

Transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale), du Bassin des Sporades (Méditerranée Orientale) et du Golfe de Gascogne (Atlantique Nord-Est)

Xavier Durieu de Madron

Docteur en Géographie diplômé de l'université d'Aix-Marseille II

Pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Commission d'examen

Drs F. NYFFELER

Directeur de thèse

P. E. BOUAYE  
S. KUEBLER  
C. MILLET  
A. MONDRI  
A. PRIEUR

Examineurs

**Transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale), du Bassin des Sporades (Méditerranée Orientale) et du Golfe de Gascogne (Atlantique Nord-Est)**

**Xavier Durrieu de Madron**

Océanographe diplômé de l'université d'Aix-Marseille II

pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences

**Commission d'examen**

**Drs F. NYFFELER**

**Directeur de thèse**

**P.E. BISCAYE**

**B. KUBLER**

**C. MILLOT**

**A. MONACO**

**L. PRIEUR**

**Examineurs**

# IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Transport de la matière particulaire en  
suspension sur les marges continentales du  
Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale), du  
Bassin des Sporades (Méditerranée Orientale)  
et du Golfe de Gascogne (Atlantique Nord-Est)  
de Monsieur Xavier Durrieu de Madron

---

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel  
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs F. Nyffeler, B. Kübler, A. Monaco  
(Perpignan), L. Prieur (Villefranche s/Mer),  
C. Millot (La Seyne) et P.E. Biscaye (New York)  
autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 4 mars 1992

Le doyen :



A. Robert

## REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers François Nyffeler, directeur de thèse, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire ainsi que pour ses conseils précieux et la grande liberté qu'il m'a accordé dans l'élaboration de ce travail.

Je tiens tout particulièrement à remercier Pierre Biscaye, Claude Millot, André Monaco et Louis Prieur, qui ont accepté de participer au jury de thèse, pour leur soutien et l'esprit critique dont ils ont fait preuve à l'égard de mon travail.

Je remercie également Bernard Kübler pour son aide et sa permission d'utiliser son mobilier ainsi que son *Ghetto-Blaster*.

Je ne saurais oublier l'enthousiasme et l'aide amicale des grands buveurs devant l'éternel que sont Eduard Zuur, Charles-Henri Godet, Rüdiger Jantschik, Georges Rumley, Thierry Adatte & Rachid Laydi, sans oublier tous les autres ostrogoths de l'institut et d'ailleurs.

Merci aux filtreurs fous (Antonio Calafat, Thierry Courp, Henri Etcheber & Pierre Laborde) pour leur labeur lors des différentes campagnes en mer.

J'exprime enfin toute ma gratitude à la tribu Conlon qui m'a si souvent accueilli, et of course, at least but not the last, à Françoise, ma muse, qui désormais convole à mes côtés.

Cette recherche s'est effectuée dans le contexte du groupe Limnocéane de l'institut de géologie de l'université de Neuchâtel et a été soutenue par le Fonds National Suisse de la recherche scientifique (projets 20.5194-86 et 20.25469-88).

---

## RESUME

Ce travail porte sur le transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales. Il s'intègre au programme ECOMARGE (ECOsystèmes de MARGE continentale) qui aborde la problématique des flux de matière sur des marges soumises à des apports de matériel continental, principalement d'origine fluviale. Cette problématique entre dans des thématiques environnementales comme la dispersion des polluants et les cycles biogéochimiques en milieu marin.

Trois environnements de marge continentale ont été étudiés à partir de huit campagnes de mesures hydrologiques et néphélogométriques. Cinq campagnes ont été effectuées sur un rythme saisonnier dans le Golfe du Lion en Méditerranée Occidentale. Une campagne a été réalisée dans le Bassin des Sporades en Méditerranée Orientale. Enfin, deux campagnes sont consacrées au canyon du Cap-Ferrat sur la marge Aquitaine du golfe de Gascogne dans l'Atlantique Nord-Est. La couverture de ces régions par un réseau de stations donne une vision spatiale quasi-synoptique des structures hydrologiques et néphélogométriques à l'échelle des marges ou des canyons.

Les résultats décrivent les éléments fondamentaux de ces systèmes de marges continentales, à savoir :

- les conditions hydrologiques;
- le mouvement géostrophique des masses d'eau;
- la distribution de la matière particulaire en suspension à partir des structures néphélogométriques;
- la dispersion de la matière particulaire en suspension dans la couche néphéloïde de fond;
- les zones d'échanges de la matière particulaire en suspension entre le domaine néritique et le domaine bathyal ou abyssal.

La comparaison de ces trois régions met en évidence plusieurs points communs:

- le rôle prédominant des processus de transfert advectifs isopycnaux par rapport aux processus de transfert diapycnaux dans la dispersion de la matière particulaire en suspension;
  - la présence d'une veine de courant longeant la pente continentale qui représente un moteur essentiel de la dynamique au niveau de la pente continentale;
  - l'influence de la veine de courant le long de la pente continentale dans les échanges de matière particulaire en suspension entre le plateau et la pente. Ce courant limite l'extension des structures turbides vers le large en diluant le matériel issu du plateau et de la partie supérieure de la pente continentale.
-

## ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit behandelt das Transportverhalten von in Suspensionslösung befindlichen Partikeln auf den Kontinentalrändern und ist als solcher Teil des Programmes ECOMARGE (ECOsystèmes de MARGE continentale). Im Rahmen dieses Programmes wird das Fließverhalten auf Kontinentalrändern untersucht, die einer Zufuhr von kontinentalem, meist fluviatilem Material unterworfen sind. Die hier angeschnittene Problematik gehört mit der Dispersion von verschmutzenden Substanzen oder biochemischen Zyklen in marinem Milieu auch in den Bereich der Umweltthematik.

Ausgehend von acht hydrologischen und nephelometrischen Meßkampagnen wurden drei verschiedene Bereiche auf Kontinentalrändern untersucht. Fünf der Kampagnen wurden in jahreszeitlichem Rythmus im Golfe du Lion (westliches Mittelmeer) durchgeführt. Eine Kampagne wurde im Sporaden-Becken des östlichen Mittelmeeres angesetzt. Die beiden anderen Kampagnen wurden im Canyon von Cap-Ferret auf dem Aquitanischen Kontinentalrand des Gasgogne Golfes im Nordostatlantik realisiert. Die Stationsdichte in diesen Gebieten spiegelt nahezu die synoptischen und räumlichen Verhältnisse der hydrologischen und nephelometrischen Strukturen im Maßstab der Kontinentalränder oder der Canyons wieder.

Die Ergebnisse beschreiben die grundlegenden Elemente von Kontinentalrändern. Dazu gehören insbesondere:

- die hydrologischen Bedingungen;
- die geostrophische Bewegung der Wassermassen;
- die Partikelverteilung in der Suspensionslösung in Abhängigkeit der nephelometrischen Strukturen;
- die Partikelverteilung in der Suspensionslösung der Nepheloidschicht des Meeresgrundes;
- die Austauschzonen der in Suspension befindlichen Partikel zwischen dem neritischen Bereich einerseits und dem Bathyal- oder Abyssalbereich andererseits.

Der Vergleich dieser drei Gebiete stellt mehrere gemeinsame Punkte heraus:

- die herausragende Rolle von isopygnischen Advektiv-Transportes im Vergleich zum diapycnischen Transport in der Dispersion der in Lösung befindlichen Partikelfracht;
  - das Vorhandensein einer längs des Kontinentalabhanges verlaufenden Strömung welche die entscheidende Antriebskraft für die Dynamik des Kontinentalabhanges darstellt;
  - den Einfluß der längs des Kontinentalabhanges verlaufenden Strömung auf den Austausch der in Suspensionslösung befindlichen Partikel zwischen dem Schelf und dem Abhang. Diese Strömung begrenzt die Ausdehnung von Turbiditerscheinungen zum offenen Meer, indem sie das vom Schelf und dem oberen Teil des Kontinentalrandes stammende Material verdünnt.
-

## ABSTRACT

The purpose of this work addresses the transport of suspended particulate matter on continental margins. The study forms a part of the pluridisciplinary ECOMARGE program (ECOsystèmes de MARGE continentale) that investigates the fluxes of matter on continental margin environments characterized by major discharges of terrigenous material by rivers. This research becomes integrated with environmental topics as the dispersion of pollutants and the biogeochemical cycles in marine systems.

Hydrographic and nephelometric data collected during 8 cruises have been used to investigate 3 continental margin environments. The Gulf of Lion in the northwestern Mediterranean sea is studied on the basis of 5 cruises performed during different seasons. One cruise concentrates on the Sporades Basin in the northwestern Aegean sea. Two cruises concentrate on the Cap-Ferrat canyon in the margin of the Gulf of Biscay (northeast Atlantic).

Data collection for each cruises was carried out within few days, in order to obtain a quasi-synoptic picture of the hydrographic and nephelometric structures over the margins or the submarine canyons.

The results describe the major aspects of the study areas:

- the hydrographic conditions;
- the geostrophic circulation of the water masses;
- the distribution of the suspended particulate matter derived from the nephelometric structures;
- the dispersion of the suspended particulate matter in the bottom nepheloid layer;
- the exchanges zones of suspended particulate matter between the neritic environment and the bathyal or abyssal environments.

The comparison of these three systems yields to similar results:

- the predominance of isopycnal transfer processes with respect to diapycnal transfer processes;
  - the presence of a current along the slope that represents a major driving force;
  - the influence of the along slope current in the suspended particulate matter exchanges between the shelf and the slope. the current limits the seaward extension of the turbid structures by sweeping away the material dispersing off the shelf and the upper slope.
-

---

## MENU

INTRODUCTION.....	1
I-1 La matière particulaire en suspension .....	1
I-2 Le rôle de la matière particulaire en suspension dans les problèmes environnementaux .....	2
I-3 Application de ces thèmes aux marges continentales .....	3
I-3.1 Les marges continentales .....	3
I-3.2 Le transport de la matière particulaire sur les marges continentales .....	4
I-3.3 Les couches néphéloïdes .....	7
I-3.4 Etude des écosystèmes de marges continentales.....	7
II ETUDE HYDROLOGIQUE ET NEPHELOMETRIQUE DANS LE CADRE DU PROGRAMME ECOMARGE.....	9
II-1 Le programme ECOMARGE.....	9
II-2 Etude hydrologique et néphélogométrie .....	10
III METHODES ET INSTRUMENTS DE MESURES.....	13
III-1 Stratégie de mesure.....	13
III-2 Mesures hydrologiques et néphélogométriques.....	13
IV TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNEES.....	19
IV-1 Utilisation des paramètres hydrologiques et néphélogométriques.....	19
IV-2 Cartographie.....	19
IV-3 Calcul dynamique.....	21
IV-3.1 Approximation géostrophique des équations de mouvement.....	21
IV-3.2 Niveau de référence.....	23
IV-3.3 Ajustement des hauteurs dynamiques .....	24
IV-3.4 Incertitudes sur les vitesses et les flux .....	25
V. PROBLEMES POSES PAR LA CARACTERISATION DE LA CONCENTRATION EN MATIERE PARTICULAIRE EN SUSPENSION A L'AIDE DU NEPHELOMETRE .....	28
V-1 Caractéristiques de la matière particulaire en suspension.....	28
V-2 Diffusion de la lumière par les particules en suspension.....	28
V-3 Calibration de la turbidité en terme de charge particulaire .....	29
V-4 Problème de la dérive instrumentale du néphélogomètre.....	30

---

---

VI	SYNTHESE DES RESULTATS.....	31
VI-1	Schéma général du transport de la MES sur les marges continentales .....	31
VI-1.1	Le Golfe du Lion .....	31
	Circulation géostrophique des masses d'eau .....	31
	Dispersion de la matière particulaire en suspension .....	33
	Flux liquides et particulaires longitudinaux à la pente continentale .....	34
	Situation à diverses périodes de l'année.....	35
	Flux latéraux et diapycnaux .....	49
	Processus à l'échelle du canyon du Grand-Rhône .....	57
VI-2	Le Bassin des Sporades.....	60
VI-2	Le Canyon du Cap-Ferret .....	62
VII	DISCUSSION ET CONCLUSION .....	65
VII-1	Influence de la stratification de la densité sur la distribution de la MES - Dispersion isopycnale des couches néphéïdes superficielles et intermédiaires.....	66
VII-2	Les échanges de MES entre la plateau et la pente au sein de la couche néphéïde de fond.....	67
VII-3	Influence de la circulation le long de la pente sur la dispersion de la MES.....	68
VIII	BIBLIOGRAPHIE.....	70
IX	ANNEXES.....	75
	Partie I Durrieu de Madron X., F. Nyffeler et C.H. Godet (1990). Hydrographic structures and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. <i>Continental Shelf Research</i> , 10, 915-929.....	75
	Partie II Durrieu de Madron X. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon (manuscript) .....	94
	Partie III Durrieu de Madron X., F. Nyffeler, E.Th. Balopoulos et G. Chronis. Circulation and distribution of the suspended matter in the Sporades Basin (Northwestern Aegean Sea). <i>Journal of Marine Systems</i> (sous presse).....	121
	Partie IV Durrieu de Madron X. Contribution à l'étude de l'hydrologie, de la dynamique et des échanges de particules en suspension dans le canyon du Cap-Ferret (Marge aquitaine du golfe de Gascogne). (manuscript).....	141

---

## I INTRODUCTION

Ce travail porte sur le transport de la matière en suspension sur différentes marges méditerranéennes et atlantiques. Il se compose d'une compilation de plusieurs articles et manuscrits présentés en annexe. Une synthèse reprend les principaux résultats des articles, intègre de nouveaux éléments et compare les différents systèmes de marge continentale.

### I-1. La matière particulaire en suspension

La matière particulaire en suspension dans le milieu marin (MES) est constituée de particules dont la taille varie entre  $0.02 \mu\text{m}$  et plusieurs millimètres de diamètre; les plus grosses ( $> 100 \mu\text{m}$ ) sont formées presque exclusivement par des agrégats (Lal, 1977; Eisma, 1981). Les particules fines, de diamètre inférieur à  $10 \mu\text{m}$ , composent la majeure partie ( $> 90\%$ ) de la MES. De part leur faible vitesse de sédimentation ( $< 1 \text{ m j}^{-1}$  d'après la loi de Stokes (Lerman *et al.*, 1974)), les particules fines ont un temps de résidence très élevé dans la colonne d'eau. Les grosses particules sont par contre très dispersées et présentent des vitesses de chute pouvant aller jusqu'à  $1000 \text{ m j}^{-1}$ .

La MES, dont la masse totale dans l'ensemble des océans est estimée à  $10^{10} \text{ T}$  (Lal, 1977) a une distribution hétérogène dans la colonne d'eau. De manière générale, la MES présente dans la couche de surface des concentrations entre  $100$  et  $500 \mu\text{g l}^{-1}$  selon l'importance de la production biologique. La concentration en MES diminue dans les couches d'eau intermédiaires et profondes ( $90\%$  du volume des océans) où elle varie entre  $10$  et  $20 \mu\text{g l}^{-1}$ . La concentration en MES augmente au fond suite généralement à une remobilisation des dépôts sédimentaires superficiels.

La MES est composée de matériel biogène et lithogène provenant de différentes sources:

- 1) Apports côtiers par les fleuves de matériel terrigène, résultant de l'érosion des continents, et de rejets anthropogènes sous forme particulaire.
- 2) Apports atmosphériques par les vents de matériel terrigène issu de l'érosion éolienne des surfaces continentales désertiques, de rejets volcaniques ou anthropogéniques.
- 3) Apports extra-terrestres de poussières cosmiques résultant de la désintégration de météorites dans l'atmosphère.

- 4) Apports directs par les icebergs de matériel continental érodé par les glaciers.
- 5) Volcanisme sous-marin
- 6) Production biologique planctonique et benthique.
- 7) Précipitation de matériel inorganique.

La MES a une fonction importante au sein de la masse d'eau car elle intervient dans la formation des dépôts sédimentaires, interagit avec les cycles biologiques et chimiques et contient de la matière organique servant de nourriture aux organismes marins. La partie biogène de la MES, produite principalement dans la couche de surface (zone euphotique), peut être reminéralisée ou dissoute et seule une fraction de cette production atteint le fond. Elle est dispersée ou concentrée par des processus de transport mettant en jeu des mouvements verticaux et horizontaux.

Les échanges de MES entre les milieux atmosphériques, océaniques et sédimentaires ainsi qu'entre les différents compartiments du domaine marin font intervenir de multiples processus physiques, chimiques et biologiques. Dans le milieu océanique, ces échanges peuvent être quantifiés en terme de flux particulaires qui reposent sur la connaissance de la distribution de la MES ainsi que de sa dispersion liée à la sédimentation des particules et aux mouvements des masses d'eau.

#### **1-2. Le rôle de la matière particulaire en suspension dans les problèmes environnementaux**

Ce travail porte sur le transport de la MES sur les marges continentales soumises à des apports terrigènes, principalement d'origine fluviales. Il aborde le problème des flux de matière entre le continent et le milieu océanique profond. Cette étude se situe à la croisée de plusieurs thématiques environnementales comme les cycles biogéochimiques et la dispersion des polluants en milieu marin.

Les flux de matière entre les milieux atmosphériques, océaniques et sédimentaires sont l'objet depuis plusieurs années d'un vaste programme international de recherche (Joint Global Ocean Flux Study; JGOFS, 1990). Ces recherches tendent à améliorer la compréhension des mécanismes contrôlant les cycles biogéochimiques majeurs (C, N, P, Si, O, etc) et à estimer les échanges de matière entre les différents milieux. Une application actuelle concerne l'éventuel impact de l'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique, résultant d'une utilisation anthropogène de combustibles

fossiles, sur les bilans de matière et d'énergie dans les différents milieux et les variations climatiques (effet de serre).

Le deuxième point d'intérêt porte sur la dispersion et le devenir des polluants (effluents urbains, boues d'épuration, engrais, pesticides, radioéléments, etc) rejetés en grandes quantités dans le milieu marin. La MES, biogène et lithogène, incorpore ou sert de support à ces éléments. Leur devenir est lié aux processus physiques, chimiques et biologiques affectant la MES.

L'évaluation qualitative de la distribution et de la dispersion de la MES, ainsi que la quantification des flux particuliers au sein de la colonne d'eau, constituent des éléments essentiels à ces thématiques.

### **1-3. Application de ces thèmes aux marges continentales**

#### **1-3.1 Les marges continentales**

Les marges continentales forment, en bordure des continents, un ensemble géomorphologique immergé faisant le raccord avec les fonds océaniques. Elles sont constituées d'un plateau continental de faible profondeur (généralement jusqu'à 200 m) et d'un talus continental qui marque sa limite vers le large. La région du talus (ou de la pente), qui caractérise la zone bathyale, relie la zone néritique à la zone abyssale.

Les particules composées de matière organique, de carbonate de calcium ou de silice biogène sont formées par la production biologique marine. La production primaire, restreinte à la zone euphotique, est estimée à  $45 \cdot 10^9 \text{ T an}^{-1}$ , ce qui donne un total de  $90 \cdot 10^9 \text{ T an}^{-1}$  pour la production annuelle de matière organique sur l'ensemble des océans (Eisma, 1989). Toujours d'après Eisma (1989), la production de matière sur les marges continentales est estimée entre  $10$  et  $14 \cdot 10^9 \text{ T an}^{-1}$ , soit 10 - 15 % de la production totale. Les estimations du pourcentage de matière organique quittant la zone euphotique varient entre 0 et 15%, tandis que la portion atteignant le fond varie entre 0 et 9%. La quantité de matière intégrée au sédiment est inférieure à 1% de la production de surface.

Les marges collectent des apports continentaux fluviaux qui sont estimés à  $13.5 \cdot 10^9 \text{ T an}^{-1}$  (Milliman & Meade, 1983). La majeure partie de la MES reste à proximité des côtes et sur le plateau interne. D'après Drake (1976), seule une partie (<10%) est exportée vers l'océan profond. Toutefois ces bilans présentent une grande variabilité régionale et saisonnière. Pour les estuaires proches du talus continental (Niger, Mississipi) ou d'un canyon sous-marin (Zaire, Ganges), la MES peut être transportée directement vers le milieu océanique profond. D'une manière générale, les apports

terrigènes ne représentant que 25% des apports en matériel particulaire au milieu marin, mais représentent 75% des apports sur les marges continentales.

### I-3.2 Transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales

Les marges continentales présentant des conditions environnementales plus complexes et plus variables que les autres provinces océaniques (Karl *et al.*, 1983; Pietrafesa, 1983; Wroblewski & Hofmann, 1989). De nombreux phénomènes hydrodynamiques, avec des périodes caractéristiques variant entre la seconde et l'année, interviennent dans le transport et les échanges de MES entre les domaines néritiques, bathyaux et abyssaux (Fig. 1).

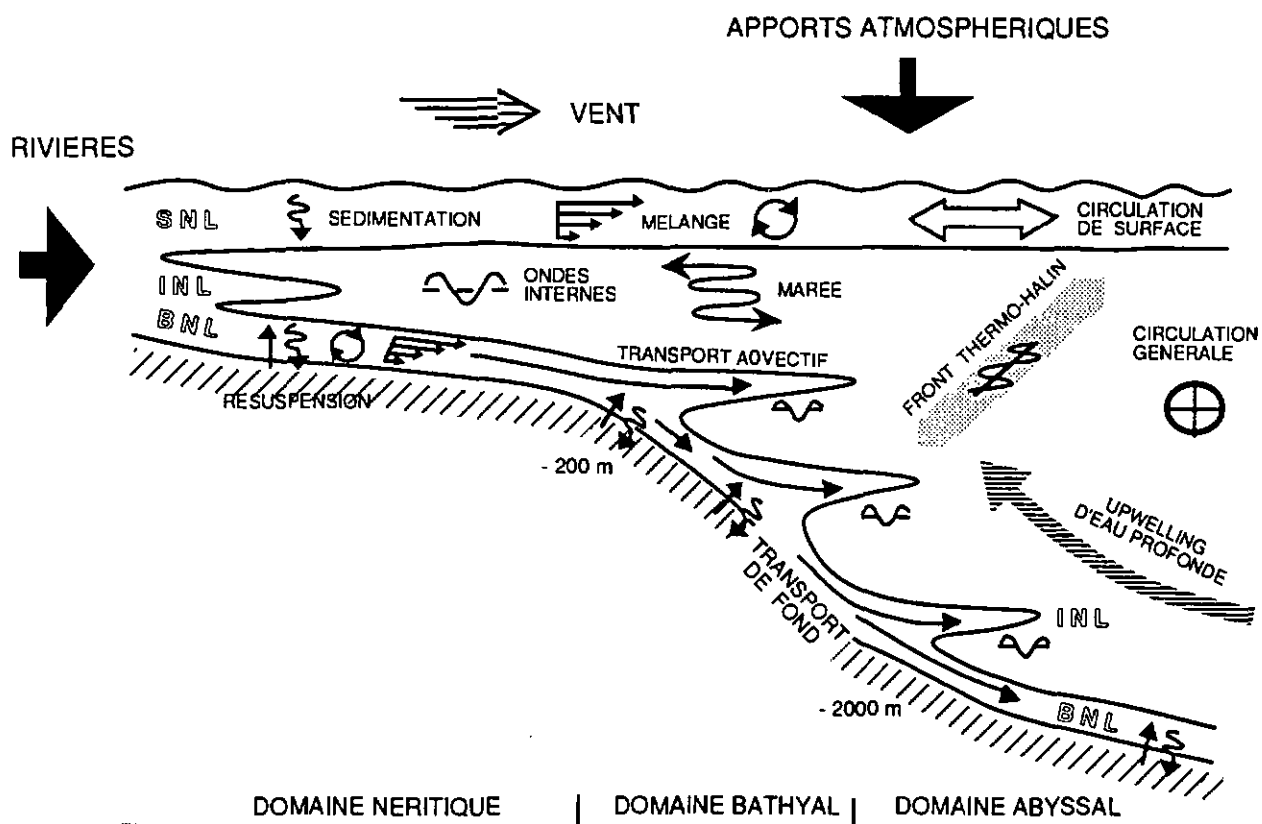


Figure 1 Schéma des principaux mécanismes hydrodynamiques intervenant dans le transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales

On distingue tout d'abord les processus de transport horizontaux par des courants parallèles ou perpendiculaires aux isobathes. Le transport induit par la circulation générale sur le plateau ou le long de la pente permet le transit de la MES le long des isobathes vers des sites favorables aux mélanges verticaux (Baker & Hickey, 1986). Ces courants longeant la pente sont souvent associés à des fronts thermo-halins (Huthnance, 1981; Johnson & Rockliff, 1986). Ces fronts diminuent les échanges entre les différents domaines dans les régions frontales stables, ou inversement augmentent les échanges lorsqu'il y a des instabilités dynamiques provoquant la formation de méandres ou de tourbillons susceptibles d'entraîner les eaux du plateau vers le large (Church *et al.*, 1984; Bishop & Joyce, 1986; Houghton *et al.*, 1988).

Un autre aspect important concerne les processus induits par le vent qui ont pour principal effet d'intensifier les mélanges verticaux. En surface, le vent induit une circulation horizontale dans la couche d'Eckman. De plus, le brassage des eaux provoque une homogénéisation des caractéristiques hydrologiques et hydrosédimentaires dans la couche de mélange. Sur le plateau, l'influence du vent peut se faire sentir jusqu'au fond et provoque alors une resuspension du sédiment et une advection subséquente sous l'action des courants de fond générés par le vent. Ces courants résultent, par exemple, de remontées d'eau profondes (upwelling) sur le plateau et également de plongées d'eau (downwelling). Le vent est à l'origine d'ondes internes qui se propagent au niveau des interfaces de densité et des courants d'inertie qui peuvent avoir une influence sur le transport de la MES (Millot, 1990).

