the boundaries of the zone for this purpose. However, although these conditions at the boundary correspond to an experimental effort small in relation to total surveillance of the zone, they are essential to the predictions of the mathematical model, and efforts must be made to obtain the best possible boundary conditions.

In addition to these experimental surveys at the boundaries, a certain number of observations within the zone are needed for the calibration of the model, i.e. for the determination of certain numerical coefficients appearing in the parametrization.

Mathematical models in the hands of experienced teams can yield valuable information without which environmental management would be impossible. However, it must be emphasized that the development and calibration of a mathematical model adapted to a given coastal region requires sufficiently large teams able to work for a sufficiently long period of time. In general, it may be said that the "critical mass" of a modelling team is three to five engineers. Something like two or three years are required to get a first idea of the overall problems, assuming that the team of engineers is able regularly to consult experienced people, in particular experimentalists familiar with the region being studied. It then takes about another two years to construct and assimilate the details of the model. These two tasks must be performed at the same time, and thus we arrive at a period of the order of five years for an operational mathematical model to be completed.

REFERENCES

- ALFRINK B.J. and VREUGDENHIL C.B., (1981), Residual currents. Analysis of Mechanisms and model types, Delft Hydraulics Laboratory, TOW R. 1469-11, 42 pp.
- BATCHELOR G.K., (1967), An introduction of fluid dynamics, Cambridge University Press, U.K.
- BENQUE J.P. and LABADIE G., (1980), A finite element method for Navier-Stokes equations, Third International Conference on finite element in flow problems, Banff Alberta, Canada, 10-13 June 1980.
- BENQUE J.P. and LABADIE G., (1981), Finite element methods for incompressible viscous flows, GAMM Conference, Paris, Octobre 1981.
- BENQUE J.P., HAUGUEL A. and VIOLLET P.L., (1981a), Quelques modélisations numériques en mécanique des fluides dans l'environnement, Laboratoire National d'Hydraulique, E.D.F., Paris.
- BENQUE J.P., CUNGE J., FEUILLET J., HAUGUEL A., (1981b), A new method for tidal current computation, Rapport E.D.F., HE41/81.26, HE42/81.17.
- BOWDEN K.F., (1965), Horizontal mixing in the sea due to a shearing current, J. Fluid Mech., 21 : 83-95
- BOWDEN K.F., (1972), Turbulent diffusion, Mém. Soc. Roy. Sc. Lg., 2 : 67-97
- BURG M.C. et WARLUZEL A., (1980), Calcul de champ de courant tridimensionnel, Rapport E.D.F., HE41/80.19, soumis à la conférence Coastal Engineering, Cape Town, 1982.
- DAVIES A.M., (1976a), A numerical model of the North Sea and its use in choosing locations for the deployment of off-shore tide gauges in the JONSDAP 76 Oceanographic Experiment, Sonderdruck aus der Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Band 29, Heft 1

- DAVIES A.M., (1976b), Application of a fine mesh numerical model of the North Sea to the calculation of storm surge elevations and currents, Institute of Oceanographic Sciences, Bidston Observatory 28, 70 pp.
- DENMAN K.L. and PLATT T., (1975), Coherences in the horizontal distribution of phytoplankton and temperature in the upper ocean, Mem. Soc. Roy. Sc. Lg., 7 : 19-30
- DUUN-CHRISTENSEN J., (1971), Investigations on the practical use of a hydrodynamic numerical model for calculation of sea level variations in the North Sea, the Skaggerak and the Kattegat, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 24 : 210-240
- DUUN-CHRISTENSEN J., (1975), The representation of the surface pressure field in a two-dimensional hydrodynamic numerical model for the North Sea, the Skaggerak and the Kattegat, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 28 : 97-116
- FLATHER R.A., (1976), A tidal model of the north-west European continental shelf, Mem. Soc. Roy. Sc. Lg., 10 : 141-164
- FLATHER R.A., (1979), Recent results from a storm surge prediction scheme for the North Sea, in : J.C.J. Nihoul (editor), Marine forecasting, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 385-409
- HANSEN W., (1966), The reproduction of the motion in the sea by means of hydrodynamical numerical methods, NATO Subcommittee on Oceanographic Research, 25, 57 pp.
- HAUGUEL A., (1979), Dilution des eaux de rejet des centrales électriques en bord de mer, 18ème Congrès de l'AIRH, 1979.
- HEAPS N.S., (1967), Storm surges, in : H. Barnes (editor), Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. Allen and Unwin, London : 11-47
- HEAPS N.S., (1969), A two-dimensional numerical sea model, R. Soc. London Philos. Trans. Ser. A, 265 : 93-137
- IBLER B., (1981), Résolution des équations de Navier-Stokes par une méthode d'éléments finis, Thèse présentée à l'Université de Paris Sud, Centre d'Orsay