Certains phénomènes hydrodynamiques sont amplifiés au niveau de la pente continentale à cause des variations importantes de bathymétrie. Il s'agit de la marée et des ondes internes induites par la marée qui provoquent une remobilisation du sédiment au niveau de fond sur le plateau (Flagg, 1988) et le long de la pente jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Hotchkiss & Wunsch, 1982; Cacchione & Drake, 1986; Dickson et McCave, 1986).

Les courants sont aussi perturbés par la bathymétrie, en particulier au niveau des canyons sous-marins. Les canyons sont souvent décrits comme des pièges à sédiment ou des sites privilégiés pour les échanges de MES entre le plateau et le large (Drake & Gorsline, 1973; Drake, 1974; Butman, 1988). Les variations de bathymétrie contraignent la circulation parallèle à la pente et génèrent des ondes topographiques ou des tourbillons qui perturbent le champ de courant et les échanges de matière (Church *et al.*, 1984, Freeland & Denman, 1982; Baker & Hickey, 1986; Klinck, 1989). Les canyons peuvent également concentrer les ondes internes liées à la marée qui remobilisent le sédiment (Hotchkiss & Wunsch, 1982; Gardner, 1989).

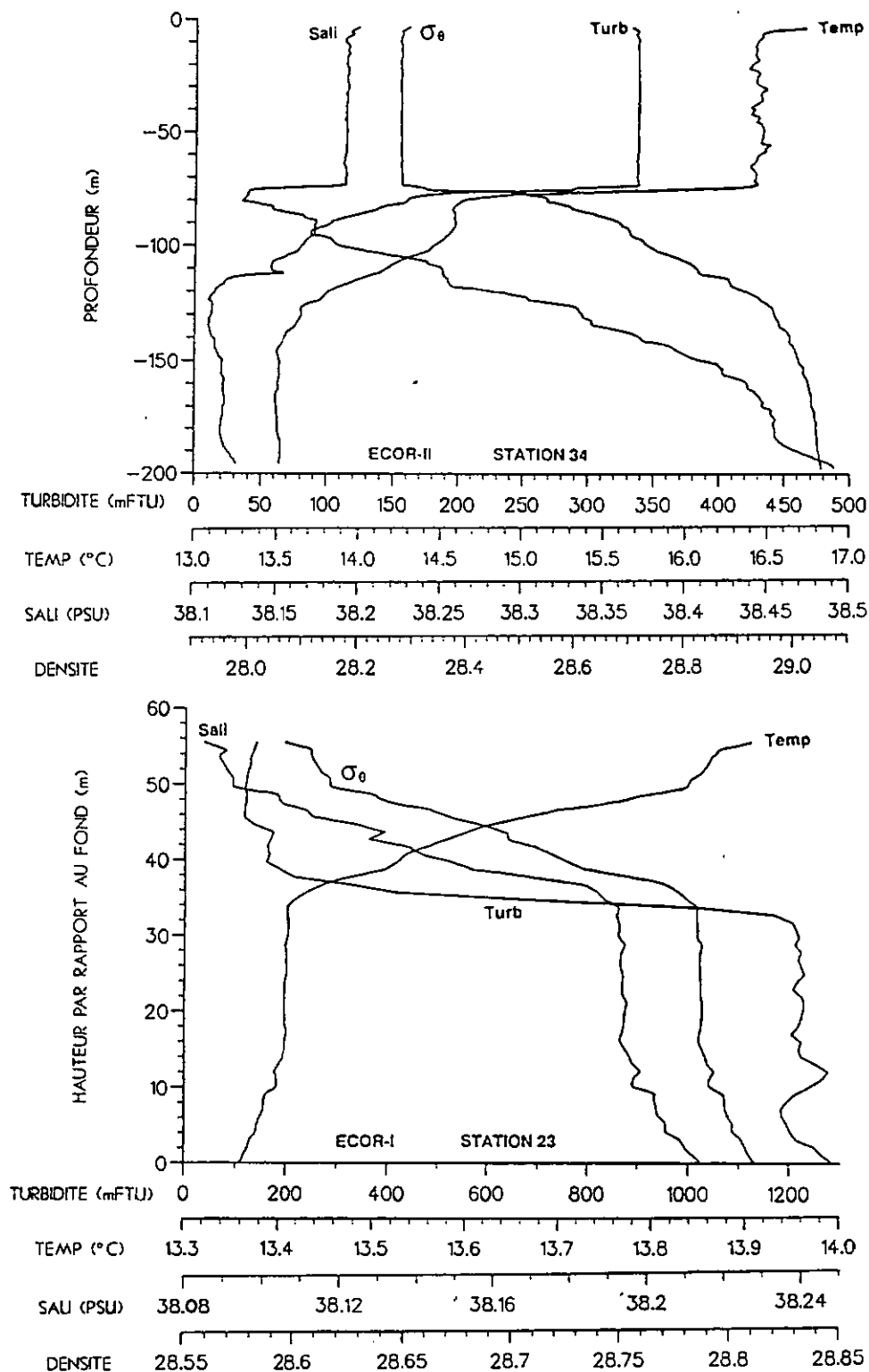


Figure 2 Exemples de structures néphéométriques et hydrologiques homogènes dans la couche superficielle de mélange et dans la couche limite de fond. Stations ECOR-I 23 du 28 Août 1986 (plateau Rhodanien) et ECOR-II 34 du 29 Novembre 1986 (canyon du Petit-Rhône) L'homogénéité des couches résultant de processus de mélanges convectifs. Le matériel particulaire a une origine principalement biogène dans la couche néphéloïde de surface et provient surtout de la resuspension du sédiment dans la couche néphéloïde de fond.

### I -3.3 Les couches néphéloïdes

Tous ces processus hydrodynamiques ont une répercussion sur la répartition de la MES qui se distribue selon des couches turbides ou néphéloïdes (Fig. 1):

- La couche néphéloïde de surface (Surface Nepheloid Layer, SNL) est associée la zone euphotique et à la couche de mélange de surface (Fig. 2A). Elle est le siège d'une importante production biologique, mais peut-être constituée de matériel continental à proximité des estuaires.
- La couche néphéloïde de fond (Bottom Nepheloid Layer, BNL) sur le plateau est associée à la couche limite de fond (Fig. 2B). La MES de la couche néphéloïde de fond est formée de particules minérale d'origine terrigène ainsi que de particules biogènes issues des couches néphéloïdes superficielles. Cette matière est remis en suspension sur le plateau par l'action combinée des courants et des vagues. La couche néphéloïde de fond se retrouve également le long de la pente et elle représente une voie de transit majeure pour l'exportation vers le large de MES (Newberger & Caldwell, 1981; Spinrad & Zaneveld, 1982; McGrail & Carnes, 1983).
- Les couches néphéloïdes intermédiaires (Intermediate Nepheloid Layer, INL) apparaissent sur le plateau à proximité des fleuves ou le long de la pente. Elles prolongent la couche néphéloïde de fond du plateau à la profondeur de la rupture de pente et le long de la pente (Pak et al., 1980). Elles se développent au niveau des interfaces de densité et résultent de la dispersion de matériel resuspendu au niveau de la pente (Drake & Gorsline, 1973; Cacchione & Drake, 1986; Dickson et McCave, 1986; Churchill et al., 1988). Elles représentent un transfert advectif de MES vers le large ou parallèle à la pente.

### I -3.4 Etude des écosystèmes de marges continentales

Les marges continentales représentent des régions majeures d'échanges de matière et d'énergie entre les différents milieux (atmosphère, océan et sédiment) ou les différents domaines (zones néritiques, bathyales et abyssales) (U.S. GOFS, 1987; U.S. Department of Energy, 1990). Elles jouent un rôle crucial dans les cycles biologiques, géologiques et chimiques en milieu marin.

De part leur proximité des continents, les marges continentales ont de longue date suscité des études spécifiques portant sur la physique, la géologie, la biologie ou la chimie. Du fait de la multiplicité, de la

variabilité et de l'interdépendance des mécanismes régulant les importations et les exportations de matière, la tendance actuelle est au développement de programmes de recherche coordonnant plusieurs disciplines et réalisant un suivi pluriannuel. Ainsi, les programmes tels que Shelf Edge Exchange Processes (SEEP) sur la marge de la côte nord-est des Etats-Unis (Walsh *et al.*, 1988) et Ebro Margin Study en Méditerranée occidentale (Maldonado & Nelson, 1990), abordent simultanément les aspects hydrodynamiques, sédimentaires, biologiques et géochimiques. Le premier programme étudie le transfert des particules formées ou introduites sur le plateau vers le large, afin d'établir le devenir des polluants résultant de la production ou de l'utilisation d'énergie. Le deuxième tente de reconstituer les mécanismes et l'évolution sédimentaire de la marge en vue de déterminer l'influence des aménagements fluviaux récents. Le programme ECOSystèmes de MARGES continentales (ECOMARGE), dans lequel s'intègre ce travail, étudie les transferts de matière sur différentes marges méditerranéennes et atlantique (Monaco *et al.*, 1990). Tous ces programmes contribuent à la compréhension du fonctionnement des écosystèmes de marges continentales, tout en s'intégrant dans des thématiques plus générales liées aux problèmes de l'environnement en milieu marin.

## II ETUDE HYDROLOGIQUE ET NEPHELOMETRIQUE DANS LE CADRE DU PROGRAMME ECOMARGE

### II -1 Le programme ECOMARGE

Initié en 1983, le programme ECOMARGE (ECOsystèmes de MARGE continentale) et son extension européenne EURECOMARGE s'inscrivent dans les thématiques des biogéocycles en milieu marin et de la genèse des sédiments, en s'intéressant à des marges passives où les apports sédimentaires fluviaux sont majeurs (Tab. I). Ils abordent ces thèmes avec une approche pluridisciplinaire (sédimentologie, hydrologie, chimie et biologie), dans le but de quantifier les flux de matière et d'énergie sur les marges ainsi que de déterminer la réponse de l'interface sédimentaire et de l'écosystème benthique à ces apports (Monaco *et al.*, 1987 et 1990).

Tableau I Apports fluviaux des marges étudiées

<u>Région</u>	<u>Fleuves principaux</u>	<u>Débit liquide</u>	<u>Débit solide</u>
Golfe du Lion (Aloisi <i>et al.</i> , 1979)	Rhône	$9.6 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$	$2 - 10 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$
Bassin des Sporades (Balopoulos <i>et al.</i> , 1988)	Axios, Aliakmon Loudhias, Pinios	$1 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$	$3 - 4 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$
Golfe de Gascogne (Latouche <i>et al.</i> , 1988) (Castaing et Jouanneau, 1987)	Gironde	$20 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$	$0.5 - 1.6 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$

Les objectifs principaux du programme ECOMARGE sont :

- 1) La reconnaissance morpho-sédimentaire des systèmes de marges continentales et leur évolution spatio-temporelle (méso-échelle, temps historiques et géologiques).
- 2) Le suivi néphélogométrique des structures turbides, en relation avec les conditions hydrologiques et les processus hydrodynamiques.

- 3) La quantification et la caractérisation des différents flux de phase, biogène et lithogène, et discrimination entre les flux horizontaux, verticaux et la resuspension.
- 4) La caractérisation des traceurs naturels et artificiels organiques et minéraux des flux.
- 5) La quantification des échanges de matière à l'interface eau-sédiment.
- 6) La détermination des bilans des flux organiques et inorganiques dans les différents compartiments du système (colonne d'eau, sédiment).
- 7) L'étude de la structure et de la dynamique des communautés benthiques, de l'activité biologiques et des relations avec les processus biogéochimiques dans les sédiments superficiels.
- 8) Enfin, la modélisation conceptuelle et numérique de l'écosystème.

Cette thématique a d'abord été appliquée à la marge du golfe du Lion en Méditerranée Occidentale. Cette région ayant fait l'objet de nombreuses recherches, les connaissances préalables sur l'hydrologie et la sédimentologie ont permis de définir des zones atelier et des stratégies d'étude adaptées à la problématique. Les systèmes physiographiques choisis sont situés à l'entrée nord-est (marge Rhodanienne) et à la sortie sud-ouest du golfe du Lion (marge pyrénéenne). Ces deux zones atelier présentent une source continentale (Rhône, Têt), une zone de dépôt intermédiaire sur le plateau (prodelta), une zone de transfert (pente, canyons rhodaniens et du Lacaze-Duthiers), ainsi qu'une unité sédimentaire profonde d'accumulation (éventails sous-marins du Petit-Rhône et du Lacaze-Duthiers).

## II-2 Etude hydrologique et néphélogéométrie

L'étude des flux de matière dans la colonne d'eau a entre autres objectifs la détermination de l'origine et des mécanismes de transport de la MES, ainsi que la quantification des flux. Les premiers résultats sur les échanges de matière, obtenus principalement par des suivis saisonniers de flux particuliers à l'aide de pièges à particules, ont bien montré une exportation de matériel du plateau, mais ne permettaient pas de discriminer les flux horizontaux et verticaux (Monaco *et al.*, 1987). La caractérisation de ces différents flux et des mécanismes qui y sont associés peut être approchée par des analyses biogéochimiques du matériel prélevé dans la colonne d'eau et dans le sédiment

superficiel (Courp, 1991). Elle peut l'être également par la détermination de la distribution des structures turbides et des conditions hydrodynamiques qui conditionnent le transport advectif et diffusif de la MES.

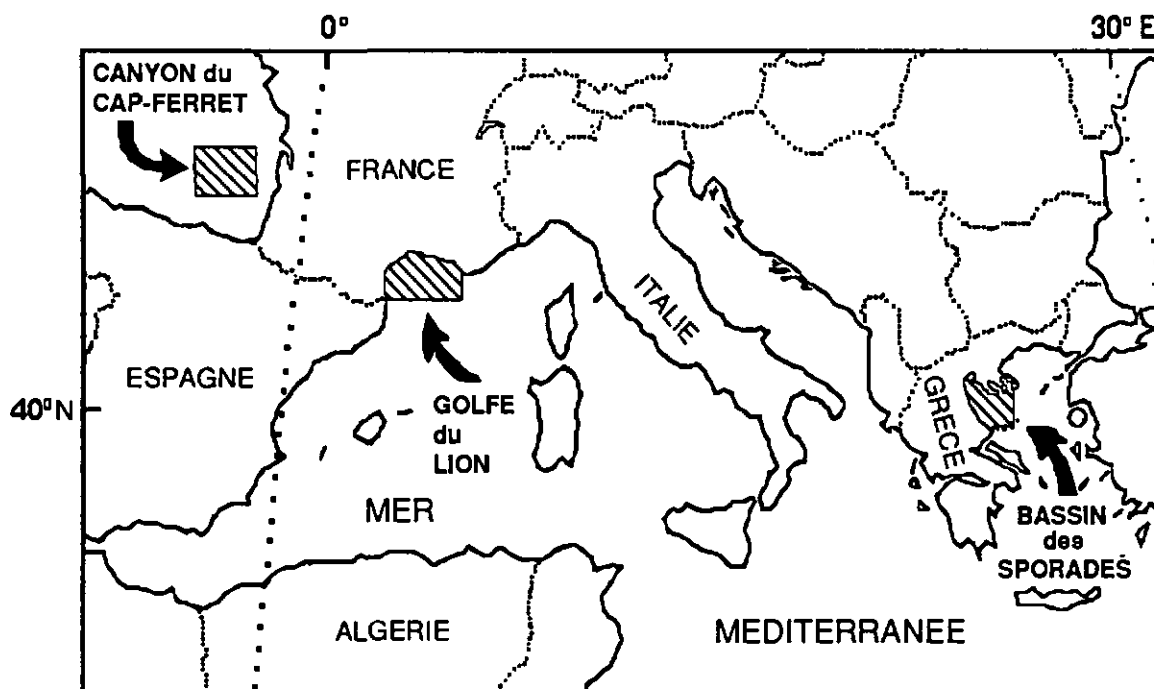


Figure 3 Les différentes marges continentales étudiées: le Golfe du Lion en Méditerranée Occidentale, le Bassin des Sporades en Mer Egée, et Canyon du Cap-Ferret sur la marge aquitaine du Golfe de Gascogne.

Notre travail contribue à replacer l'étude des processus de transfert et des flux de MES dans le contexte hydrologique, hydrodynamique et hydrosédimentaire de la marge, en particulier à proximité du talus continental. Le thème de recherche principal est axé sur l'étude du schéma général de la dispersion de la MES du plateau vers le large et le domaine profond. Pour aboutir à ce schéma, les différentes étapes passent par :

- 1) La caractérisation des masses d'eau par les mesures hydrologiques.
- 2) L'estimation de leurs mouvements horizontaux par le calcul dynamique (approximation géostrophique).

- 3) La détermination de la distribution spatiale de la MES, appréhendée par les mesures néphélométriques.
- 4) L'analyse de la corrélation entre la dispersion de la MES et la circulation longitudinale à la marge
- 5) L'évaluation des flux particuliers longitudinaux à la marge.

Cette approche, développée initialement dans la zone atelier du Golfe du Lion en Méditerranée occidentale, a été transposée en partie à la marge du bassin des Sporades en Méditerranée orientale et à la région du canyon du Cap-Ferret sur la marge aquitaine du Golfe de Gascogne (Fig. 3). La similitude de l'approche permet ainsi une comparaison entre les différentes marges. La marge du Golfe du Lion a, en outre, fait l'objet d'une étude plus approfondie, à savoir :

- La description des conditions hydrologiques et néphélométriques à différentes saisons.
- L'évaluation des flux latéraux et diapycnaux.
- L'identification des structures hydrologiques et néphélométriques au niveau du canyon du Grand-Rhône. Les premières missions ayant permis d'identifier les processus d'échanges à l'échelle de la marge, l'intérêt a été porté par la suite aux processus à l'échelle d'un canyon.

### III METHODES ET INSTRUMENTS DE MESURE

#### III -1. Stratégie de mesure

Les mesures hydrologiques et néphélogométriques obtenues lors des différentes campagnes en mer constituent les données de base de ce travail. La stratégie de mesure a consisté en une couverture des zones d'étude par un réseau de stations avec, pour chaque station, l'enregistrement de profils hydrologiques et néphélogométriques sur toute la colonne d'eau. Cet échantillonnage s'étalait sur plusieurs jours et la stratégie de mesure a évolué vers un échantillonnage homogène (régulier) et quasi-synoptique (Fig. 4). Les trois environnements de marge continentale ont été étudiés à partir de huit campagnes de mesures réalisées entre 1986 et 1990 (Tab. II). Cinq campagnes ont été effectuées sur un rythme saisonnier dans le Golfe du Lion en Méditerranée Occidentale. Une campagne a été réalisée dans le Bassin des Sporades en Méditerranée Orientale. Enfin, deux campagnes sont consacrées au canyon du Cap-Ferret sur la marge Aquitaine du golfe de Gascogne dans l'Atlantique Nord-Est.

#### III -2. Mesures hydrologiques et néphélogométriques

Les mesures hydrologiques et néphélogométriques sont obtenues à l'aide d'une sonde CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*) Neil Brown Mark III et d'un néphélogomètre. Ces appareils sont associés à un altimètre Benthos qui en positionnant la sonde par rapport au fond autorise l'acquisition de données jusque dans les derniers mètres de la colonne d'eau. Les mesures issues de la sonde CTD, de l'altimètre et du néphélogomètre sont codées et transmissent à une unité Neil Brown 1150 à un rythme de 32 série de données (pression, température, conductivité, mesure de la lumière diffusée et mesure de la lumière transmise) par seconde. Ces mesures brutes sont filtrées (moyenne glissante), afin d'obtenir une série de mesures tout les mètres en moyenne, visualisées en temps réel sur un moniteur vidéo et enregistrées sur des supports informatiques.

Les valeurs de température potentielle, de salinité, de densité et d'anomalie de volume spécifique sont calculées en utilisant les algorithmes classiques (Fofonoff et Millard Jr, 1983). La précision sur les paramètres hydrologiques est de  $\pm 0.1\%$  sur la pression,  $\pm 2 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}$  sur la température potentielle,  $\pm 1 \cdot 10^{-3}$  practical salinity unit (PSU) sur la salinité, et  $\pm 1 \cdot 10^{-3}$  sur l'anomalie de densité potentielle ( $\sigma_{\theta}$  ou  $\gamma$ ).

La concentration en MES est caractérisée par la diffusion aux petits angles (entre 2.11° et 4.84° dans l'eau) de la lumière par les particules en suspension obtenues à l'aide d'un néphélomètre (Nyffeler & Godet, 1986; Vangriesheim *et al.*, 1991). L'étalonnage de la sensibilité de l'appareil est réalisé en laboratoire à l'aide de solutions de Formazine, dont la turbidité est exprimée dans une unité arbitraire quantifiant le pouvoir diffusant de la solution (FTU = Formazine Turbidity Unit). Une calibration expérimentale exprime les mesures de diffusion, transposées en unité de turbidité, en terme de charge particulaire obtenue par la filtration d'échantillons d'eau (Fig. 5). La précision de l'appareil sur les mesures néphélométriques (nous utiliserons aussi le terme de turbidité précédemment défini) est de  $\pm 2$  mFTU, ce qui correspond à une erreur maximale de l'ordre de 20% pour les eaux les plus claires dans l'océan ouvert et 10% pour les eaux les plus claires dans cette étude.

Tableau II Dénomination, dates et objectifs majeurs des missions

MISSIONS	DATES	OBJECTIFS
<u>GOLFE DU LION (MEDITERRANEE OCCIDENTALE)</u>		
ECOR-I	23 Août - 1 Sept 86	Situation estivale
ECOR-II	25 Nov. - 4 Dec. 86	Situation automnale. Structures hydrologiques et néphélométriques sur l'ensemble de la marge
ECOR-III	20 - 26 Mai 87	Situation printanière
ECOR-IV	21 - 28 Janvier 88	Situation hivernale
ECOR-V	15 - 24 Mai 88	Situation printanière. Structures hydrologiques et néphélométriques au niveau du canyon du Grand-Rhône
<u>BASSIN DES SPOBADES (MEDITERRANEE ORIENTALE)</u>		
ECOAEGAIO-I	1 - 6 Juin 87	Situation printanière. Structures hydrologiques et néphélométriques sur l'ensemble de la marge
<u>GOLFE DE GASCOGNE (ATLANTIQUE NORD-EST)</u>		
ECOFER-I	15 - 27 Juin 89	Situation estivale.
ECOFER-II	5 - 15 Mai 90	Situation printanière.

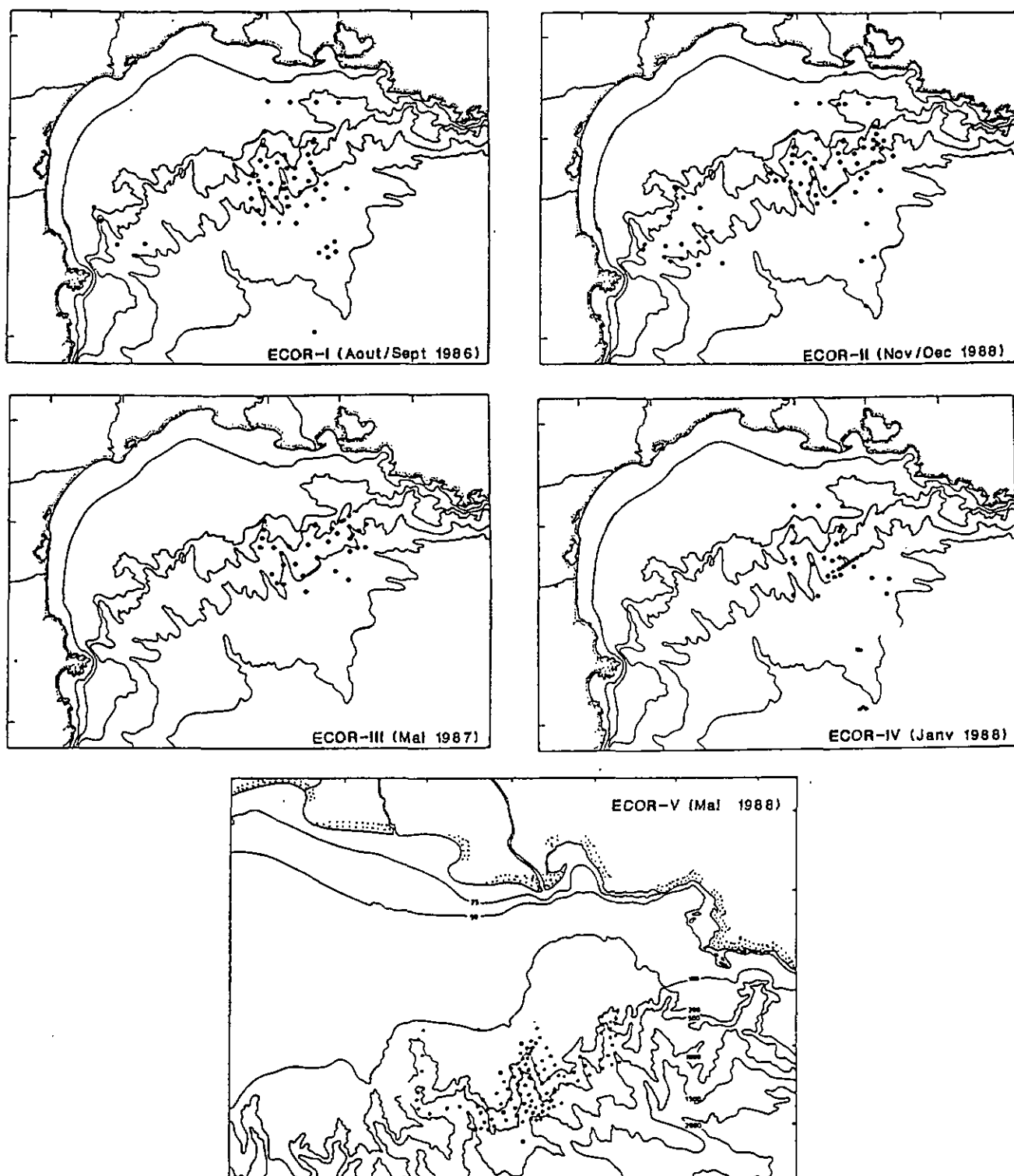


Figure 4 Position des stations hydrologiques et néphélogométriques sur la marge du Golfe du Lion (missions ECOR).

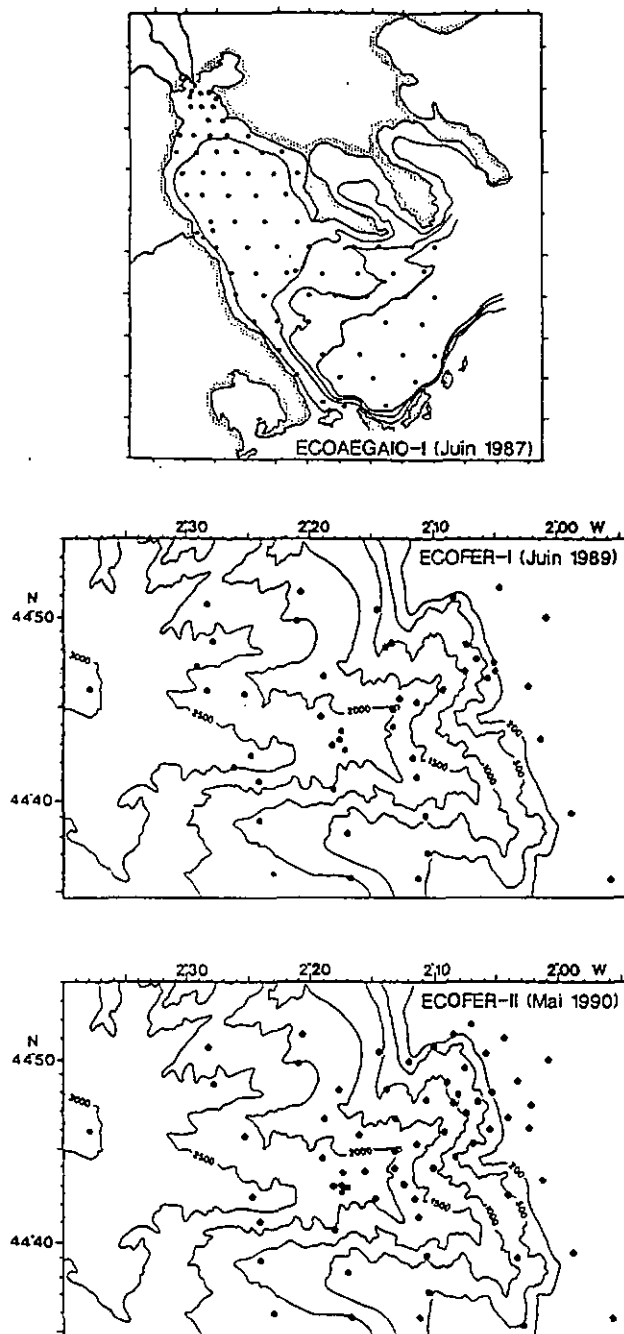


Figure 4 (Suite) Position des stations hydrologiques et néphélogométriques sur les marges du Bassin des Sporades (mission ECOAEGAIO) et du Golfe de Gascogne (missions ECOFER).

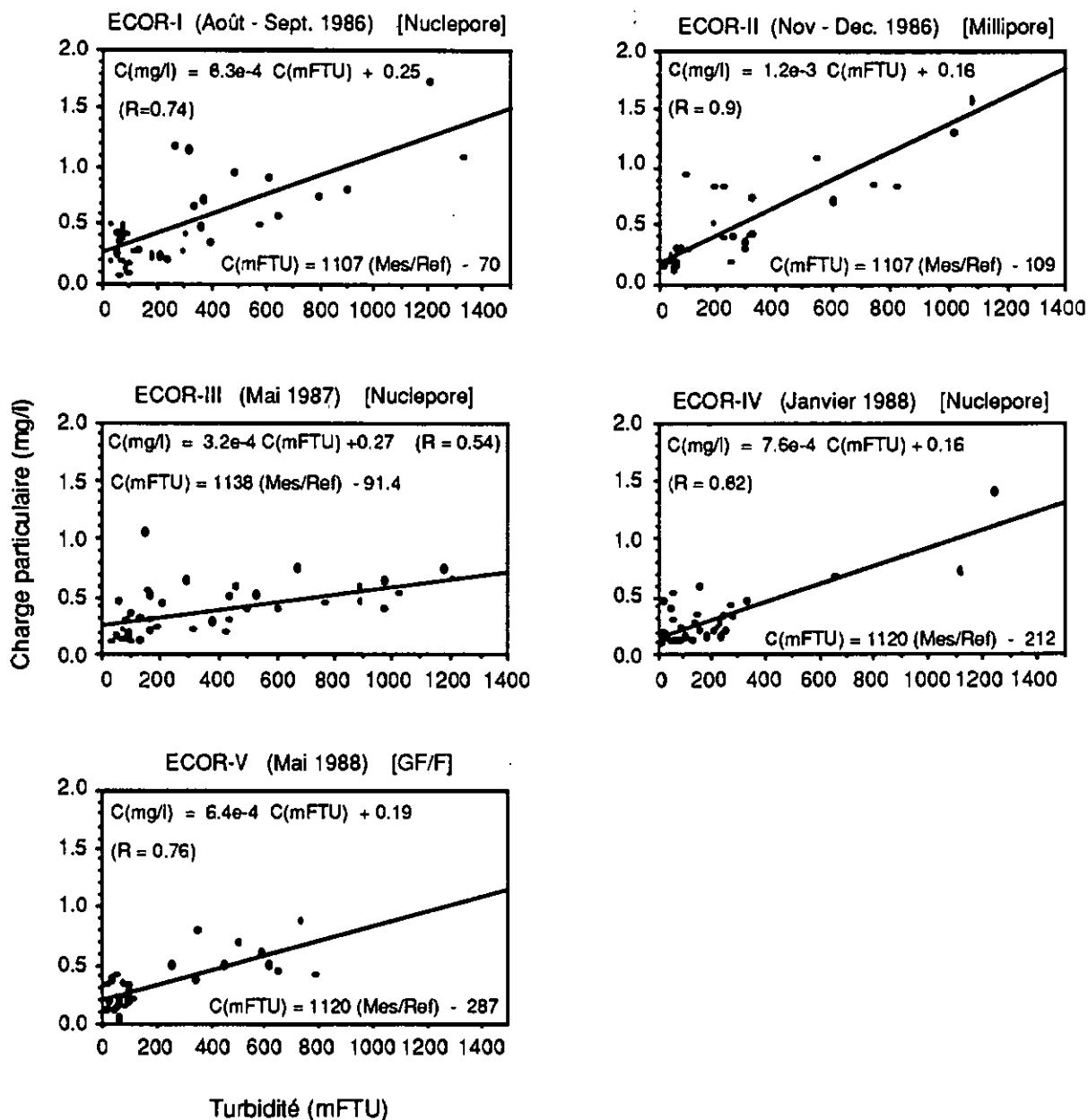


Figure 5 Calibration pour les missions ECOR entre la turbidité, mesurée par néphélogétrie ( $C_{\text{mFTU}}$ ), et la concentration en poids sec de matériel particulaire en suspension (charge particulaire,  $C_{\text{mg/l}}$ ), déterminée par filtration et séchage sur filtre Millipore ou Nuclepore. Les relations entre la turbidité et le rapport des intensités mesurées et transmises (Mes/Ref) représente l'étalonnage de la réponse du néphélogétre en laboratoire.

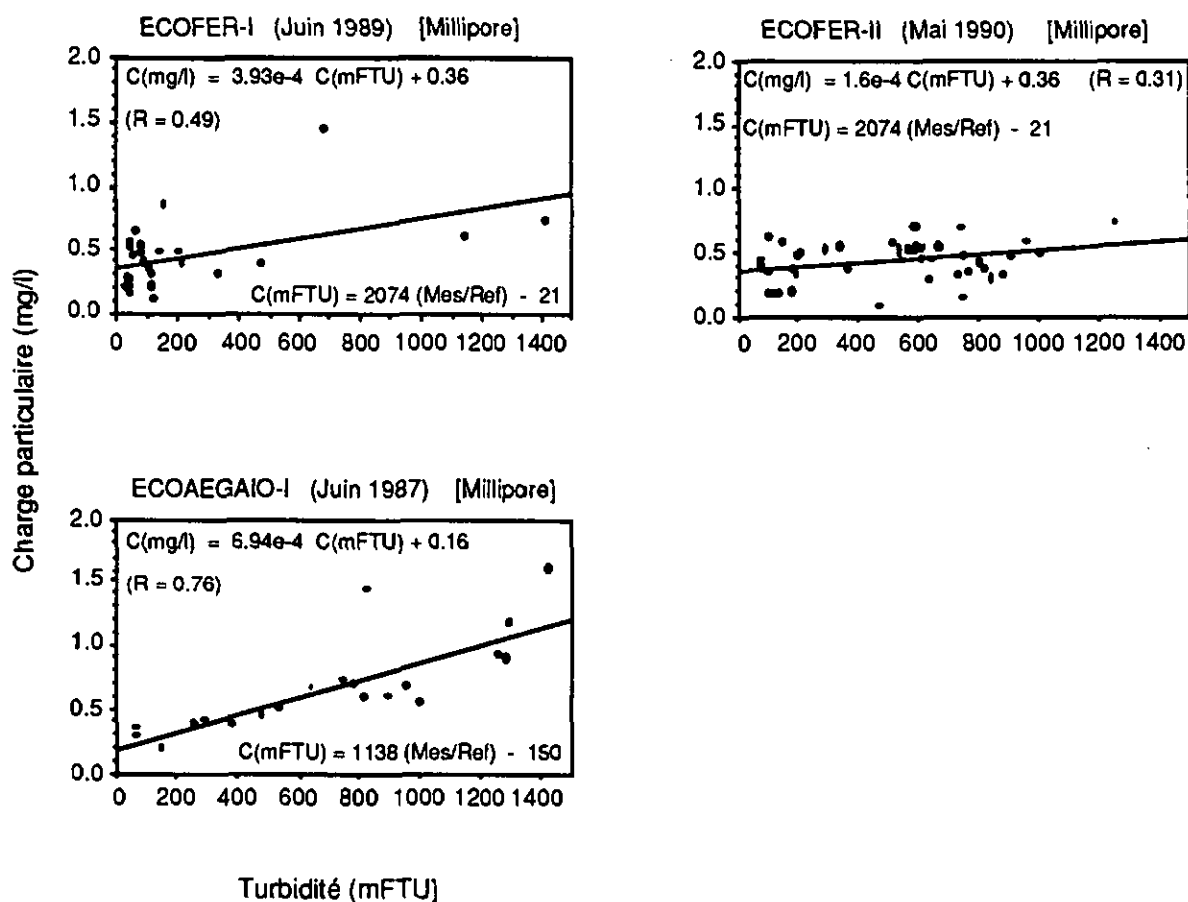


Figure 5 (Suite) Calibration pour les missions ECOFER et ECOAEGAIO entre la turbidité, mesurée par néphélogétrie ( $C_{\text{mFTU}}$ ), et la concentration en poids sec de matériel particulaire en suspension (charge particulaire,  $C_{\text{mg/l}}$ ), déterminée par filtration et séchage sur filtre Millipore ou Nucléopore. Les relations entre la turbidité et le rapport des intensités mesurées et transmises (Mes/Ref) représente l'étalonnage de la réponse du néphélogétre en laboratoire.

## IV. TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNEES

### IV-1. Utilisation des paramètres hydrologiques et néphélogiques

Les paramètres hydrologiques permettent de caractériser les masses d'eau (diagramme  $\Theta.S$ ), représenter la distribution spatiale de ces masses d'eau (cartographie) et déterminer la circulation de ces masses d'eau (principalement avec le calcul dynamique). Les mesures de turbidité permettent d'élucider la distribution tridimensionnelle (verticale et horizontale) de la MES au voisinage de la pente continentale et suivre sa dispersion au niveau de la couche néphélogique de fond.

Nos moyens et nos méthodes de mesures ne permettent pas de prendre en compte tous les phénomènes hydrodynamiques intervenant dans le transport de la MES sur les marges. De part la stratégie de mesure, nous nous intéressons plutôt à la distribution spatiale des masses d'eau et de la MES plutôt qu'à l'évolution temporelle de ces éléments. Comme la période de mesure s'étale sur plusieurs jours, on ne peut étudier que les processus ayant une période caractéristique plus longue; c'est à dire à des processus de transport à moyen ou long terme associé par exemple à la circulation principale des masses d'eau. On peut également étudier l'évolution saisonnière bien que les résultats d'une mission ne soient pas forcément caractéristiques d'une saison.

Avec les données à notre disposition sur les trois marges, nous nous sommes principalement attachés à décrire la distribution de la MES en relation avec la circulation géostrophique afin de caractériser l'influence de cette dernière sur la dispersion de la MES vers le large et le milieu océanique profond.

### IV-2. Cartographie

La représentation des structures hydrologiques et néphélogiques verticales, horizontales et isopycnales a constitué le travail cartographique de base. L'estimation des données des profils verticaux aux niveaux choisis pour la cartographie utilise une procédure de lissage et d'interpolation basée sur la détermination d'une fonction spline du troisième degré interpolant les mesures de chaque profil (Greville, 1967). Ces données sont ensuite interpolées à l'aide de la méthode bilinéaire intégré au logiciel UNIRAS (UNIRAS, 1988). Cette méthode estime la valeur des variables à chaque noeud de la grille d'interpolation par la moyenne en ces points des interpolations linéaires calculées le long des axes orthogonaux de la grille (Fig. 6).

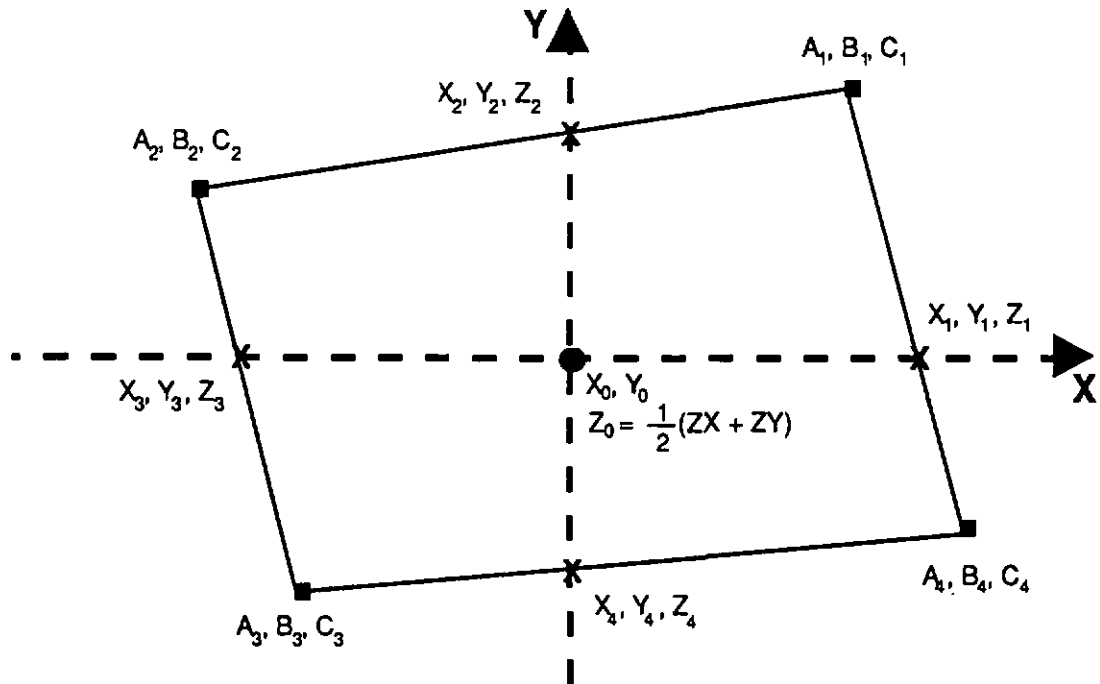


Figure 6 Méthode d'interpolation bilinéaire utilisée dans la cartographie des données hydrologiques et néphélogométriques. Les points mesurés ( $A_i, B_i$ ) de valeur  $C_i$  ( $i$  variant de 1 à 4) sont les mesures les plus proches dans chaque quadrant du point à déterminer ( $X_0, Y_0$ ) situé à un noeud de la grille d'interpolation. La valeur  $Z_i$  des points fictifs ( $X_i, Y_i$ ), situés sur les axes de la grille d'interpolation, sont estimés par interpolation linéaire entre chaque couple de points de mesure ( $A_i, B_i$ ). Enfin la valeur  $Z_0$  en ( $X_0, Y_0$ ) est la moyenne des interpolations linéaires le long de chaque axe ( $Z_X$  et  $Z_Y$ ).

Les données dans le plan horizontal ou sur les surfaces isopycnales sont discrètes et correspondent au réseau de stations. De part la distance entre les stations, la résolution varie entre 1 et 10 km suivant le réseau de station. Cette résolution est supérieure à la plus petite taille des structures hydrologiques ou néphélogométriques envisageables, qui sont par exemple de quelques mètres au niveau de fronts très prononcés à proximité des estuaires. Quoiqu'il en soit, la distribution généralement régulière des stations permet une interpolation et une représentation aisées des structures principales à l'échelle d'une marge ou d'un canyon.

Les données verticales sont, par contre, quasiment continues par rapport à la distance entre les stations. Avec une résolution de l'ordre du mètre, les mesures verticales résolvent les micro-structures hydrologiques et néphélogiques de la colonne d'eau. Cette différence de densité de points de mesure entre la verticale et l'horizontale peut induire dans les représentations verticales des artefacts d'interpolation dus au choix de la grille d'interpolation. La méthode bilinéaire produit une ondulation des structures entre les stations si la maille de la grille d'interpolation est trop fine par rapport à la distance entre les points de mesure. Pour minimiser ce problème, nous avons retenu sur l'horizontale une densité de noeuds d'interpolation double de celle des points de mesures (stations). La densité de point sur la verticale est telle qu'il nous a fallu réduire la résolution de la maille d'interpolation verticale afin de limiter le temps de calcul sur l'ordinateur, tout en gardant une bonne résolution. Le choix de la maille verticale d'interpolation permet ainsi d'obtenir une résolution entre 5 et 20 m suivant la profondeur maximale de la section.

### IV-3. Calcul dynamique

#### IV-3.1 Approximation géostrophique des équations de mouvement

Les mesures hydrologiques amènent à la détermination de la densité et des gradients horizontaux et verticaux de pression. Elles nous fournissent la possibilité de connaître la composante barocline du courant permanent à toute profondeur par l'approximation géostrophique des équations de mouvements (Phillips, 1963).

Les équations de mouvement suivant les axes horizontaux ( $x, y$ ) et l'axe vertical ( $z$ , orienté vers le bas) s'écrivent:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} u - v \Delta u + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= f v \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} v - v \Delta v + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= -f u \\ \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{U} \cdot \vec{\nabla} w - v \Delta w + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= g\end{aligned}$$

L'approximation géostrophique considère simplement l'équilibre entre les forces de pression et la force de Coriolis. Cette méthode suppose a priori le mouvement stationnaire (pas de variation temporelle) et

---

de faible amplitude (termes non linéaires négligeables), ainsi qu'une absence de mélange (pas de frottements).

L'importance des termes non linéaires par rapport au terme de Coriolis peut-être évaluée avec le nombre de Rossby ( $\mathcal{E}$ ). En considérant, dans la direction du courant, une vitesse  $U = 0.1 \text{ m s}^{-1}$ , un facteur de Coriolis  $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  et une longueur caractéristique  $L = 10^4 \text{ m}$ ,  $\mathcal{E} = U/fL = 10^{-1}$ . De même, peut-on estimer, l'importance des forces de frottements horizontales par rapport à la force de Coriolis en évaluant le nombre d'Eckman ( $E_H$ ). Avec comme coefficient de viscosité turbulente horizontale  $A_H = 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $E_H = A_H / fL^2 = 10^{-2}$ . Ces estimations sont des valeurs maximales et montrent que l'hypothèse initiale sur la linéarité n'est qu'en partie vérifiée.

Toutefois, si nous assumons ces hypothèses, le système d'équations se réduit à :

$$u = -\frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} \right)$$

$$v = \frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} \right)$$

$$\left( \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = g \rho \quad (\text{approximation hydrostatique})$$

La vorticité planétaire variant linéairement avec la latitude ( $f = f_0 + \beta y$ ), la conservation de la masse implique que  $\beta v = f(\partial \rho w / \partial z)$ . Pour les régions étudiées, la vorticité planétaire peut être considérée constante (pas de variation significative du facteur de Coriolis  $f$ ). La conservation de la masse implique alors que la divergence horizontale de la vitesse ( $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y$ ), du moment ( $\partial \rho u / \partial x + \partial \rho v / \partial y$ ) et la composante verticale de la vitesse ( $w$ ) sont nulles. Cette dernière implication montre que dans notre cas l'approximation géostrophique résout les courants horizontaux, mais pas la circulation verticale.

D'autre part, les composantes horizontales du gradient de pression sont liées aux structures de densité internes à la colonne d'eau (composante barocline), et à la pente de la surface (composante barotrope). La pente de la surface n'étant pas connue, la composante barotrope n'est pas pris en compte. Toutefois dans les cas étudiés, son influence sur la vitesse (terme supplémentaire sur l'ensemble de la colonne d'eau) reste faible par rapport au terme lié aux gradients internes de densité.

Les composantes horizontales de la vitesse sont alors déterminées par :

$$u = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \left( \int_0^P \alpha \, dp \right)$$

$$v = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \left( \int_0^P \alpha \, dp \right)$$

**Définition des termes :**

x, y, z	Coordonnées spatiales du système cartésien (y latitude)
u, v, w	Composantes de la vitesse $\vec{U}$
p	Pression
$\rho$	Densité ( $\approx 1026 \text{ kg m}^{-3}$ )
$\nu$	Coefficient de viscosité turbulente ( $\approx 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )
g	Accélération gravitationnelle ( $\approx 9.8 \text{ m s}^{-2}$ )
f	Facteur de Coriolis (vorticité planétaire) ( $\approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )
$\alpha$	Anomalie de volume spécifique ( $\alpha = \rho^{-1}$ )
$\vec{\nabla}$	$\equiv (\partial / \partial x, \partial / \partial y, \partial / \partial z)$
$\Delta$	$\equiv (\partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2)$

**IV-3.2 Niveau de référence**

Les vitesses horizontales ainsi déterminées sont des valeurs relatives, et diffèrent de leurs valeurs réelles avec un écart qui dépend de la composante barotrope du courant. Les vitesses absolues sont estimées en définissant un niveau de référence qui peut être une profondeur à laquelle la vitesse du courant moyen a été mesurée ou, à défaut de données *in situ*, une surface de vitesse nulle (niveau de référence) arbitraire.

### IV-3.3 Ajustement des hauteurs dynamiques

La détermination du champ de pression, obtenu à partir d'un ensemble de stations hydrologiques, nécessite un ajustement des hauteurs dynamiques ( $\int \alpha dp$ ) pour les régions du talus et du plateau situées au dessus du niveau de référence sélectionné. Plusieurs méthodes de raccordement des hauteurs dynamiques sur fond incliné ont été proposées pour éliminer cette difficulté (Groen, 1948; Fieux, 1973; Reid et Mantyla, 1976):

- 1) La méthode proposée par Helland-Hansen (citée dans Groen, 1948) remplace la partie solide au dessus du niveau de référence par de l'eau fictive dans laquelle les isopycnales sont horizontales (isobariques). Cela induit une vitesse nulle au niveau commun le plus profond de chaque paire de station impliquée.
- 2) Groen (1948) propose également que la partie solide au dessus du niveau de référence soit remplacée par de l'eau fictive dans laquelle la distribution de densité est similaire sur chaque horizontale (ou isobare) à celle du niveau commun le plus profond de la paire de stations impliquée. Cette méthode introduit donc une composante barocline pour la vitesse entre chaque paire de stations.
- 3) Une autre méthode décrite dans Fieux (1973) consiste à extrapoler les isopycnales dans la partie d'eau fictive sous les stations du talus et du plateau avec les mêmes pentes que celles observées pour les paires de stations contiguës présentant ces isopycnales. Cette méthode implique une vitesse au fond identique à celle obtenue à la même immersion pour la paire de stations contiguës et plus profonde. Du fait de la présence de forts courants le long de la pente, on obtient par cette méthode un courant sensiblement uniforme sur le plateau qui masque, sans toutefois l'altérer, l'aspect barocline du courant.