- KITAIGORODSKII S.A., (1979), Review of the theories of wind mixed layer deepening, in : J.C.J. Nihoul (editor), Marine forecasting, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 1-33
- KULLENBERG G., (1974), An experimental and theoretical investigation of the turbulent diffusion in the upper layers of the sea, København's Universitet, Institut for Fysisk Oceanographi, Report n° 25, Copenhagen
- LANDAU L.D. and LIFSCHITZ, (1959), Fluid Mechanics, Pergamon Press, London
- LEENDERTSE J.J., (1967), Aspects of computational model for long-period water-wave propagation, Ph. D. Dissertation Technische Hogeschool Delft, Rand Corporation R.M. 5294-PR, 165 pp.
- LIU S.K. and LEENDERTSE J.J., (1981), A 3-D oil spill model with and without ice cover, Compte-Rendu du Colloque de la Mécanique des Nappes d'Hydrocarbures, I.A.H.R., Paris
- LOMER J.F., (1978), La dérive en mer à marées, Thèse de Docteur Ingénieur à l'Université de Paris VI
- MONIN A.S., KAMENKOVICH V.M. and KORT V.G., (1977), Variability of the ocean, John Wiley and Sons, New York
- NIHOUL J.C.J., (1975), Modelling of marine systems, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam
- NIHOUL J.C.J., (1976), A mathematical hydrodynamic model for the study of marine circulation and dispersion of pollutants in a shallow sea, in : R. Glowinski and J.L. Lions (editors), Computing Methods in Applied Sciences, Springer, Heidelberg, 447-472
- NIHOUL J.C.J., (1979), Turbulence in the ocean, in : W. Kollmann (editor), Prediction Methods for Turbulent Flows, Von Karman Institute Publ., pp. 1-25.
- NIHOUL J.C.J., (1980), Residual circulation, long waves and mesoscale eddies in the North Sea, Oceanologica Acta, 3 : 309-316

- NIHOUL J.C.J., (1981), *Marine Hydrodynamics at Ecological Scales*, in : J.C.J. Nihoul (editor), *Ecohydrodynamics*, Elsevier Publ., Amsterdam, pp. 1-12.
- NIHOUL J.C.J. and ADAM Y., (1975), *Dispersion et sédimentation autour d'un point de déversement en mer peu profonde*, *Journal de Recherches Hydrauliques*, 13 : 171-186
- NIHOUL J.C.J. and RUNFOLA Y., (1981), *The residual circulation in the North Sea*, in : J.C.J. Nihoul (editor), *Ecohydrodynamics*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 219-271
- NIHOUL J.C.J., RONDAY F.C., SMITZ J. and BILLEN G., (1979), *Hydrodynamic and water quality model of the Scheldt-Estuary*, in : R.F. Dame (editor), *Marsh-Estuarine Systems Simulation*, University of South Carolina Press, Columbia, South Carolina, USA, 71-82
- NIHOUL J.C.J., RUNFOLA Y. and ROISIN B., (1980), *Shear effect dispersion in shallow sea*, in : J.C.J. Nihoul (editor), *Marine turbulence*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 345-361
- NIHOUL J.C.J., LEWALLE A., LOFFET A. et CLEMENT F., (1982), *Variabilité horizontale dans la couche supérieure de mélange. Résultats de l'expérience MILDEX en Méditerranée*, *Bull. Soc. Roy. Sc. Liège*, sous presse.
- OKUBO A., (1980), *Diffusion and ecological problems : mathematical models*, Springer Verlag, Berlin
- PINGREE R.D., (1978), *Cyclonic eddies and cross-frontal mixing*, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 58 : 955-963.
- PINGREE R.D. and GRIFFITHS D.K., (1978), *Tidal fronts on the Shelf Seas around the British Isles*, *Journal of Geophysical Research*, 83 : 4615-4622.
- PINGREE R.D., HOLLIGAN P.M. and MARDELL G.T., (1979), *Phytoplankton growth and cyclonic eddies*, *Nature*, 278 : 245-247.
- PLATT T., (1975), *The physical environment and spectral structure of phytoplankton populations*, *Mem. Soc. Roy. Sc. Lg.*, 7 : 9-17