La méthode géostrophique ne permet pas de déterminer la circulation près du fond où les hypothèses de départ ne sont pas vérifiées suite aux frottements importants dans la couche limite de fond. De ce fait, nous avons préféré utiliser la méthode de Helland-Hansen qui implique un mouvement nul au voisinage du fond. La méthode géostrophique nous tourne ainsi, malgré ses limitations, la possibilité de connaître la composante barocline du courant et de décrire l'advection horizontale de la MES dans toute la colonne d'eau à l'exception de la couche limite de fond.

A titre indicatif, nous rappelons que Csanady (1980) a présenté un modèle permettant de calculer le champ de pression sur les marges continentales. Ce modèle décrit l'équilibre des forces horizontales, intégrées sur toute la colonne d'eau, comprenant la force de Coriolis, le gradient de pression et le stress horizontal au niveau du fond. Un champ de pression au fond typique de la zone étudiée est défini à partir d'un ensemble de mesures de densité mesurées à proximité du fond. Les hauteurs dynamiques sont calculées suivant un schéma d'intégration longeant le fond, du large jusqu'à la profondeur de chaque station, puis remontant verticalement jusqu'à la surface (cette partie correspondant à une hauteur dynamique classique). Cette amélioration du calcul des hauteurs dynamiques n'a pas été utilisée dans ce travail et il serait intéressant dans l'avenir de le mettre en application.

#### IV-3.4 Incertitudes sur les vitesses et les flux

Les incertitudes sur le calcul dynamique dépendent du choix du niveau de référence, mais aussi de l'échantillonnage et de la précision des mesures hydrologiques. Si l'erreur due au choix du niveau de référence sur la vitesse du courant est faible (généralement  $<1 \text{ cm s}^{-1}$ ), celle due à l'incertitude sur les mesures hydrologiques est plus importante.

Les incertitudes sur la vitesse et le flux des courants horizontaux sont calculées d'après les relations déterminées par Fomin (1964) décrites dans Byun (1980).

Les erreurs probables sur la vitesse ( $\Delta U$ ) et le flux ( $\Delta F$ ) sont estimées par :

$$\Delta U = (2 z g \Delta \gamma) / (3 \rho f l)$$

$$\Delta F = L \int_0^H \Delta U dz = (g L H^2 \Delta \gamma) / (3 \rho f l)$$

<u>Définition des termes :</u>		
Z	Distance entre le niveau de référence et la profondeur considéré	
I	Distance moyenne entre 2 stations	( $\approx 5$ km)
L	Largeur de la veine de courant	
H	Profondeur du niveau de référence	
$\Delta\gamma$	Incertitude sur l'anomalie de densité potentielle	( $\approx 10^{-3}$ kg m <sup>-3</sup> )

Tableau III Erreurs sur l'estimation des vitesses géostrophiques, des flux induits par les incertitudes sur les mesures hydrologiques et le choix de la profondeur de référence. L'incertitude sur la vitesse absolue, due au choix de la profondeur de référence, est estimée à 0.5 cm s<sup>-1</sup>.

	Golfe du Lion	Bassin des Sporades	Canyon du Cap-Ferret
I (km)	7	10	3
L (km)	40	20	10
H (m)	1000	800	2000
$\Delta U$ en surface (cm s <sup>-1</sup> )	$\approx 1$	$\approx 0.5$	$\approx 4$
<u>Mesures hydrologiques</u> $\Delta F$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	$\approx 2 \cdot 10^5$	$\approx 4 \cdot 10^4$	$\approx 4 \cdot 10^5$
<u>Niveau de référence</u> $\Delta F = L H \Delta U$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ) (avec $\Delta U = 0.5$ cm s <sup>-1</sup> )	$\approx 2 \cdot 10^5$	$\approx 4 \cdot 10^4$	$\approx 1 \cdot 10^5$
$\Delta F$ total (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	$\approx 4 \cdot 10^5$	$\approx 8 \cdot 10^4$	$\approx 5 \cdot 10^5$

L'erreur sur la vitesse est proportionnelle à la distance verticale entre le niveau de référence et l'immersion considérée (Z). L'erreur probable du flux d'eau est proportionnelle à  $H^2$  (H profondeur de niveau de référence). Les erreurs sur la vitesse et le débit croissent avec l'épaisseur de la couche considérée.

Nous avons estimé les erreurs sur la vitesse et les flux pour chaque marge dues au choix du niveau de référence et aux incertitudes sur les mesures hydrologiques en employant des valeurs typiques des différents paramètres pour chaque marge (Tab. III).

Enfin pour le canyon du Cap-Ferret en Atlantique, la marée induit une incertitude sur les hauteurs dynamiques, donc sur la vitesse et le débit du courant qui est estimée à 30% de leur valeur initiale. Cette incertitude sur les hauteurs dynamiques rajoute ainsi une erreur de  $10 \text{ cm s}^{-1}$  en moyenne sur la vitesse en surface et de  $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  sur le flux du courant parallèle à la marge.

## V. PROBLEMES POSES PAR LA CARACTERISATION DE LA CONCENTRATION EN MATIERE PARTICULAIRE EN SUSPENSION A L'AIDE DU NEPHELOMETRE

### V-1. Caractéristiques de la matière particulaire en suspension

La MES est constituée d'un vaste ensemble de particules de taille, de nature et de formes différentes. Les particules marines ont des tailles qui varient sur plusieurs ordres de grandeur (du dixième de micromètre au millimètre). Les observations de la MES révèlent deux populations distinctes de particules (Courp, 1991). Les particules fines (diamètre < 10  $\mu\text{m}$ ) sont constituées par des flocons, des grains détritiques et représentent la majeure partie de la MES (> 90%). Les particules de grande taille entre 30 et 100  $\mu\text{m}$  de diamètre comprennent des agrégats et des minéraux en grains. Enfin, les particules de taille supérieure à 100  $\mu\text{m}$  sont surtout des voiles organiques et des débris zooplanctoniques.

La densité des particules en suspension dépend essentiellement de la nature biogène ou lithogène du matériel. Elle décroît lorsque la taille des particules augmente, car les grosses particules sont constituées de matière fortement hydratée. Ainsi la densité des particules à dominante organique (1.1) est proche de celle de l'eau de mer ( $\approx 1.03$ ), alors qu'elle atteint des valeurs de 2.5 pour les grains lithogènes.

La MES est définie, en pratique, comme la matière retenue par un filtre d'une maille de l'ordre de 0.5  $\mu\text{m}$ ; le reste étant considéré comme dissous (Goldberg *et al.*, 1952). Différentes sortes de filtres sont utilisées pour les analyses géochimiques de la MES : Nucléopore (pore de 0.4  $\mu\text{m}$  de diamètre), Millipore (maille de 0.45  $\mu\text{m}$ ) et Whatman GF/F (maille de 0.7  $\mu\text{m}$ ). Cette classification arbitraire entre matière dissoute et particulaire résulte de la nature des filtres plutôt que de définitions physiques tenant compte, par exemple, de l'hydratation des molécules organiques (Sharp, 1973).

### V-2. Diffusion de la lumière par les particules en suspension

Les méthodes optiques, mesurant l'atténuation ou la diffusion de la lumière par les particules marines, sont couramment utilisées pour caractériser la concentration de la MES (Drake & Gorsline, 1973; Biscaye & Eitrem, 1974; Baker, 1976; Spinrad & Zaneveld, 1982; Bishop & Joyce, 1986; McCave, 1986; Palanques & Drake, 1990).

L'utilisation des transmissiomètres, qui mesurent l'atténuation de la lumière, présentent des limitations car certaines substances comme la matière organique dissoute absorbent la lumière (Gibbs, 1974). La détermination de la concentration en MES est donc laussée dans les zones chargées en ces substances.

Les diffusiomètres mesurent l'intensité lumineuse diffusée par les particules. Cette mesure est proportionnelle à la section efficace des particules et n'est pas perturbée par les phénomènes d'absorption de la lumière par la matière dissoute ou particulaire. Les facteurs qui contrôlent la diffusion de la lumière sont le nombre de particules par unité de volume, le spectre en taille des particules, leur forme et leur indice de réfraction. L'influence simultanée de ces quatre facteurs pose problème quand on s'intéresse à la seule détermination de la concentration en particules.

L'intensité de la fonction de diffusion, varie selon la distribution en taille des particules ou de leur indice de réfraction effectif (Smith *et al.*, 1974). De plus, pour une suspension donnée, l'intensité lumineuse diffusée varie de 6 ordres de grandeur suivant l'angle de diffusion; la plupart de l'intensité étant diffusée vers l'avant sous de petits angles (par exemple  $< 10^\circ$ ). Les résultats expérimentaux et théoriques indiquent que la diffusion aux petits angles est essentiellement due aux particules (la diffusion moléculaire étant faible à ces angles) (Morel, 1973). L'intensité diffusée sous un angle de l'ordre de  $4^\circ$ , ce qui est le cas du néphélomètre, est la moins dépendante de la nature des particules (Vangriesheim *et al.*, 1991). Ainsi, l'intensité lumineuse diffusée par une suspension est la résultante de toutes les propriétés des particules parmi lesquelles la concentration en particules représente un facteur prépondérant. Compte tenu du nombre des particules par unité de volume dans le milieu marin (entre  $10^4$  et  $10^6$  par  $\text{cm}^3$ ) et de leur distribution en taille selon une loi de Jung (McCave, 1986), la diffusion de la lumière va être principalement influencée par les particules fines.

### **V-3. Calibration de la turbidité en terme de charge particulaire**

La variation de la distribution en taille des particules dans la colonne d'eau, leur nature (biogène/lithogène), leur forme et leur densité des particules n'étant pas connues, il n'existe pas de relation univoque entre l'intensité diffusée et la concentration massique en MES (charge particulaire). Seule une calibration expérimentale permet d'exprimer les mesures de diffusion, transposées en unité de turbidité définie par l'étalonnage du néphélomètre, en terme de charge particulaire. Cette charge particulaire est obtenue par la filtration de volumes d'eau de 1 à 10 litres, voire 30 l, prélevés à

différents niveaux de la colonne d'eau et exprime, après rinçage et séchage, la concentration en poids sec de MES. La variation de la charge particulaire en fonction de la turbidité est illustrée pour toutes les missions dans la Fig. 5. En première approximation, la charge particulaire varie linéairement avec la turbidité avec une pente ( $dC_{mg\ l^{-1}} / dC_{mFTU}$ ) entre  $1.6 \cdot 10^{-4}$  et  $1.2 \cdot 10^{-3}$  selon les missions. Pour chacune d'entre elles, la distinction entre les échantillons prélevés dans les eaux de surface, intermédiaires ou de fond n'indique pas de différences significatives entre les droites de régression des différentes couches.

En plus des limitations imposées par le néphélomètre, la dispersion des points de mesures impute également aux imprécisions de l'échantillonnage. Bien que la description de la distribution verticale de la MES par le néphélomètre autorise un échantillonnage précis dans la colonne d'eau lors de la remontée, une certaine imprécision subsiste quant au positionnement exact des bouteilles de prélèvement par rapport aux couches turbides. Cette imprécision augmente à certaines profondeurs de part la grande variabilité à court terme (de l'ordre de quelques dizaines de minutes) des structures turbides (partie IV de l'annexe, Fig. 3). Une autre source d'erreurs provient des inexactitudes de mesure de la charge particulaire dues à la nature des filtres (Millipore ou Nucléopore) ou aux volumes d'eau filtrée.

#### V-4. Problème de la dérive instrumentale du néphélomètre

Une dérive instrumentale du minimum de turbidité (offset), due à des problèmes d'alignement du système optique, a occasionné un décalage général des profils pour certaines missions (ECOR et ECOAEGALIO). Ce décalage de l'offset varie entre 30 et 150 mFTU suivant les missions. Cependant, comme la sensibilité du néphélomètre n'est pas altérée, les variations relatives de turbidité restent valables.

Le fait que pour l'ensemble des missions, les charges particulaires minimales soient à peu près identiques ( $< 0.1\ mg\ l^{-1}$ , Fig. 5) permet d'assumer une valeur du minimum de turbidité au large constante tant temporellement que géographiquement. Sa valeur, fixée à 20 mFTU, correspond au minimum observé dans le Golfe de Gascogne (mission ECOFER). Nous avons donc pris les minimums de turbidité observés au large pour recalibrer d'une mission à l'autre les valeurs absolues de turbidité. Les calibrations sont indiquées pour chaque mission dans la Fig. 5. Ce recalage permet d'obtenir des turbidités représentatives des conditions réelles, mais ne permet pas de comparaison entre les missions de la turbidité des eaux claires.

## VI SYNTHÈSE DES RESULTATS

Après avoir rappeler le contexte et l'approche de cette étude, nous présentons ici une synthèse des résultats obtenus sur les différentes marges. Les points d'intérêt de cette étude comparative porte sur les schémas généraux du transport de la MES et sur les principaux processus liés à la circulation longitudinale à la pente intervenant dans ce transport.

La plupart des résultats sont tirés des articles et des manuscrits présentés en annexe, les autres sont inédits et viennent en compléments. Les données obtenues dans le canyon du Cap-Ferret n'étant pas encore totalement exploitées, les résultats présentés dans ce travail sont préliminaires.

### VI-1 Schéma général du transport de la MES sur les marges continentales

#### VI-1.1 Le Golfe du Lion

Les principaux résultats représentatifs du schéma général du transport de la MES sur la marge du Golfe du Lion sont déduits des résultats de la mission ECOR II et sont présentés dans la Fig.7.

#### **Circulation géostrophique des masses d'eau**

*Masses d'eau* - Les masses d'eau mises en évidence le long de la pente continentale du Golfe du Lion, sont connues (Fieux,1973; Bethoux et Prieur,1983). De la surface vers le fond on distingue:

- 1) Une eau de surface d'origine atlantique.
- 2) Une masse d'eau froide hivernale, formée sur le plateau continental et caractérisée par un minimum thermo-halin à la profondeur de la rupture de pente ( 150 m)
- 3) L'eau levantine intermédiaire provenant de Méditerranée Orientale. Cette masse d'eau apparait grossièrement entre 200 et 800 m de profondeur, elle est caractérisée par un maximum thermo-halin.
- 4) Enfin, l'eau profonde de Méditerranée Occidentale qui s'étend jusqu'au fond et qui résulte principalement de formation hivernale d'eau dense combinant l'eau de surface atlantique et l'eau levantine intermédiaire (Bethoux,1979).

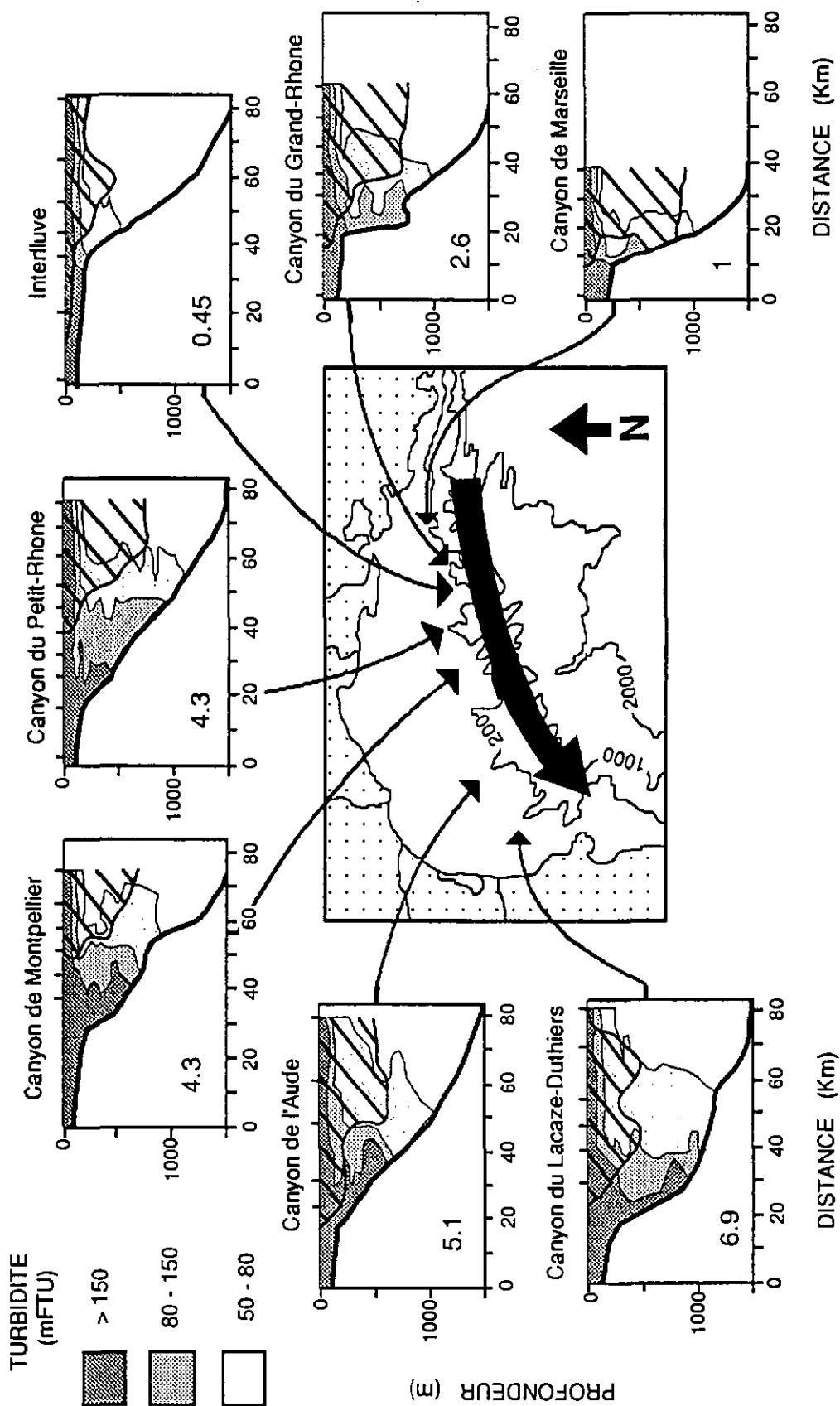


Fig. 7 Structures néphéométriques le long de différents canyons et un interfluve de la marge du Golfe du Lion pendant la mission ECOR-II (Novembre-Décembre 1986). La veine du courant Liguro-Provençal longeant la pente est représentée par une flèche sur la carte du Golfe du Lion et par une section hachurée sur les différents transects. Pour chaque transects est indiquée le "stock" de turbidité observé entre la rupture de pente et l'isoigne 50 mFTU, ainsi qu'entre 150 m de profondeur et le fond, par rapport à celle du canyon de Marseille.

*Circulation géostrophique* - La circulation géostrophique de ces masses d'eau longe la pente continentale du Nord Est vers le Sud Ouest sous la forme d'une veine de courant de 40 km de largeur en moyenne et de 100 m d'épaisseur. Les vitesses sont maximales en surface ( $\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$ ) et ne sont plus que de quelques  $\text{cm s}^{-1}$  à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Cette veine de courant, désignée sous le terme de courant Liguro-Provençal ou "Northern current" (Millot,1990), frôle la pente continentale au Nord-Est de la marge et s'en éloigne progressivement vers le Sud-Ouest. De même, sa profondeur diminue et sa largeur augmente. Ce courant constitue une composante essentielle de la circulation générale cyclonique en Méditerranée Nord Occidentale (Millot,1987). Une branche se sépare de la veine principale au Nord-Est de la marge pour circuler sur le plateau (Millot,1990). La marge du Golfe du Lion est donc orientée par rapport à cette dérive générale cyclonique avec une entrée au Nord-Est et une sortie au Sud-Ouest.

#### **Dispersion de la matière particulaire en suspension.**

Les principales sources de MES dans le Golfe du Lion proviennent du Rhône qui apporte entre 2 et  $10 \cdot 10^6 \text{ T}$  de matériel par an (Aloisi *et al.*,1979). La dispersion du matériel terrigène s'effectue essentiellement à proximité du fond au sein de la couche néphéloïde de fond (Aloisi *et al.*,1982). L'exportation du matériel vers la pente et le large est estimée à 20% pour la marge rhodanienne et à 90% pour la marge Pyrénéenne; le reste étant stocké sur le plateau (Monaco *et al.*,1990).

La dispersion de MES du plateau vers le large s'effectue principalement par les nombreux canyons qui entaillent la marge continentale et dans lesquels sont observées de fortes turbidités, par contraste avec les zones d'interfluves peu turbides. Le courant Liguro-Provençal limite l'extension des structures turbides vers le large et le milieu profond. L'augmentation de la taille des structures néphéloïdes au niveau de la pente du Nord-Est vers le Sud-Ouest de la marge résulte de l'aplatissement et de l'éloignement de la veine du courant Liguro-Provençal par rapport à la pente continentale. L'enrichissement progressif du "stock" de MES entre la rupture de pente et la bordure interne du courant Liguro-Provençal (correspondant approximativement à l'isoligne de turbidité 50 mFTU) est induit par les apports croissants de MES du plateau. La région des canyons de la marge pyrénéenne apparaissent comme un exutoire pour le matériel injecté sur le plateau par les rivières et transporté par les courants vers l'extrémité Sud-Ouest de la marge.

L'accroissement d'un facteur 7 du "stock" de MES au niveau de la pente entre l'entrée du système (canyon de Marseille) et sa sortie (canyon du Lacaze-Duthiers) est identique aux variations de flux particulaires récoltés par les pièges à particules à proximité du fond entre le canyon du Grand-Rhône

( $\approx 1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) et le canyon du Lacaze-Duthiers ( $\approx 6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Les mesures effectuées sur l'interfluve entre les canyons rhodaniens indiquent de plus une diminution des flux particulaires par rapport au canyon adjacent du Grand-Rhône. Ces instruments caractérisent cependant des populations de particules différentes: la matière particulaire en suspension "vue" par les méthodes optiques (néphélomètre, transmissiomètre) correspond à la partie fine du spectre de taille des particules, alors que le matériel récolté par les pièges à particules est constitué de particules sédimentaires appartenant à la fraction plus grossière (Biscaye *et al.*, 1988). Toutefois, la convergence des résultats souligne l'action préférentielle des canyons comme conduits de MES par rapport aux interfluves et l'augmentation de transferts matière au Sud-Ouest de la marge.

#### **Flux liquides et particulaires longitudinaux à la pente continentale.**

Le débit du courant Liguro-Provençal, estimé à  $1.75 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , est 1000 supérieur au débit moyen annuel du Rhône, estimé à  $1.71 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Cependant, le flux particulaire du courant Liguro-Provençal ( $\approx 600 \text{ kg s}^{-1}$ ) est entre 2 et 10 fois supérieur au débit solide moyen annuel du Rhône ( $60 - 300 \text{ kg s}^{-1}$ ). En Novembre/Décembre 1986, le flux particulaire transporté par le courant Liguro-Provençal est de  $517 \text{ kg s}^{-1}$  au niveau du canyon de Marseille et de  $546 \text{ kg s}^{-1}$  au niveau du canyon du Lacaze-Duthiers. Cette augmentation du flux particulaire de  $29 \text{ kg s}^{-1}$  ( $\approx 6\%$ ) entre l'entrée et la sortie de la marge du Golfe du Lion impute vraisemblablement à des apports latéraux du plateau.

#### **Situation à diverses périodes de l'année.**

La variabilité temporelle du schéma général de transport de la MES dans le Golfe du Lion a été abordée par la répétition des mesures aux différentes saisons (Tab. II). Les résultats obtenus lors de ces campagnes ne suffisent évidemment pas à caractériser les conditions hydrologiques et néphélogométriques aux différentes saisons, mais tout au moins, permettent-ils de mettre en évidence certaines tendances communes aux périodes des campagnes.

*Structures hydrologiques* - Les structures hydrologiques observées dans l'axe canyons du Grand-Rhône (Fig.8), du Petit-Rhône (Fig 9) et de l'interfluve les séparant (Fig 10) ne varient pas d'une manière significative d'une période à l'autre. Les quatre couches d'eau (superficielle, eau froide hivernale, intermédiaire et profonde) subsistent tout au long du cycle saisonnier. L'eau froide d'hiver est particulièrement bien visible en Mai 1987 alors qu'elle déborde du plateau au niveau de la rupture de pente.

CANYON DU GRAND-RHONE

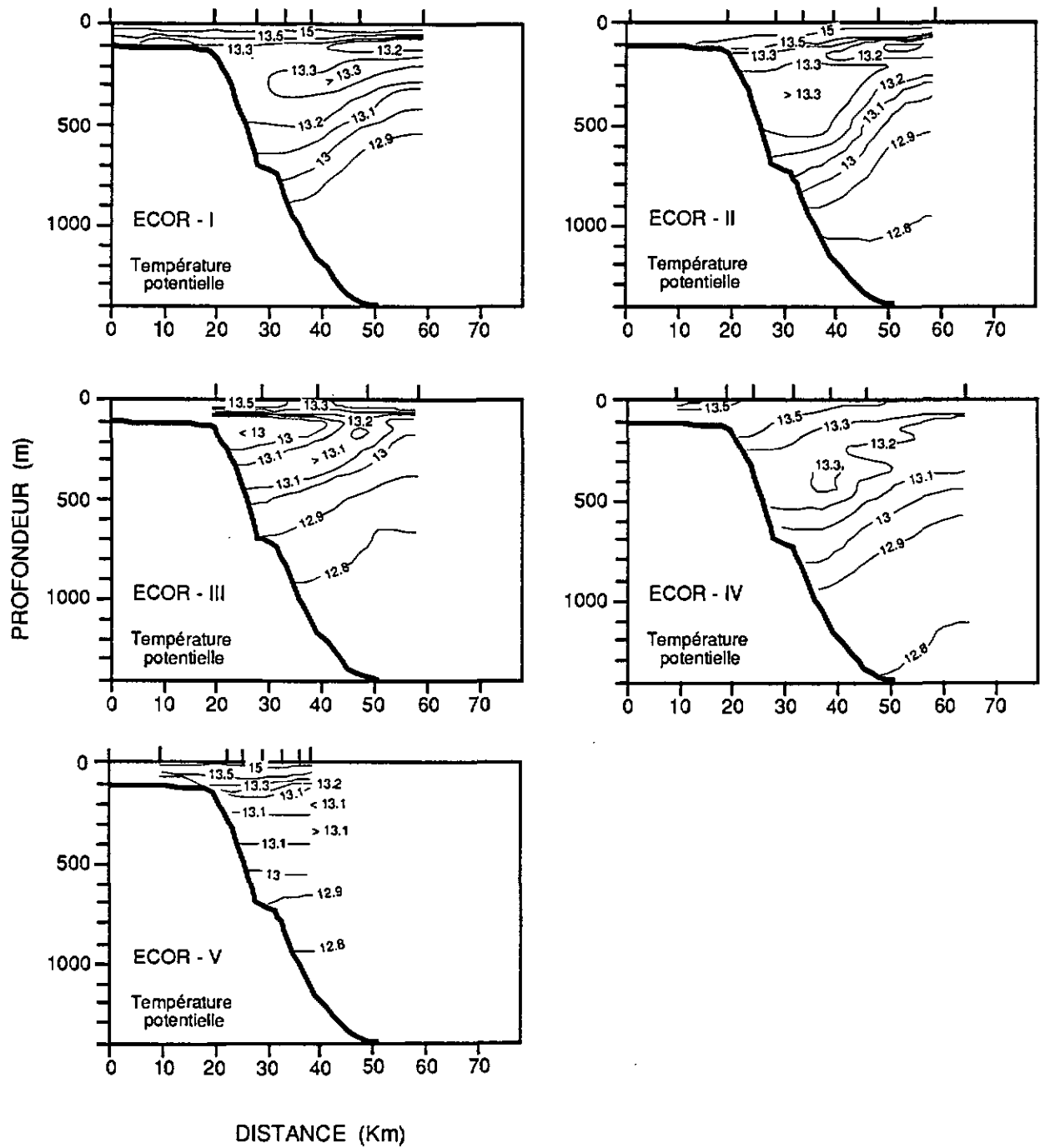


Fig.8 (A) Distribution verticale de la température potentielle dans le canyon du Grand-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

CANYON DU GRAND-RHONE

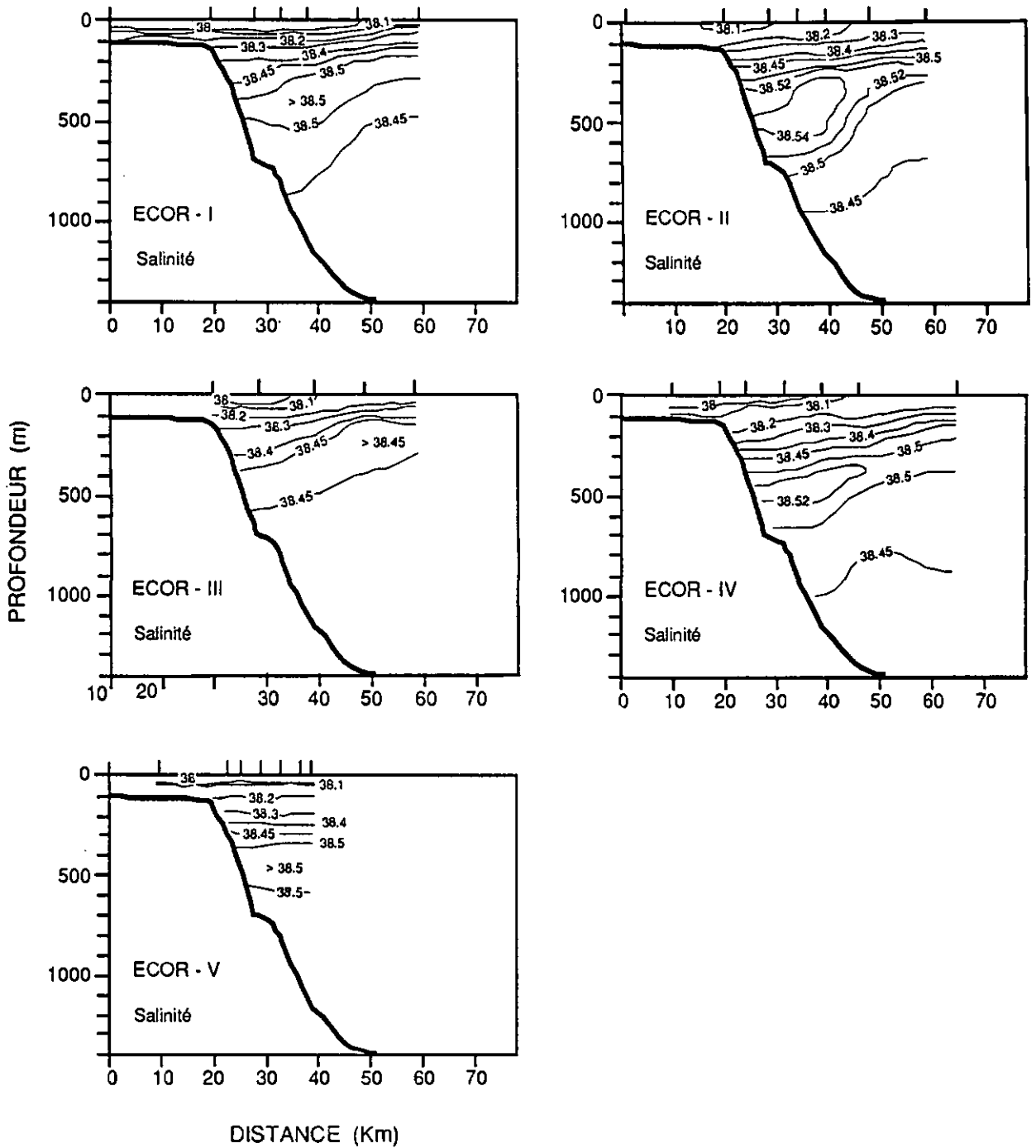


Fig.8 (B) Distribution verticale de la salinité dans le canyon du Grand-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

CANYON DU GRAND-RHONE

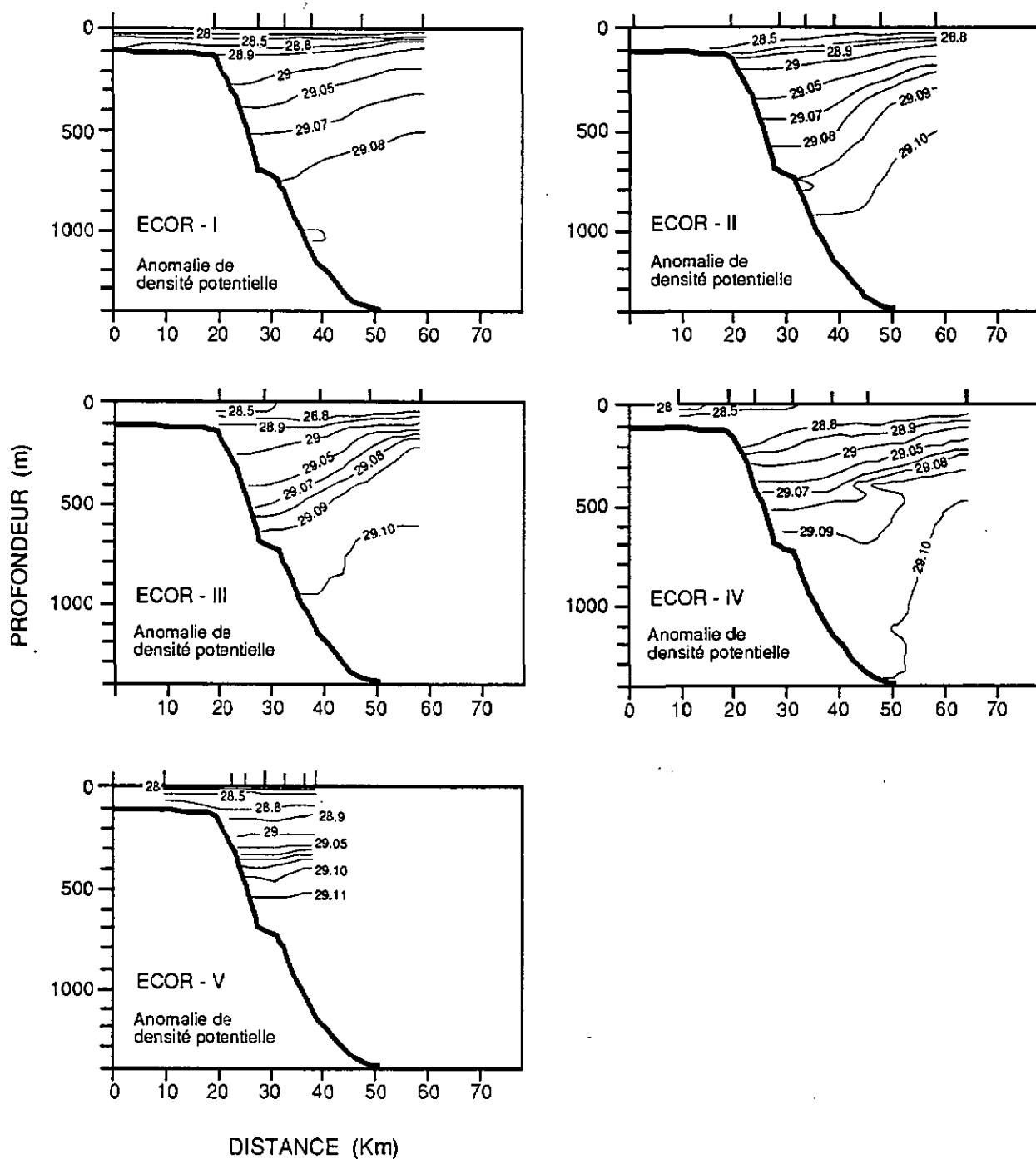


Fig.8 (C) Distribution verticale de l'anomalie de densité potentielle dans le canyon du Grand-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).



CANYON DU PETIT-RHONE

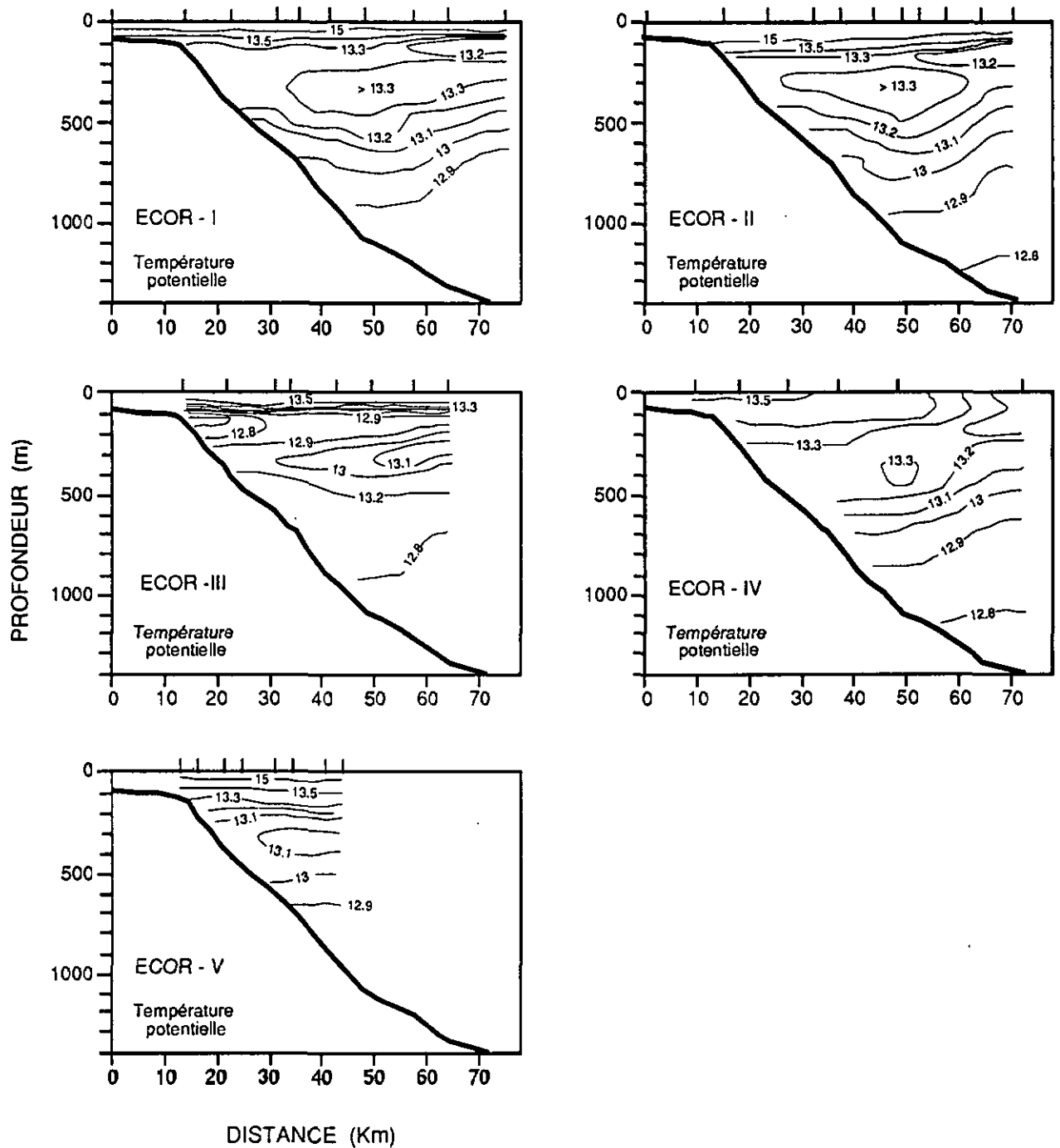


Fig.9 (A) Distribution verticale de la température potentielle dans le canyon du Petit-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

CANYON DU PETIT-RHONE

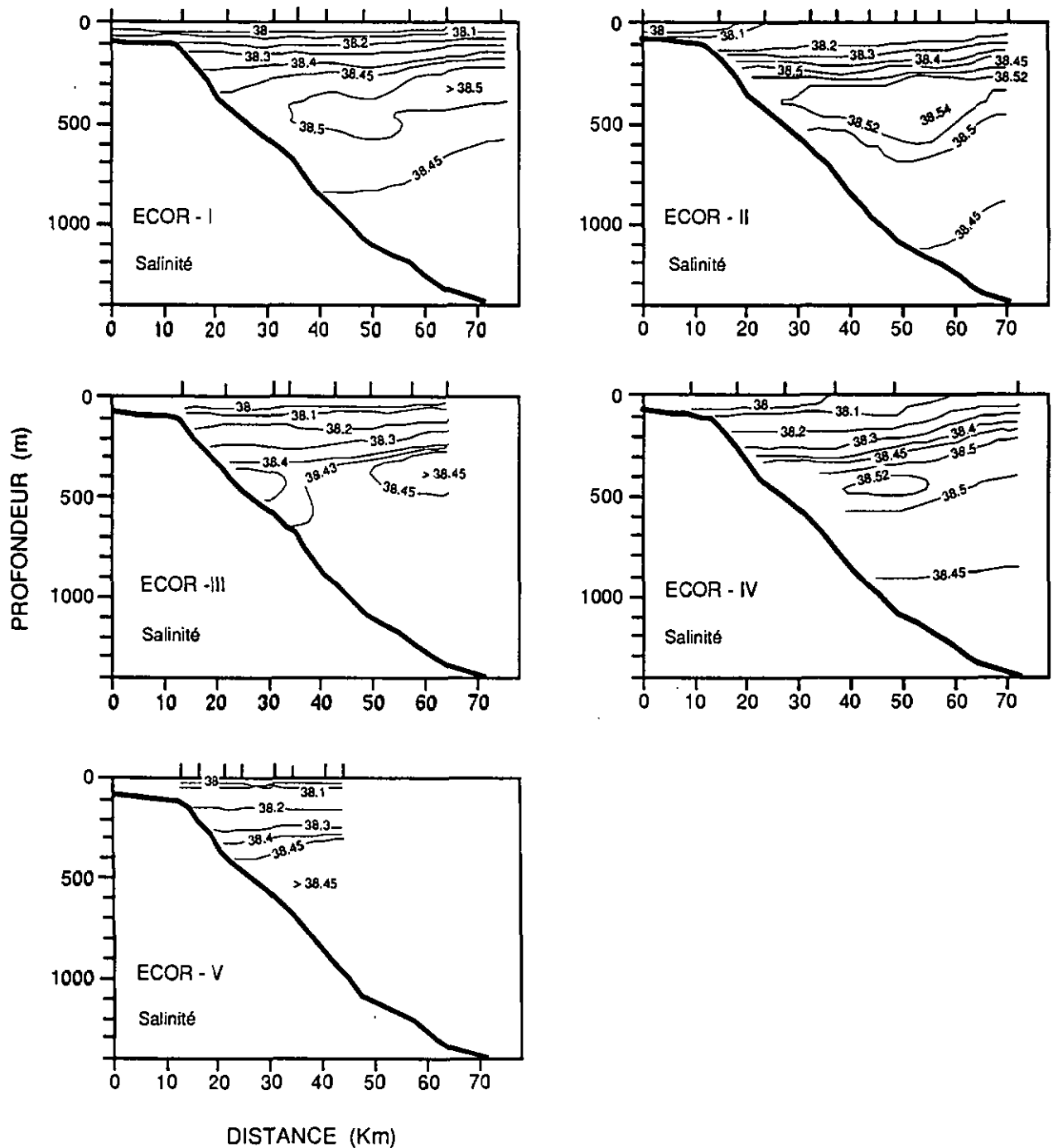


Fig.9 (B) Distribution verticale de la salinité dans le canyon du Petit-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

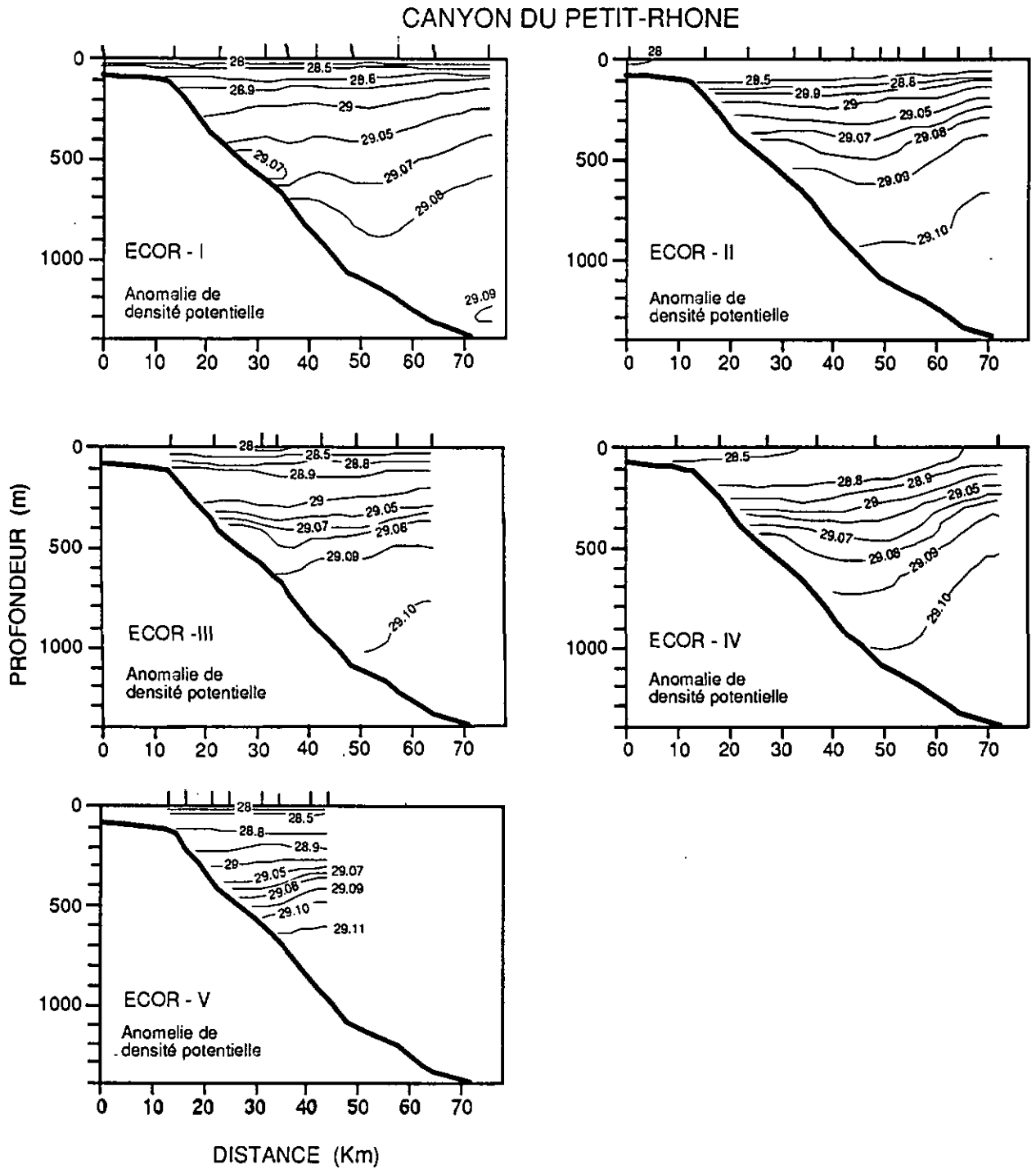


Fig.9 (C) Distribution verticale de l'anomalie de densité potentielle dans le canyon du Petit-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

CANYON DU PETIT-RHONE

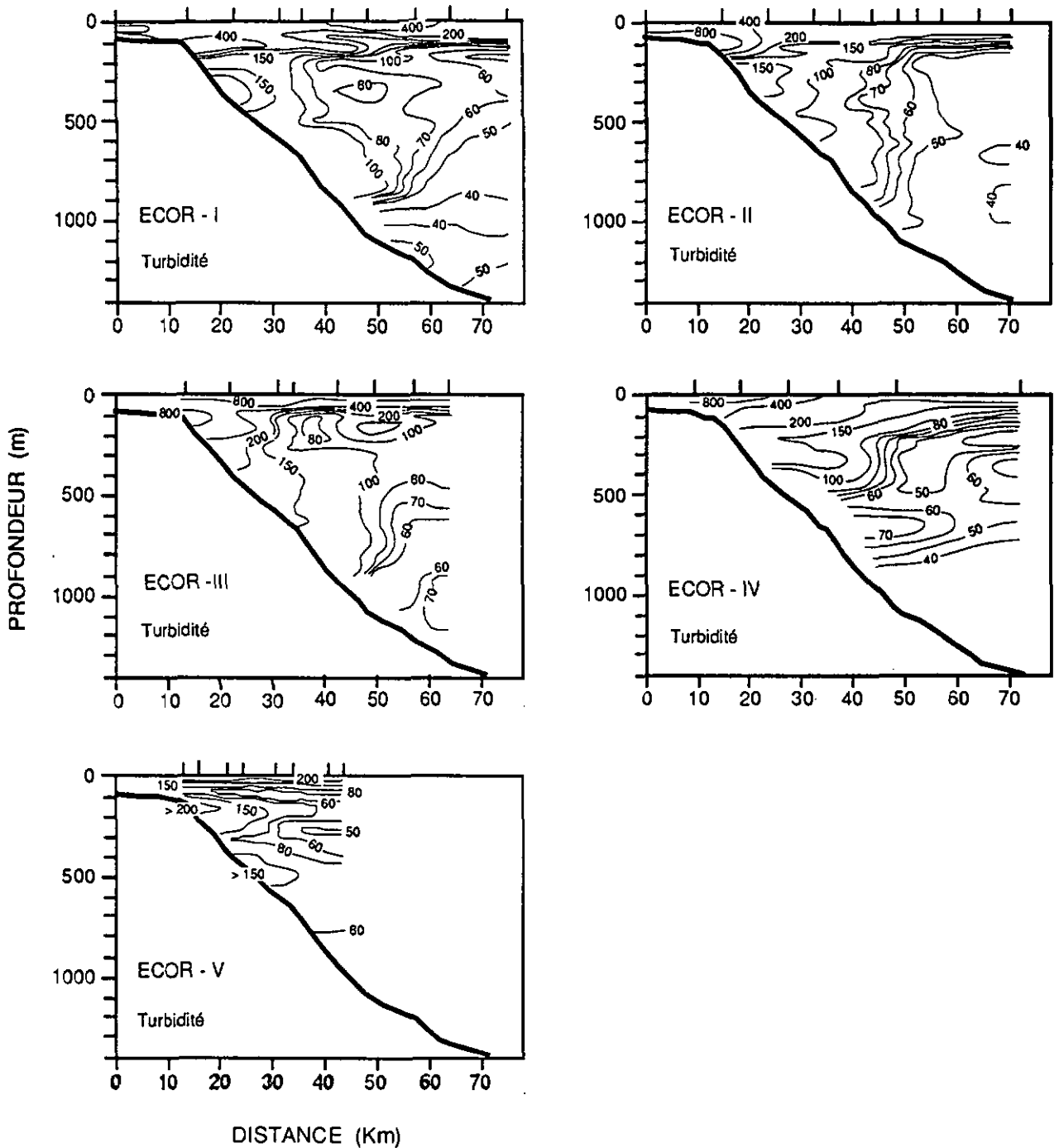


Fig.9 (D) Distribution verticale de la turbidité dans le canyon du Petit-Rhône pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