- PLATT T. and DENMAN K.L., (1975), A general equation for the mesoscale distribution of phytoplankton in the sea, Mem. Soc. Roy. Sc. Lg., 7 : 31-42
- PRANDLE D., (1975), Storm surges in the Southern North Sea and River Thames, Proc. Roy. Soc. London A, 334 : 509-539
- PRANDLE D., (1978), Residual flows and elevations in the Southern of the North Sea, Proc. Roy. Soc. London A, 359 : 189-228
- PRANDLE D. and WOLF J., (1978), Surge-tide interaction in the Southern North Sea, in : J.C.J. Nihoul (editor), Hydrodynamics of Estuaries and Fjords, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 161-185
- PROUDMAN J. and DOODSON A.J., (1924), The principal constituents of the tides of the North Sea, Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 224 : 185-219
- RADACH G. and MAIER-REIMER E., (1975), The vertical structure of phytoplankton growth dynamics, a mathematical model, Mem. Soc. Roy. Sc. Lg., 7 : 113-146
- RONDAY F.C., (1976), Modèles hydrodynamiques, in : J.C.J. Nihoul (editor), Rapport Final, Projet Mer, vol. 3, Department for Science Policy, Brussels, 270 pp.
- RONDAY F.C., (1979), Tidal and residual circulation in the English Channel, in : J.C.J. Nihoul (editor), Marine forecasting, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 351-384
- STOLZENBACK and HARLEMAN N., (1971), An analytical and experimental investigation of surface discharges of heated water, Rep. 135, Ralph M. Parsons Lab. for Wat. Res. and Hydro., M.I.T.
- TALBOT J.W., (1972), Diffusion in shallow seas, Symposium on the physical processes responsible for the dispersal of pollutants in the sea with special reference to the nearshore zone, 36-37 ICES, Copenhagen

- THACKER W.C., (1979), Irregular-grid finite-difference techniques for storm surge calculations for curving coastlines, in : J.C.J. Nihoul (editor), Marine forecasting, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 363-373
- TURNER J.S., (1973), Buoyancy effects in fluids, Cambridge University Press, U.K.
- VIOLLET P.L., (1976), Etude de jets dans des courants traversiers et dans des milieux stratifiés, Thèse de Docteur Ingénieur, Paris.
- WARLUZEL A. and BENQUE J.P., (1980), Dispersion in a tidal sea, in : J.C.J. Nihoul (editor) : Marine turbulence, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 363-373
- WARLUZEL A. and BENQUE J.P., (1981), Un modèle mathématique de transport et d'étalement d'une nappe d'hydrocarbures, Compte-Rendu du Colloque de la Mécanique des Nappes d'Hydrocarbures, I.A.H.R., Paris
- WROBLEWSKI J.S. and O'BRIEN J.J., (1975), On the physical and biological scales of phytoplankton patchiness in the ocean, Mem. Soc. Roy. Sc. Lg., 7 : 43-57