INTERFLUVE

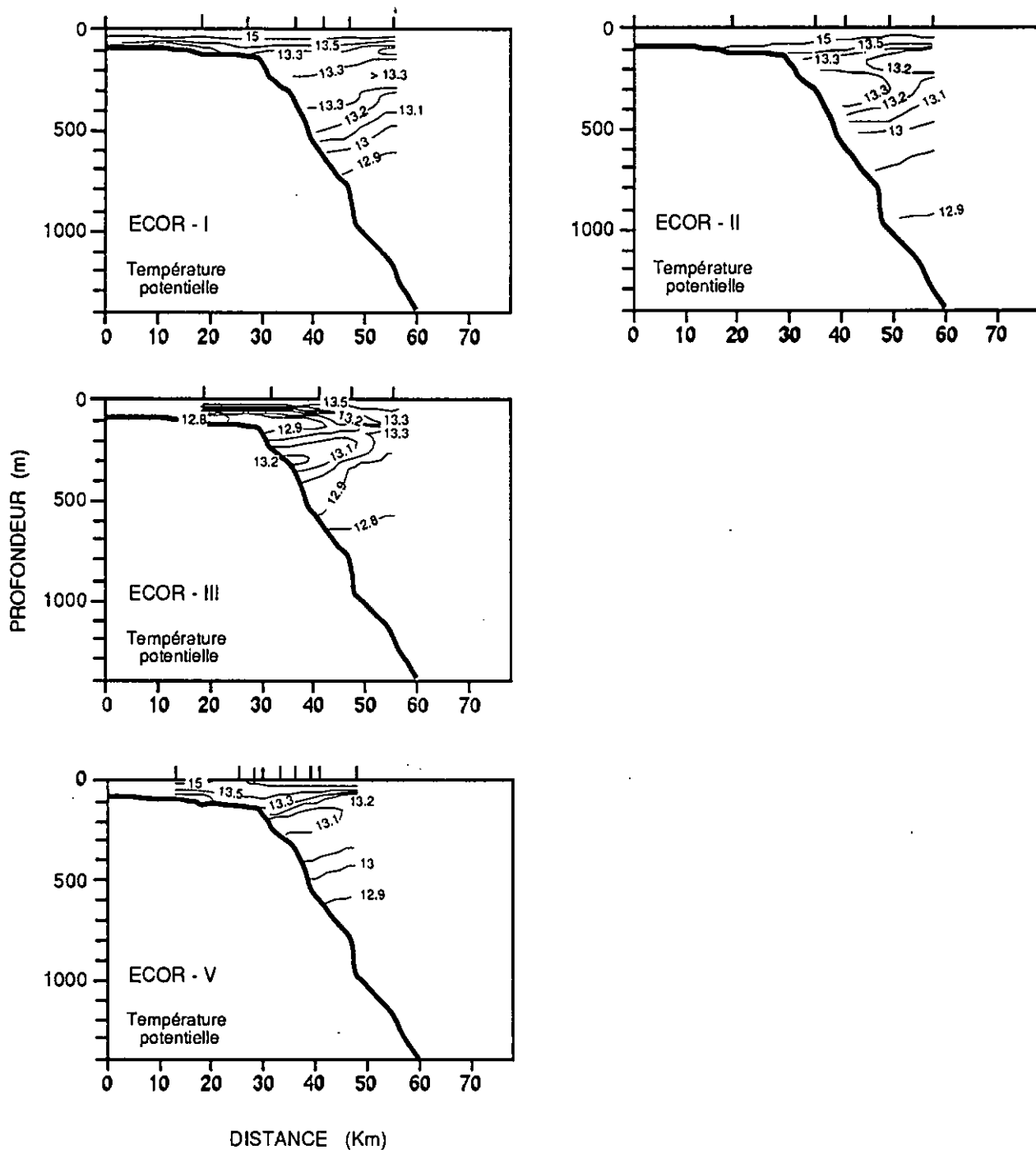


Fig.10 (A) Distribution verticale de la température potentielle le long de l'interfluve pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987) et ECOR-V (Mai 1988).

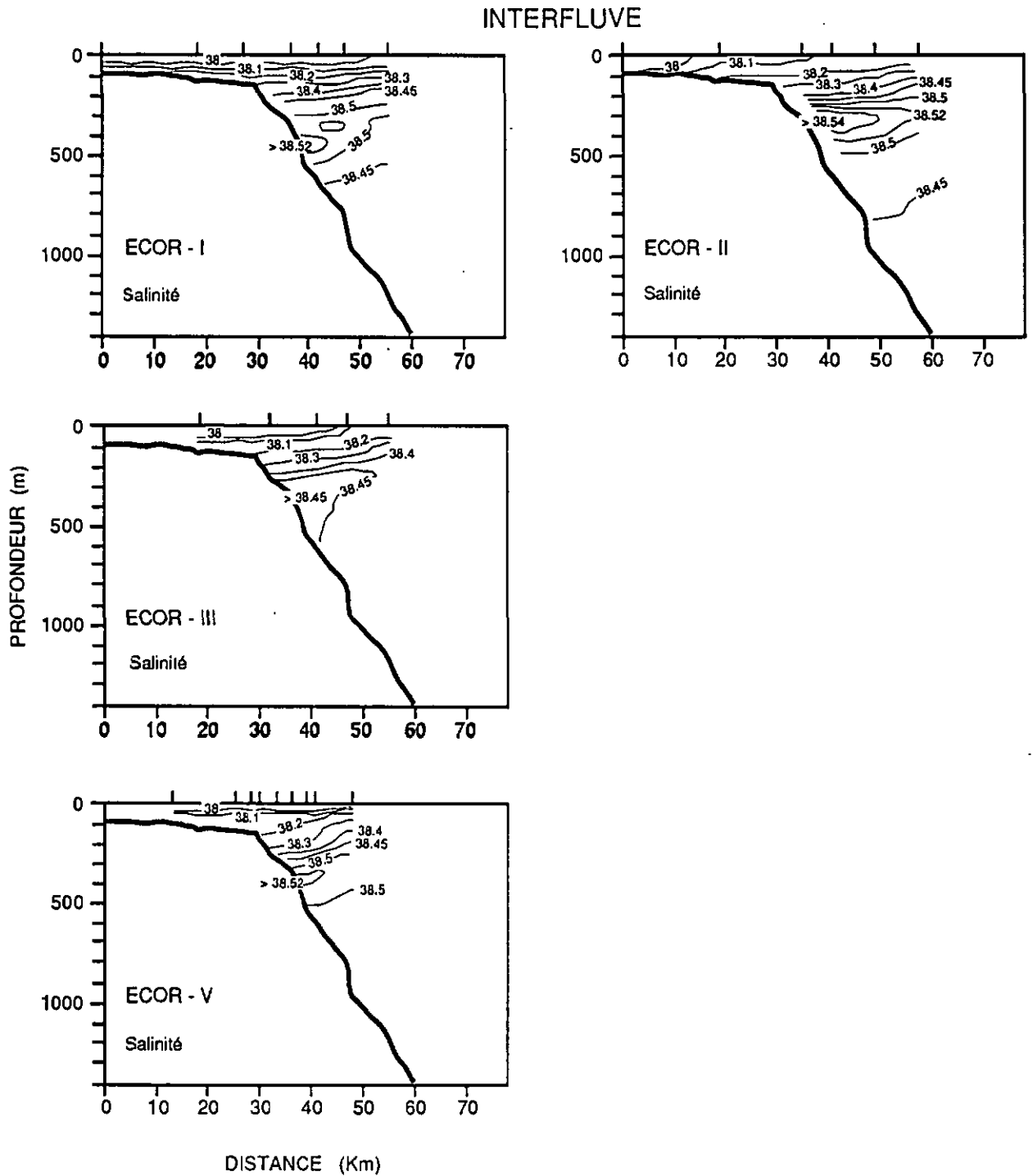


Fig.10 (B) Distribution verticale de la salinité le long de l'interfluve pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987) et ECOR-V (Mai 1988).

INTERFLUVE

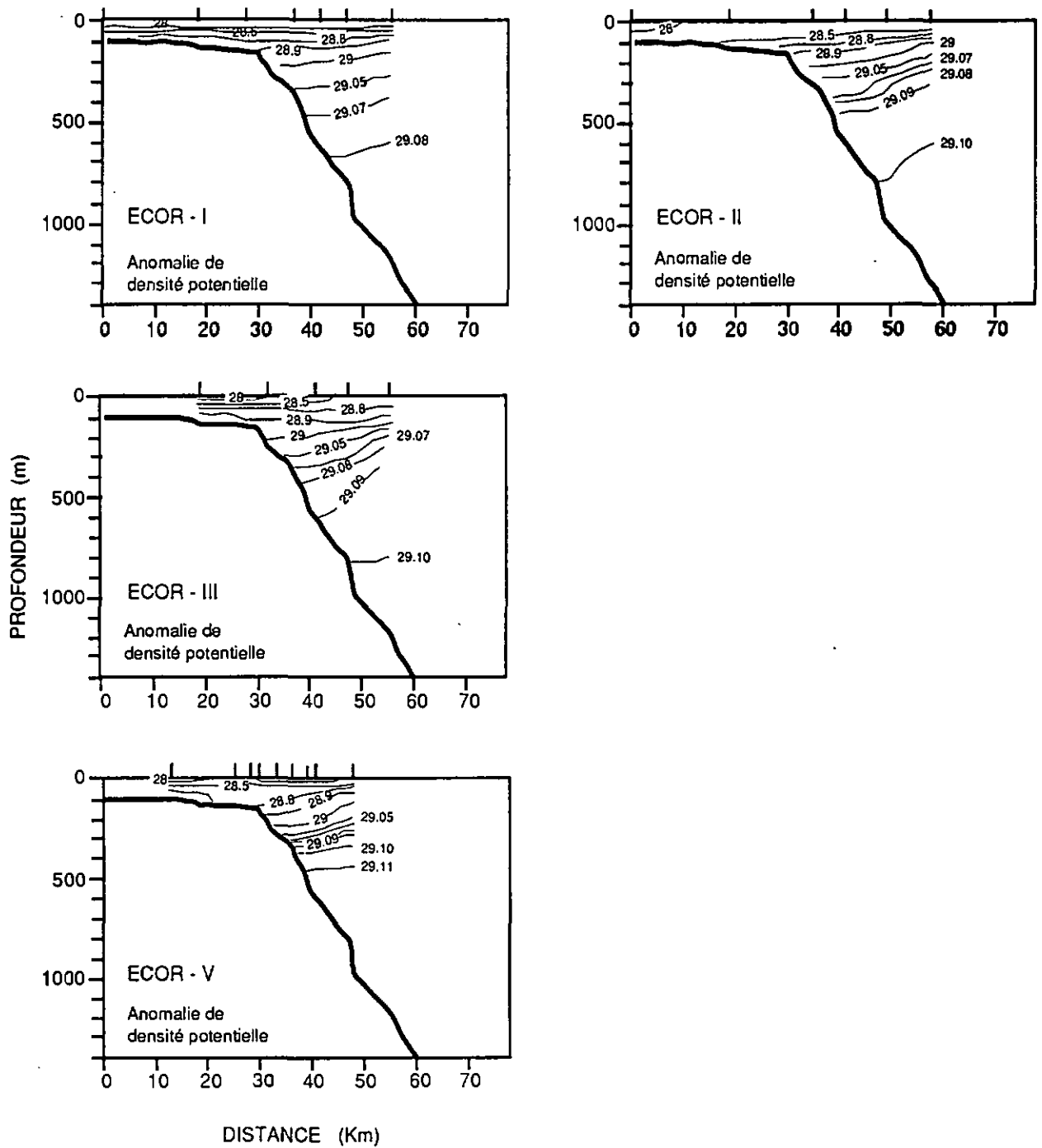


Fig.10 (C) Distribution verticale de la l'anomalie de densité potentielle le long de l'interfluve pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987) et ECOR-V (Mai 1988).

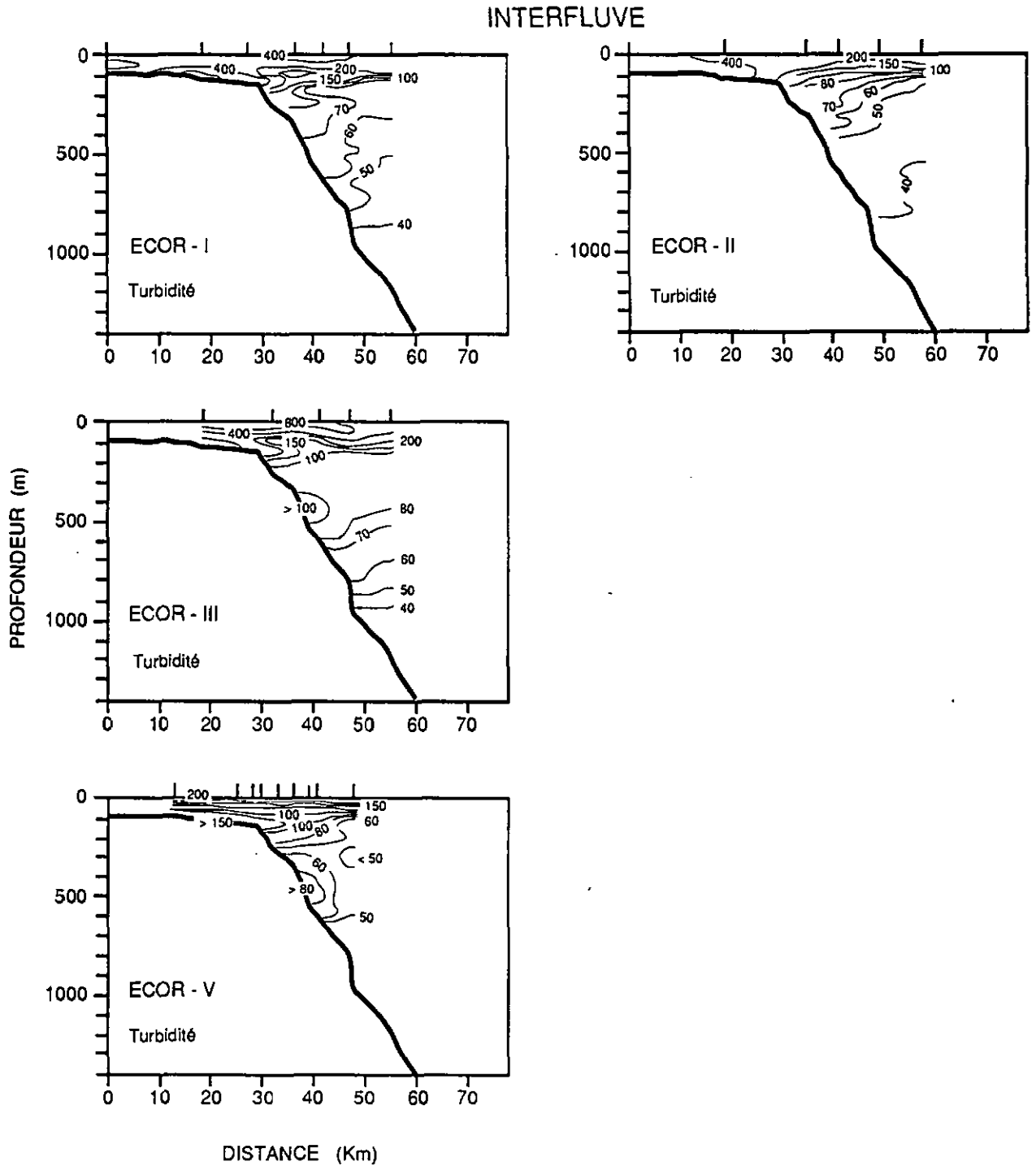


Fig.10 (D) Distribution verticale de la turbidité le long de l'interfluve pour les différentes campagnes. ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987), ECOR-IV (Janvier 1988) et ECOR-V (Mai 1988).

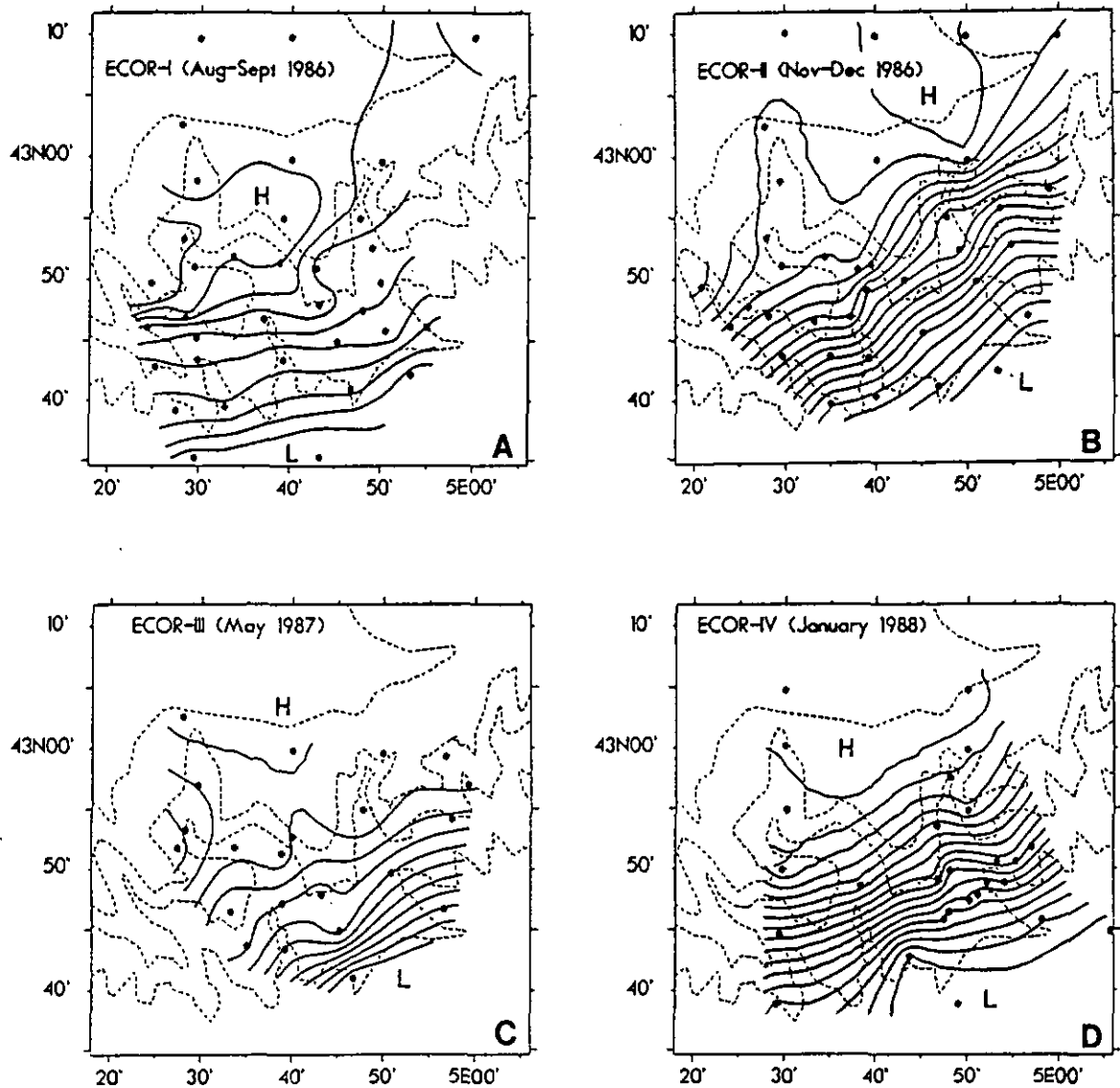


Fig.11 Topographie dynamique entre 20 dbar et 1000 dbar au voisinage des canyons rhodaniens (intervalle entre les géopotentiels:  $0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) pour les différentes campagnes ECOR-I (Août-Septembre 1986), ECOR-II (Novembre-Décembre 1986), ECOR-III (Mai 1987) et ECOR-IV (Janvier 1988). Les géopotentiels montrent la bordure interne du courant Liguro-Provençal qui longe le talus continental du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

*Structures néphélogométriques* - La correction de la dérive du néphélogomètre entre les missions ECOR ne nous autorise pas à faire des comparaisons sur l'aspect quantitatif des structures turbides. La présence constante de structures turbides dans les têtes des canyons rhodaniens (Fig. 8 et 9) et du Lacaze-Duthiers (données non présentées), ainsi que la clarté des eaux le long de l'interfluve illustrent le rôle dominant et permanent de ces canyons en tant que site d'échange privilégié de MES entre le plateau et la pente. L'extension des structures turbides à partir de la pente vers le large est limitée par la veine du courant Liguro-Provençal qui se maintient à proximité du talus continental en suivant la tendance générale de la rupture de pente (Fig. 11).

La turbidité intégrée entre la rupture de pente et l'isoligne 50 mFTU ("stock" particulaire) augmente selon les campagnes d'un facteur 1.9 à 7 entre le canyon du Grand-Rhône et le canyon du Lacaze-Duthiers (Tab. IV). L'accroissement moyen d'un facteur 3 de ce "stock" particulaire entre la pente et la veine du courant Liguro-Provençal prouve la stabilité du schéma de transport de MES le long du talus continental avec une augmentation notable des échanges de MES entre le plateau et la pente vers Sud-Ouest de la marge. De part la morphologie de la marge et la circulation sur le plateau et le long de la pente, l'extrémité pyrénéenne de la marge fait fonction d'exutoire inéluctable pour la MES transportée longitudinalement à la côte.

Tab. IV Comparaison quantitative entre les structures turbides obtenues dans les canyons du Grand-Rhône (GR), du Petit-Rhône (PR) et du Lacaze-Duthiers (LD) lors des missions ECOR. Le calcul du "stock" de turbidité prend en compte les structures turbides en dessous de 150 m (profondeur de la rupture de pente) et s'étalant entre la pente continentale et l'isoligne 50 mFTU (voir aussi l'article I). Les valeurs dans le canyon du Lacaze-Duthiers sont sous-estimées du fait de la couverture incomplète de ce canyon.

	ECOR-I (Août/Sept 86)	ECOR-II (Nov/Dec 86)	ECOR-V (Mai 88)
PR			
-----	3.8	1.5	1.2
GR			
LD			
-----	7.5	2.5	1.9
GR			
LD			
-----	2	1.7	1.7
PR			

Les flux liquides et particulaires à plusieurs périodes (ECOR-I, ECOR-II et ECOR-IV) ont été calculés par un transect perpendiculaire à la marge rhôdaniennne et qui s'étend grossièrement de la latitude 43°N 10' (plateau continental) à la latitude 42°N (150 km au large) (voir Fig. 4 pour la position des stations). Les flux liquides résultants varient entre 1.55 et 2.05 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, alors que les flux particulaires restent stables (entre 600 et 620 kg s<sup>-1</sup>) (Tab. V).

### Flux latéraux et diapycnaux

Pelegri & Csanady (1991) proposent un modèle pour quantifier le transport de matière et les mélanges intervenant au niveau d'une veine de courant. La description des flux d'eau et de matière (nutrients) le long de deux sections coupant le Gulf Stream en bordure de la marge américaine nord Atlantique leur permet d'estimer les flux latéraux d'eau ou de matière (importation ou exportation par advection) ainsi que les flux diapycnaux au sein de la veine du courant (entraînement, mélange par diffusion turbulente). Cette méthode a été adaptée à la marge du Golfe du Lion pour quantifier les flux d'eau et de MES perpendiculaires à la marge et les échanges diapycnaux dans la veine du courant Liguro-Provençal.

*Description de la méthode* - Il s'agit d'un modèle en boîte dont les limites encadrent l'ensemble de la veine du courant Liguro-Provençal le long de la pente du Golfe du Lion. Le canyon de Marseille à l'extrémité Nord-Est et le canyon du Lacaze-Duthiers au Sud Ouest du Golfe du Lion caractérisent respectivement l'entrée et la sortie de la marge.

La distribution de la MES dans la veine de courant montre que les couches néphéloïdes suivent les surfaces isopycnales. Les isolignes de flux de MES ont une structure comparable à celle du champ de vitesse avec un flux de matière maximum en surface ( $\approx 10 \text{ kg s}^{-1}$ ) qui diminue avec la profondeur ( $\approx 0.2 \text{ kg s}^{-1}$  vers 400 m).

La répartition des masses d'eau et des couches néphéloïdes nous conduit à considérer trois couches principales :

- 1) une couche superficielle (SML) délimitée à sa base par la pycnocline (définie par l'isopycnale  $\sigma_\theta = 28.5$ ). Cette couche caractérise une couche de mélange très turbide;
- 2) une couche de sub-surface (SUB) entre les isopycnales  $\sigma_\theta = 28.5$  et 29 correspondant à la couche d'eau froide hivernale où se développe la couche néphéloïde intermédiaire qui se détache de la rupture de pente;

- 3) une couche intermédiaire (INT) entre les surfaces isopycnales 29 et 29.1 qui délimitent approximativement la couche d'eau levantine intermédiaire.

Une couche d'eau profonde est également définie pour les eaux de densité supérieure à 29.1. Cette dernière couche ne sera pas pris en compte dans les calculs ultérieurs car les flux d'eau et de matière y sont faibles (<2%) et sont entachés d'une grande incertitude.

Entre les isopycnales de profondeur  $Z_i(x)$  et  $Z_{i+1}(x)$ , les flux d'eau et de MES sont calculés de la manière suivante :

$$F_w = \sum_{i=1}^N \Delta X_i \sum_{j=Z_i(x)}^{Z_{i+1}(x)} V_j \Delta Z \quad (\text{Flux liquide})$$

$$F_p = \sum_{i=1}^N \Delta X_i \sum_{j=Z_i(x)}^{Z_{i+1}(x)} C_j V_j \Delta Z \quad (\text{Flux particulaire})$$

$\Delta X_i$	Ecart horizontal entre les stations
$\Delta z$	Ecart vertical
N	Nombre de stations
$V_j$	Vitesses géostrophiques (niveau de référence : 2000 m)

Les stations des transects perpendiculaires au courant sont choisies de manière à encadrer la plus grande partie de la veine de courant afin d'intégrer le transport barocline maximum (Fig. 12). Les flux liquides et particulaires de la veine du courant sont caractérisés par le mouvement cyclonique des masses d'eau le long de la pente.

La concentration moyenne ( $\bar{C}$ ) dans chaque couche est approximée par le rapport  $F_p/F_w$  qui diffère peu de la moyenne arithmétique des concentrations dans la veine de courant. L'estimation de la concentration advective entre les deux sections [ $Ca = (F_{pLD} - F_{pMARS}) / (F_{wLD} - F_{wMARS})$ ] nous permet de déterminer si les variations des flux particulaires sont proportionnelles ou non aux variations des flux liquides.

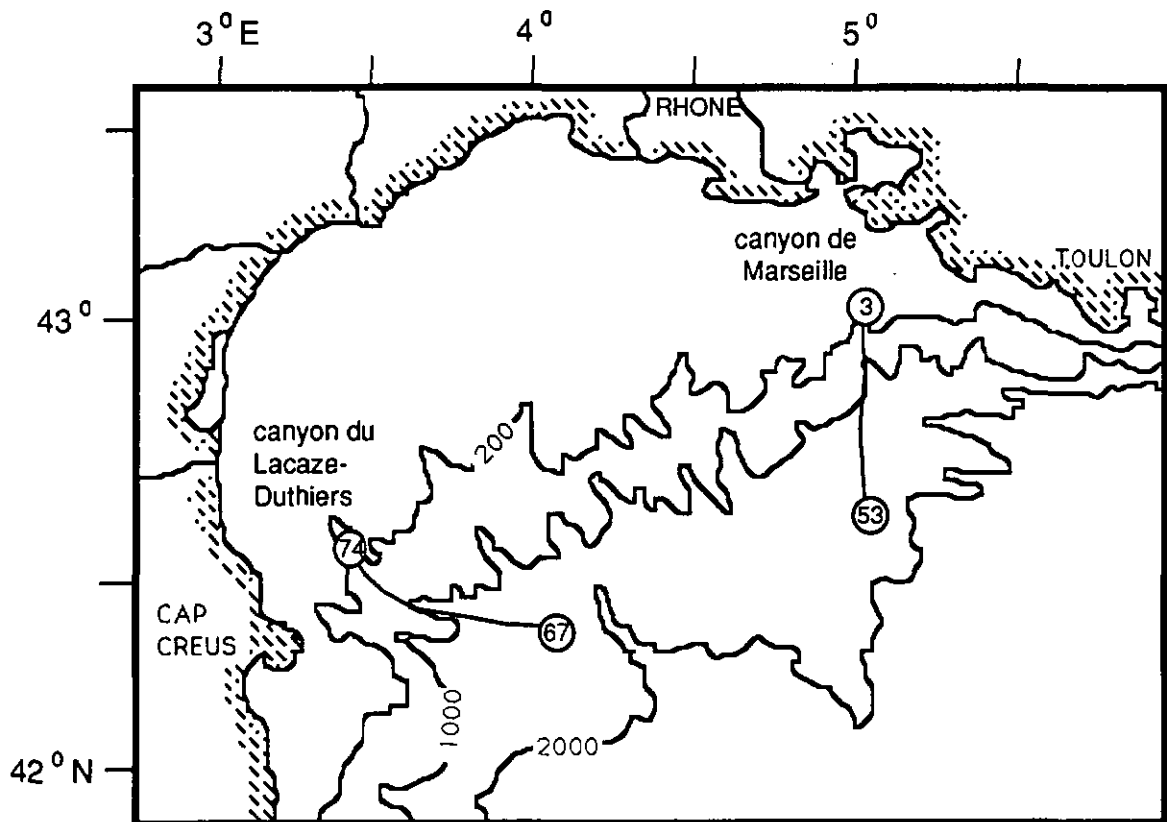


Fig. 12 Transects des canyons de Marseille et du Lacaze-Duthiers utilisés dans le modèle en boîte. Ces transects encadrent la veine du courant Liguro-Provençal longitudinale à la pente aux extrémités Nord-Est et Sud-Ouest de la marge du Golfe du Lion. Les numéros indiquent les stations délimitant les sections lors de la campagne ECOR-II (Nov. - Déc. 1986)..

La plupart du transport liquide et particulaire se situe dans la partie supérieure de la colonne d'eau comprenant les couches d'eau de surface, de sub-surface et intermédiaires (Tab. IV). Pendant que le flux d'eau pour la totalité de la colonne d'eau diminue de 7% vers le Sud-Ouest, le flux particulaire augmente de 6%. La concentration moyenne dans les différentes couches augmente d'un facteur variant entre 5 et 36%. Si le transport était strictement parallèle aux surfaces isopycnales, la concentration advective serait une sorte de moyenne entre les concentrations à l'entrée et à la sortie de la marge. Le fait que la concentration advective dans la couche de sub-surface soit largement supérieure aux concentrations moyennes pour les deux sections implique un excédent d'apport particulaire dans cette couche par rapport à l'augmentation du flux liquide. Un déficit de l'exportation de MES par rapport à la diminution du flux d'eau apparaît dans la couche de surface et la couche intermédiaire.

L'augmentation du flux particulaire total à l'extrémité Sud-Ouest de la marge implique un apport externe de MES pouvant être attribué à une exportation de MES du plateau. Les différences d'évolution des flux liquides et particulaires suggère également des échanges diapycnaux entre les masses d'eau.

Tab. IV Flux liquides ( $F_w$ ) et particulaires ( $F_p$ ) dans les couches de surface, de sub-surface, intermédiaires et profondes au niveau des canyons de Marseille (entrée NE) et du Lacaze-Duthiers (sortie SW). Ces valeurs proviennent des données de la campagne ECOR-II (Nov.-Déc. 1986). La concentration moyenne ( $\bar{C}$ ) dans chaque couche représente le rapport du flux particulaire avec le flux d'eau. La concentration advective ( $C_a$ ) caractérise pour chaque couche un excédent ( $C_a \gg \bar{C}$ ) ou un déficit ( $C_a \ll \bar{C}$ ) des échanges de MES entre les canyons de Marseille et du Lacaze-Duthiers.

LAYER	MARSEILLE			LACAZE - DUTHIERS			$C_a$ ( $10^{-4} \text{ Kg m}^{-3}$ )
	$F_w$ ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$F_p$ ( $\text{Kg s}^{-1}$ )	$\bar{C}$ ( $10^{-4} \text{ Kg m}^{-3}$ )	$F_w$ ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	$F_p$ ( $\text{Kg s}^{-1}$ )	$\bar{C}$ ( $10^{-4} \text{ Kg m}^{-3}$ )	
SURFACE $\sigma_\theta < 28.5$	0.55 (37 %)	277 (54 %)	5.04	0.45 (32 %)	247 (46 %)	5.49	3.00
SUB-SURFACE 28.5 - 29.0	0.43 (29 %)	120 (23 %)	2.80	0.49 (36 %)	186 (34 %)	3.80	11.00
INTERMEDIAIRE 29.0 - 29.1	0.48 (32 %)	114 (22 %)	2.38	0.42 (30 %)	105 (19 %)	2.50	1.50
PROFONDE $\sigma_\theta > 29.1$	0.03 (2 %)	6 (1 %)	2.00	0.03 (2 %)	8 (1 %)	2.67	-
TOTAL	1.49	517	3.47	1.39	546	3.93	

Nous avons estimé les transports latéraux et diapycnaux entre les couches de surface, de sub-surface et intermédiaires associés au courant Liguro-Provençal à l'aide d'un modèle en boîte. La MES est présumée soumise aux mêmes processus advectifs et diffusifs qui affectent le transport et le mélange des masses d'eau (la sédimentation des particules n'est pas pris en compte).

Le transport advectif isopycnal d'eau et de MES dans chaque couche est représenté par des flux longitudinaux ( $F_w$ ,  $F_p$ ) et perpendiculaires ( $U$ ,  $\overline{CU}$ ) à la pente continentale. Les transferts entre les couches sont décrits par un flux advectif diapycnal ( $W$ ,  $\overline{CW}$ ) entraînant l'eau et la MES d'une couche à l'autre. Nous avons ajouté, dans la couche de surface, un terme ( $S$ ) caractérisant une éventuelle source ou perte de matière particulaire en suspension, liée par exemple à l'activité biologique. Aucun échange n'est décrit entre la couche intermédiaire et la couche profonde. Une illustration de la géométrie du modèle et des différents flux isopycnaux et diapycnaux est donnée dans la Fig. 13.

Les transferts et les échanges sont considérés stationnaires, c'est à dire qu'il n'y a pas de stockage d'eau ou de MES entre les deux sections. Ainsi les flux d'eau et de MES sortant du système de la marge sont compensés par les flux entrant. Les flux latéraux ( $U$ ), diapycnaux ( $W$ ) et le terme de production ou d'élimination ( $S$ ) sont déterminés en appliquant la loi de conservation de la masse (eau et MES) pour chaque couche. Le modèle est décrit par un système de 6 équations à 6 inconnues ( $U_{sml}$ ,  $U_{sub}$ ,  $U_{int}$ ,  $W_{sml}$ ,  $W_{sub}$ ,  $S$ ).

$$(\Delta F_w)_{sml} = U_{sml} - W_{sml}$$

$$(\Delta F_w)_{sub} = U_{sub} - W_{sub} + W_{sml}$$

$$(\Delta F_w)_{int} = U_{int} + W_{sub}$$

$$(\Delta F_p)_{sml} = C_{sml} U_{sml} - C_{sml} W_{sml} + S$$

$$(\Delta F_p)_{sub} = C_{sub} U_{sub} + C_{sml} W_{sml} - C_{sub} W_{sub}$$

$$(\Delta F_p)_{int} = C_{int} U_{int} + C_{sub} W_{sub}$$

$\Delta F_w$  et  $\Delta F_p$  représentent les flux résultant longitudinaux à la pente ( $F_{Lacaze-Duthiers} - F_{Marseille}$ ).

La résolution du système donne :

$$U_{sml} = \frac{\Delta F_{p\ sub} + C_{sml} \Delta F_{w\ sml} - C_{sub} (\Delta F_{w\ sml} + \Delta F_{w\ sub})}{(C_{sml} - C_{sub})}$$

$$U_{sub} = \frac{1}{(C_{sml} - C_{sub}) (C_{int} - C_{sub})} \left\{ \begin{aligned} &\Delta F_{w\ int} (C_{sml} C_{int} - C_{sub} C_{int}) \\ &+ \Delta F_{w\ sub} (C_{sml} C_{int} - C_{sml} C_{sub}) \\ &+ \Delta F_{p\ int} (C_{sub} - C_{sml}) + \Delta F_{p\ sub} (C_{sub} - C_{int}) \end{aligned} \right\}$$

$$U_{int} = \frac{\Delta F_{p\ int} - C_{sub} \Delta F_{w\ int}}{(C_{int} - C_{sub})}$$

$$W_{sml} = \frac{\Delta F_{p\ sub} - C_{sub} \Delta F_{w\ sub}}{(C_{sml} - C_{sub})}$$

$$W_{sub} = \frac{C_{int} \Delta F_{w\ int} - \Delta F_{p\ int}}{(C_{int} - C_{sub})}$$

$$S = \Delta F_{p\ sml} + C_{sml} \Delta F_{w\ sml}$$

*Analyse de sensibilité* - Afin de tester la validité des résultats, nous avons vérifié la sensibilité du modèle aux paramètres d'entrée. Nous avons analysé l'influence de :

- 1) l'incertitude sur les flux d'eau longitudinaux à la pente en faisant varier les flux sur l'ensemble de la colonne d'eau et pour les deux sections de  $\pm 20\%$ . Comme le système est linéaire cela a pour conséquence de faire varier les flux latéraux et diapycnaux dans la même proportion.
- 2) la sur- ou sous-estimation du flux longitudinal à la pente pour l'une des deux sections due à un échantillonnage incomplet de la veine de courant ou à une variation de ce courant pendant la période de la campagne. Nous avons augmenté les flux de 10% pour la section du canyon de Marseille, tout en diminuant ceux de la section du canyon du Lacaze-Duthiers par 10%. La situation inverse a également été considérée.

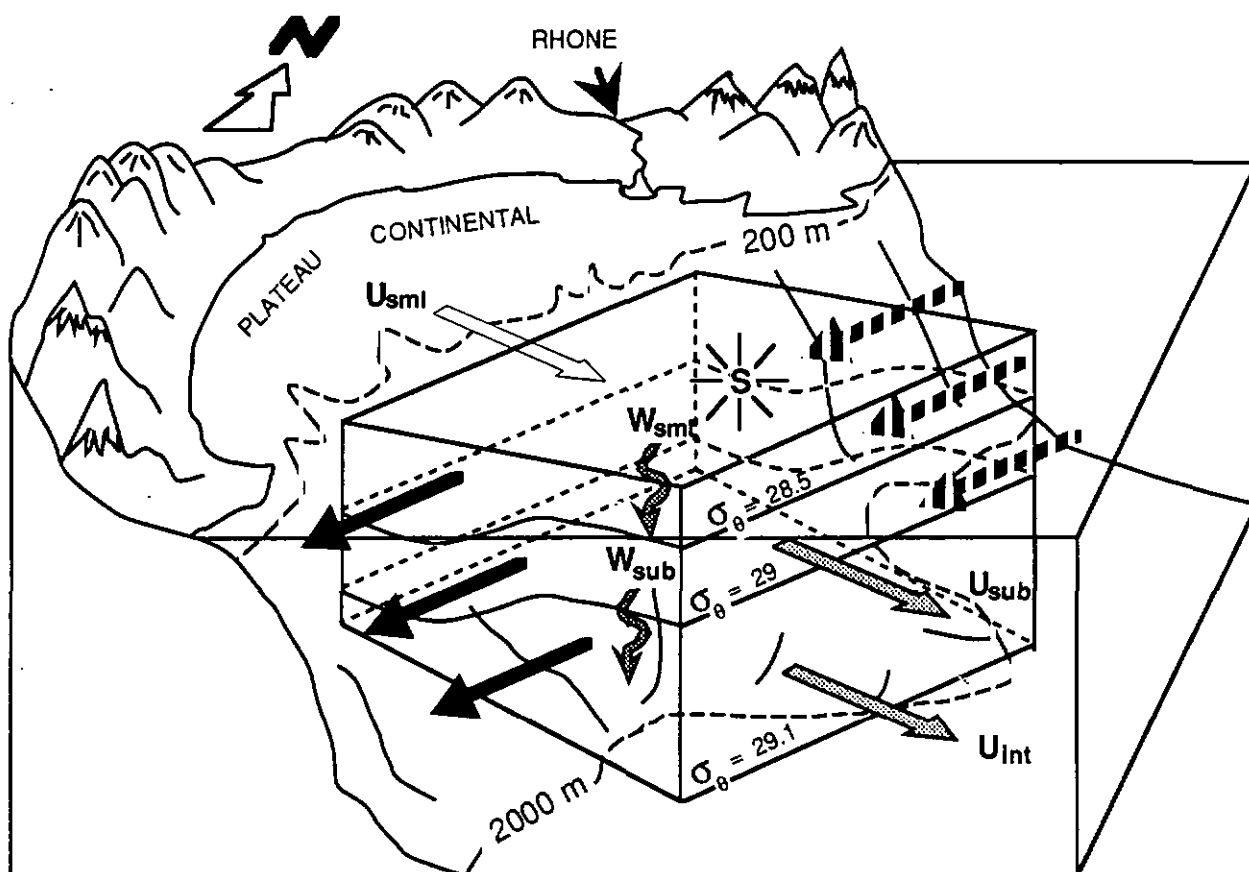


Fig. 13 Modèle en boîte du Golfe du Lion pour la mission ECOR-II (Nov. - Dec. 1986), délimité par le canyon de Marseille au nord-est et le canyon du Lacaze-Duthiers au sud-ouest. Les flux d'eau latéraux ( $U_{surf}$  et  $U_{inter}$ ) et diapycnaux ( $W$  et  $E$ ) sont estimés à partir des équations de conservation de la masse et de la MES. Les conditions aux limites du domaine sont données par les flux liquides et particulaires, longitudinaux à la marge, à l'entrée et à la sortie du système. Le sens des transferts latéraux ( $U$ ) et diapycnaux ( $W$ ) est déterminé d'après les résultats de modèle.

- 3) l'incertitude de la calibration des mesures néphélométriques sur les flux particulaires ( $C_{mg/l} = 1.2 \cdot 10^{-3} C_{mFTU} + 0.18$ , Fig. 2). Nous avons considéré deux cas limites correspondant aux gradients de concentration maximums et minimums entre les couches. Les concentrations en MES sont déduites de la turbidité par les relations  $C_{mg/l} = 1.5 \cdot 10^{-3} C_{mFTU} + 0.05$  (gradient maximum) et  $C_{mg/l} = 0.7 \cdot 10^{-3} C_{mFTU} + 0.3$  (gradient minimum).

Les solutions du système d'équations et de l'analyse de sensibilité est donnée dans le Tab. V. Le sens des transferts latéraux et diapycnaux reste identique quelque soit les cas envisagés. Cette constance nous permet de bâtir un schéma général des échanges résultant d'eau et de matière entre les masses d'eau de la veine de courant, le domaine néritique et le domaine abyssal.

Les résultats donnent une source de MES dans la couche de surface de  $23 \text{ Kg s}^{-1}$ . Distribuée sur la superficie de la veine du courant le long de la marge (approximativement  $40 \text{ Km} \times 100 \text{ Km} : 4 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ ), cette source représente une production journalière de MES de  $0.5 \text{ g m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . Cette valeur est comparable à la production de particules biologiques dans la couche euphotique (supposée constante sur l'ensemble de la marge). Cette dernière est déduite de la production en carbone organique estimée par Minas *et al.* (1988) en assumant un facteur 3 entre la production de carbone ( $0.15 - 0.33 \text{ g C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ ) et la production biologique (c.à.d  $0.45 - 0.99 \text{ g m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ ).

On obtient un apport latéral de MES dans la couche de surface entre  $18$  et  $124 \text{ Kg s}^{-1}$ . Etant donné la prédominance des apports fluviaux et la distribution des couches néphéloïdes, ce transport correspond vraisemblablement à une exportation de matériel du plateau. Par comparaison aux apports fluviaux, un tel transfert de MES est du même ordre de grandeur que les apports moyens du Rhône ( $\approx 60 - 320 \text{ Kg s}^{-1}$ ). Ce transfert du plateau vers la pente englobe également le transport de MES associé à la branche du courant Liguro-Provençal sur le plateau qui rejoint la veine principale longitudinale à la pente avant l'extrémité Sud-Ouest de la marge.

On observe une exportation d'eau et de MES dans les couches de sub-surface et intermédiaires entre  $6$  et  $66 \text{ Kg s}^{-1}$  (pour les deux couches). La possibilité d'un transfert résultant de la veine de courant vers la pente continentale est rejetée en faveur d'une exportation vers le large, du fait de la diminution de la turbidité des masses d'eau de la pente vers le large. Ce résultat indique que les éventuels transferts de MES de la bordure du plateau et de la partie supérieure de la pente vers le large sont faibles par rapport à l'exportation de matériel du plateau dans la couche de surface. L'absence d'échange entre la couche intermédiaire et la couche profonde n'a pas *a priori* d'influence significative sur les résultats étant donnée la faiblesse des flux longitudinaux à la pente dans la couche profonde.

Tab. V Flux latéraux et diapycnaux dans les couches de surface (sml), de sub-surface (sub) et intermédiaires (int) suivant les variations de certains paramètres d'entrée. Les flux d'eau (U, W) sont exprimés en  $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ; les flux particulaires CU, CW et la production de MES (S) sont exprimés en  $\text{Kg s}^{-1}$ ; les taux de sédimentation (SR) sur la superficie de la veine de courant ( $\approx 4 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ ) sont en  $\text{g m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ .

	U <sub>sml</sub>	U <sub>sub</sub>	U <sub>int</sub>	W <sub>sml</sub>	W <sub>int</sub>	S	SR <sub>sml</sub>	SR <sub>sub</sub>
	C <sub>sml</sub>  U <sub>sml</sub>	C <sub>sub</sub> U <sub>sub</sub>	C <sub>int</sub> U <sub>int</sub>	C <sub>sml</sub>  W <sub>sml</sub>	C <sub>sub</sub> W <sub>sub</sub>			
NORMAL	0.14 71	- 0.11 - 36	- 0.13 - 31	0.24 124	0.07 22	23	2.68	0.48
AUGMENTATION DES FLUX D'EAU DE 20 %	0.16 85	- 0.13 - 43	- 0.15 - 37	0.28 148	0.08 26	27	3.20	0.56
DIMINUTION DES FLUX D'EAU DE 20 %	0.11 57	- 0.09 - 29	- 0.10 - 24	0.19 99	0.05 17	18	2.14	0.37
FLUX ENTRANT +10% FLUX SORTANT - 10%	0.03 18	- 0.19 - 66	- 0.22 - 53	0.23 123	0.07 22	23	2.66	0.48
FLUX ENTRANT - 10% FLUX SORTANT +10%	0.24 124	- 0.02 - 6	- 0.04 - 9	0.24 124	0.07 22	22	2.68	0.48
AUGMENTATION GRA- DIENT DE TURBIDITE	0.14 65	- 0.12 - 27	- 0.12 - 16	0.24 114	0.06 15	29	2.46	0.32
DIMINUTION GRADIENT DE TURBIDITE	0.14 67	- 0.11 - 42	- 0.13 - 42	0.24 117	0.07 25	13	2.53	0.54

Le transport diapycnal advectif (W) est caractérisé par un important flux descendant entre les différentes couches. Si on considère une surface approximative de  $4 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  pour les isopycnales séparant les différentes couches, on obtient une vitesse d'entraînement vers le bas (downwelling) entre  $4.8 \cdot 10^{-5}$  et  $7 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  ( $\approx 4 - 6 \text{ m j}^{-1}$ ) entre les couches de surface et de sub-surface. Le flux particulaire associé à ce mouvement descendant des masses d'eau est estimé entre 2.14 et  $3.20 \text{ g m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . Entre la couche de sub-surface et la couche intermédiaire, la vitesse est de  $1.3 \cdot 10^{-5}$  à  $2 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  ( $\approx 1 - 2 \text{ m j}^{-1}$ ), alors que le taux de sédimentation varie entre 0.32 et  $0.56 \text{ g m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ . L'absence

de mesures directes de flux particulaires dans la veine du courant Liguro-Provençal empêche toute comparaison avec les flux particulaires diapycnaux. Ce résultat souligne l'importance du transport advectif de MES dans les échanges verticaux de matière. Dans le cas de la marge du Golfe du Lion, cette composante advective produit un transfert "vertical" des particules de quelques mètres par jour. Elle se rajoute à d'autres mécanismes de sédimentation des particules fines liés par exemple à la formation d'agrégats (neige marine) (Asper, 1986)

### **Processus à l'échelle du canyon du Grand-Rhône**

La campagne ECOR-V (Tab. II) a permis de préciser l'influence du courant Liguro-Provençal sur la distribution des structures néphélométriques et les échanges de MES au niveau d'un canyon. Malgré les perturbations causées par une tempête, l'analyse des données hydrologiques et néphélométriques obtenues dans le canyon du Grand-Rhône met en évidence un méandre de la veine de courant cyclonique parallèle à la pente (courant Liguro-Provençal) et une circulation secondaire anticyclonique dans la tête du canyon (Fig. 14). Ces structures indiquent une perturbation topographique de la veine du courant Liguro-Provençal en présence du canyon. Cette interaction du courant avec le canyon est susceptible d'induire une circulation verticale vers l'aval du canyon compatible avec le courant résiduel enregistré par les courantomètres de fond dans l'axe du canyon.

Les courants génèrent des structures néphéloïdes de petites échelles (5 - 10 km) dans le canyon et le long de la pente. La distribution des structures néphélométriques dans le canyon est asymétrique par rapport à l'axe du canyon. La dispersion de la MES issue de la couche néphéloïde de fond du plateau au niveau de la rupture de pente s'effectue vers l'Est sous l'action circulation secondaire anticyclonique dans la tête du canyon. La veine du courant Liguro-Provençal induit le long de la pente un transport vers l'Ouest de matériel remobilisé au niveau des interfluves. Enfin la couche néphéloïde de fond suggère, outre des processus de resuspension et de mélanges induits par la tempête, un transfert de MES du plateau le long de l'axe et du flanc Ouest du canyon.

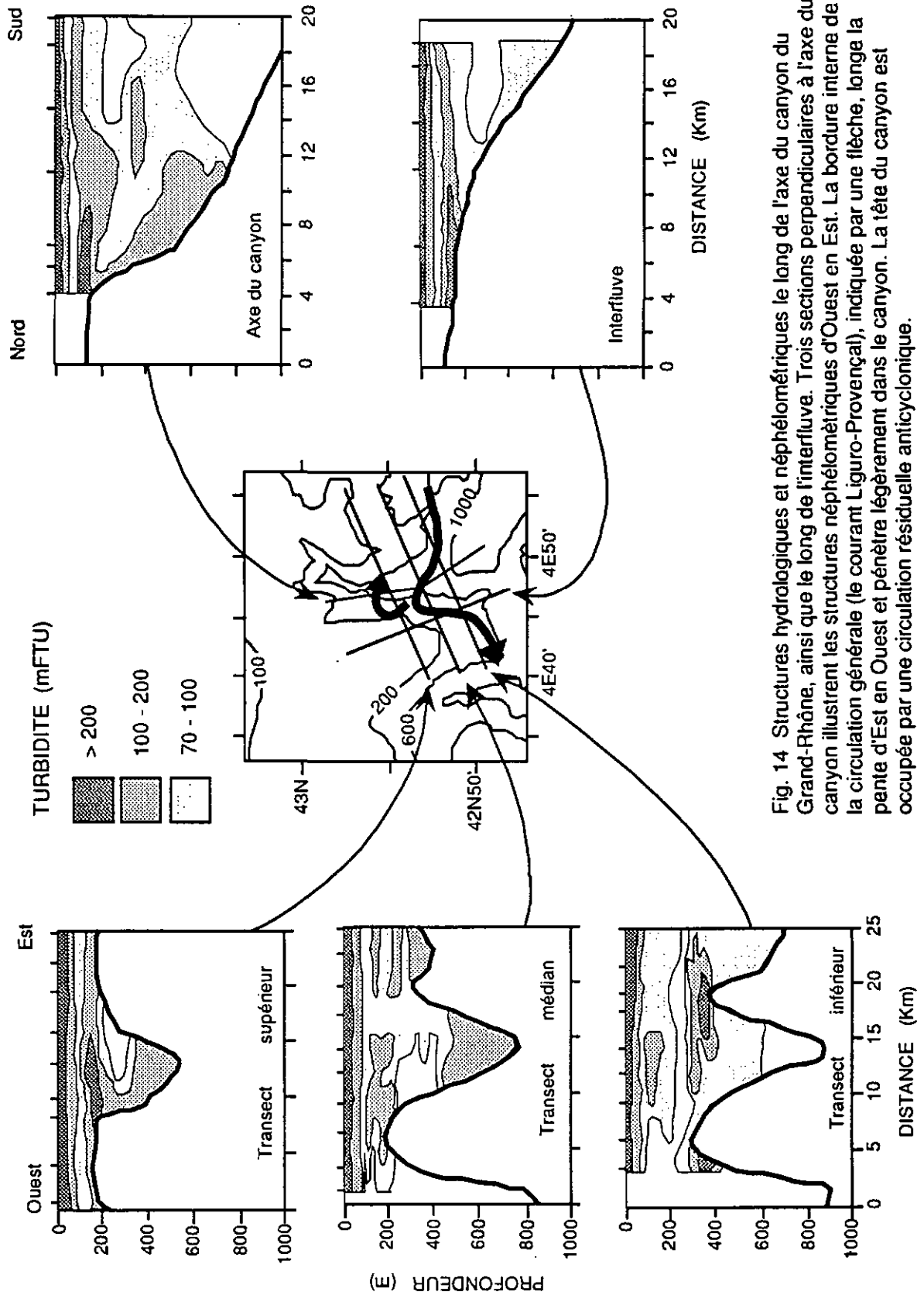


Fig. 14 Structures hydrologiques et néphéométriques le long de l'axe du canyon du Grand-Rhône, ainsi que le long de l'interfluve. Trois sections perpendiculaires à l'axe du canyon illustrent les structures néphéométriques d'Ouest en Est. La bordure interne de la circulation générale (le courant Liguro-Provençal), indiquée par une flèche, longe la pente d'Est en Ouest et pénètre légèrement dans le canyon. La tête du canyon est occupée par une circulation résiduelle anticyclonique.

### VI-1.2 Le Bassin des Sporades

Les principaux résultats représentatifs des schémas généraux du transport de la MES sur la marge du Bassin des Sporades sont présentés dans la Fig. 15.

Sous l'influence de la circulation du plateau, globalement cyclonique, le transfert de la MES d'origine continentale s'effectue principalement le long de la côte Sud-Ouest. L'interaction de la circulation anticyclonique dans le bassin avec la bathymétrie induit une circulation secondaire cyclonique le long de la pente. L'entraînement subséquent de la MES, provenant du plateau et transitant par l'interfluve, vers le Sud résulte en une couche turbide à mi-pente. Le courant anticyclonique dans le bassin limite l'extension de ce panache vers le large à la partie supérieure de la pente.

Le débit du courant dans le bassin profond, estimé à  $0.85 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , est 3 ordre de grandeur plus grand que le débit moyen des rivières, estimé à  $3.2 \cdot 10^2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Le flux particulaire du courant, estimé à  $200 \text{ kg s}^{-1}$ , est 2 fois plus important que les apports fluviaux en MES (entre 95 et  $130 \text{ kg s}^{-1}$ ). Aucune augmentation de ce flux particulaire n'est observée entre l'entrée et la sortie de la veine du bassin. Ce résultat suggère que l'exportation de MES du plateau vers le large est faible, ce qui corrobore les estimations de transfert de matière terrigène entre le plateau et la pente basées sur les dépôts sédimentaires récents (holocène). Ces estimations indiquent que seulement 10 à 20 % du matériel fin du plateau ( $< 30 \mu\text{m}$ ) est exporté vers la pente continentale (Lykousis & Chronis, 1989).

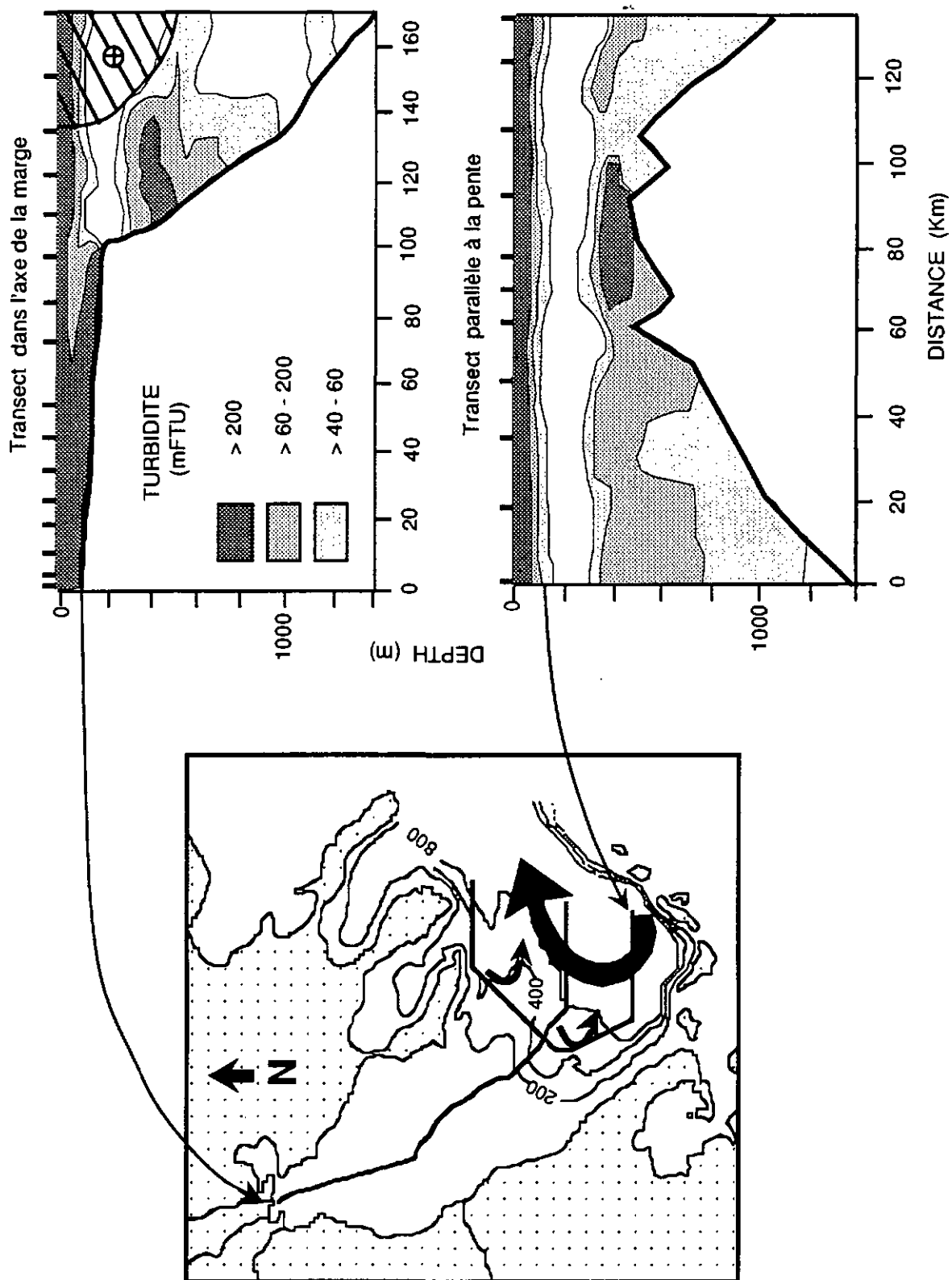


Fig. 15 Structures néphéométriques le long de l'axe et le long de la pente du Bassin des Sporades lors de la mission ECO-AEGAI0-1 (Juin 1987). Les principaux courants le long de la pente sont représentés par des flèches. La veine de la circulation anticyclonique dans le bassin est indiquée sur le transect longeant l'axe de la marge.

### VI-1.3 Le Canyon du Cap-Ferret

Les principaux résultats représentatifs des schémas généraux du transport de la MES sur la marge du Canyon du cap-Ferret sont présentés et commentés dans les Figs. 16 et 17.

La veine de courant longitudinale à la pente est étroite et son extension verticale va de la surface où les vitesses sont maximums ( $\approx 60 \text{ cm s}^{-1}$ ) jusqu'à 2000 m de profondeur (niveau de référence). La variabilité à moyen terme (de l'ordre du mois) de la direction du courant expliquerait le changement de direction du sens de la circulation longitudinale à la pente entre les deux missions.

Les échanges de MES entre le plateau et la pente s'effectuent au niveau des têtes du canyon et le long de l'interfluve au sud du canyon. La couche néphéloïde issue de l'interfluve au sud du canyon résulte de la dispersion de matériel resuspendu par les ondes internes liées à la marée qui interagissent avec la topographie (Dickson & McCave, 1986). Le processus de resuspension, qui nécessite une faible inclinaison de la pente continentale, intervient préférentiellement au niveau de l'interfluve. La limitation des structures néphéloïdes à la partie supérieure du talus résulte de l'action "érosive" du courant qui entraîne le matériel issu du plateau ou de la pente longitudinalement à la marge. La canalisation de la couche néphéloïde de fond dans l'axe du canyon suggère un transfert de matériel du plateau ou de la pente vers le milieu profond.

Le débit du courant longitudinal à la pente, estimé entre  $2 \text{ et } 4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , est 3 ordres de grandeur plus grand que le débit moyen de la Gironde, estimé à  $6.3 \cdot 10^2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Le flux particulaire du courant, estimé entre  $500 \text{ et } 1500 \text{ kg s}^{-1}$ , est plusieurs dizaines de fois supérieur au débit solide moyen de la Gironde (entre  $17 \text{ et } 50 \text{ kg s}^{-1}$ ).

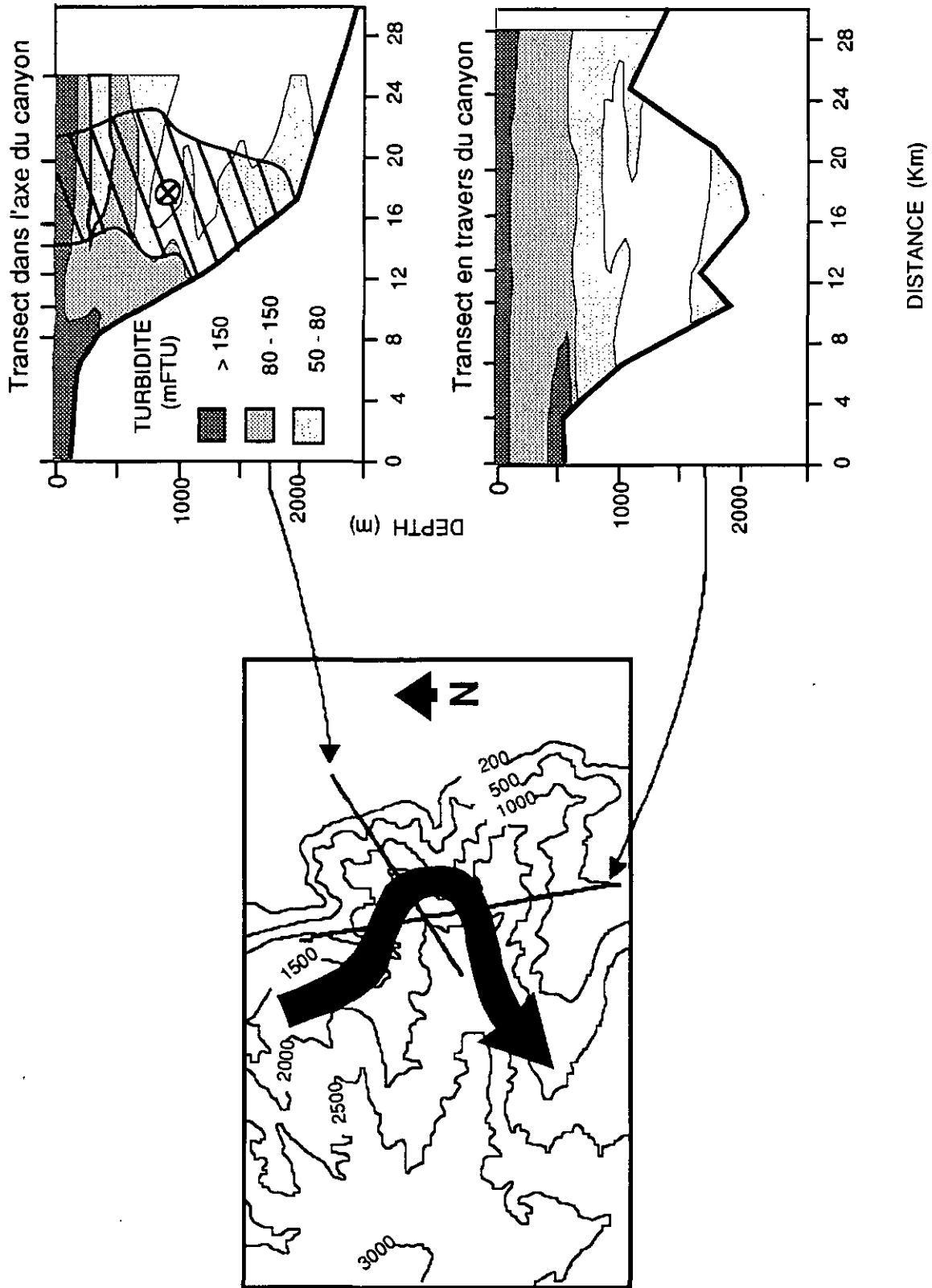


Fig. 16 Structures néphéométriques le long de l'axe et en travers du canyon du Cap-Ferret lors de la mission ECOFER - I (Juin 1989). La veine de courant anticyclonique dans le canyon est représentée par une flèche sur la carte bathymétrique et une section hachurée sur le transect longeant l'axe du canyon.

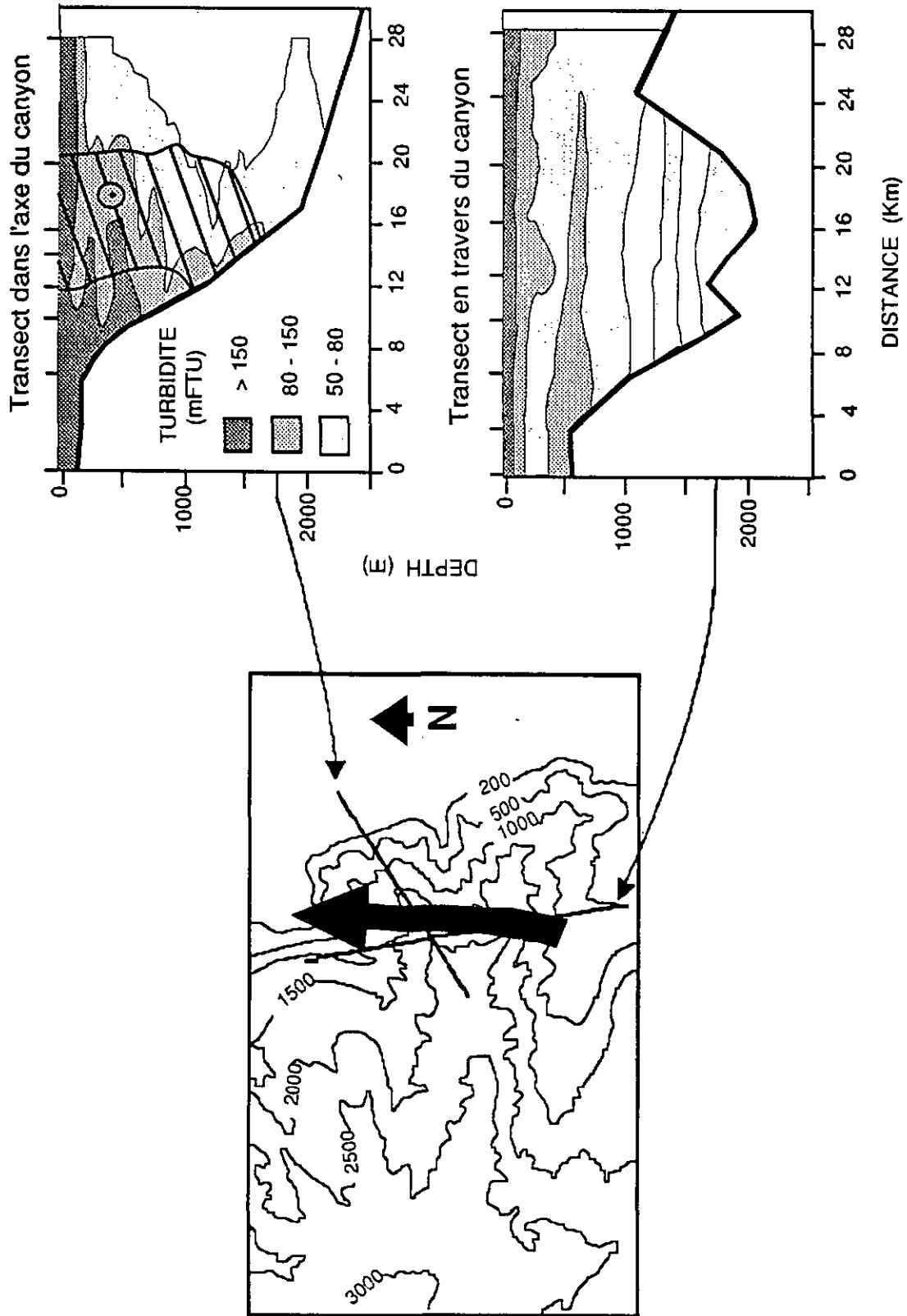


Fig. 17 Structures néphéométriques le long de l'axe et en travers du canyon du Cap-Ferret lors de la mission ECOFER - II (Mai 1990). La veine de courant anticyclonique dans le canyon est représentée par une flèche dans la carte bathymétrique et une section hachurée sur le transect longeant l'axe du canyon.

## VII DISCUSSION ET CONCLUSION

L'approche hydrologique et hydrosédimentaire adoptée dans cette étude a permis d'établir les schémas généraux du transport de la matière particulaire en suspension sur des marges où les apports continentaux représentent une source majeure de matière. Ces résultats sont complémentaires des études de la variabilité à court terme effectuées à stations fixes (mesures de flux de particules et de courant). Dans le cas du Golfe du Lion, la superposition des séquences obtenues à différentes périodes de l'année met en évidence une tendance récurrente à la dispersion de la MES le long de la pente continentale. La comparaison des différentes marges met en évidence le rôle majeur de certains processus soit:

- le transfert de MES du plateau vers la pente dans la couche néphéloïde de fond;
- la prépondérance du transport de la MES le long des surfaces isopycnales;
- le contrôle par la circulation principale longeant le talus de la dynamique au niveau de la partie supérieure de la pente et de la dispersion de la MES vers le large;
- Les perturbations du champ de courant induit par la bathymétrie, en particulier au niveau des canyons, et leur influence dans les échanges de MES entre le plateau et la pente.

Ces processus sont explicités par la suite. De nombreux autres processus agissent à des échelles de temps et d'espace telles qu'ils ne peuvent être étudiés avec les données disponibles ici. Par exemple, la resuspension et le transfert vers le large de matériel piégés dans les têtes de canyons résultent souvent de processus épisodiques liés aux tempêtes (Baker & Hickey, 1986) ou à la concentration de l'énergie des ondes internes (Gardner, 1990). Dans ce sens, l'étude de la variabilité dynamique et hydrosédimentaire à court terme, couplant les mesures hydrologiques, néphélographiques et courantométriques, est nécessaire. Ces mesures s'effectuant essentiellement à stations fixes, l'analyse préliminaire des structures hydrologiques et néphélographiques contribue au choix des zones d'étude appropriées. Par la suite, l'étude simultanée des conditions hydrologiques et néphélographiques par des campagnes répétitives replacera les processus à station fixes dans le contexte plus général.

**VII -1 Influence de la stratification de densité sur la distribution de la MES -  
Dispersion isopycnale des couches néphéloïdes superficielles et Intermédiaires**

La distribution verticale de la MES sur les marges continentales présente une structure multicouche avec des néphéloïdes en surface, au fond et à des profondeurs intermédiaires. La couche turbide de surface, située dans la zone photique, est essentiellement liée à la production biologique. Les couches néphéloïdes intermédiaires ou sur le fond résultent principalement de la dispersion de matériel resuspendu. La superposition des couches néphéloïdes avec la stratification de la densité met en évidence l'influence des transferts isopycnaux.

Les profils hydrologiques et néphélographiques décrivent très souvent une couche de surface turbide limitée à la base par une pycnocline. La forte diminution de turbidité observée au niveau de la pycnocline résulte d'un contrôle des transterts par mélange (diffusion turbulente) et sédimentation à l'interface de densité (Pak *et al.*, 1980). Ce gradient de turbidité peut également résulter d'un entraînement et une dilution par la couche d'eau claire sous-jacente suite à une variation importante de vitesse entre les deux couches (Kitchen *et al.*, 1978).

Les couches turbides sur le fond du plateau et le long du talus résultent principalement de la dispersion de matériel resuspendu par les courants, les ondes internes ou les vagues (quand la profondeur est faible). Cette couche néphéloïde de fond se détache de la bordure du plateau (Golfe du Lion, Canyon du Cap-Ferret) ou de la pente (Golfe du Lion, Bassin des Sporades, Canyon du Cap-Ferret) pour former des couches néphéloïdes intermédiaires. La distribution de ces couches le long des surfaces isopycnales met en évidence la prédominance d'un transport tangent au champ de densité par rapport au transferts diapycnaux dus à la sédimentation et aux phénomènes d'instabilités baroclines (Green, 1987).

La faible inclinaison générale des structures de densité implique un transport advectif quasi-horizontale qui est caractérisé ici par la circulation géostrophique. Toutefois, dans le cas du canyon du Grand-Rhône la forte inclinaison des isopycnales dans la tête du canyon indique plutôt un transfert vertical de MES. La répartition des couches néphéloïdes intermédiaires résulte d'une advection longitudinale de la MES plutôt que perpendiculaire à la pente. Les courants parallèles au talus contrôlent la dispersion de la MES. L'extension longitudinale des couches néphéloïdes (entre quelques kilomètres dans le canyon du Grand-Rhône, jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres dans le canyon du Cap-Ferret et le Bassin des Sporades) est comparable à celle du relief (p.e. largeur des canyons).

La prédominance du transport isopycnal n'exclut pas que le transport diapycnal induit par un mouvement ascendant ou descendant des masses d'eau soit important comme nous l'avons vu dans la veine du courant Liguro-Provençal le long de la marge de Golfe de Lion.

#### **VII-2 Les échanges de MES entre le plateau et la pente au sein de la couche néphéloïde de fond**

la continuité de la couche néphéloïde de fond et la diminution de la turbidité moyenne entre le plateau et la pente suggère une exportation de MES du plateau dans la couche limite benthique. Les structures néphéométriques ne permettent pas toutefois de distinguer le matériel resuspendu localement du matériel exporté du plateau.

La localisation des zones d'échange varie suivant les marges. Dans le Golfe du Lion et la canyon du Cap-Ferret, les échanges de MES entre le plateau et la pente s'effectuent essentiellement au niveau des têtes de canyons. Par contre, celles-ci ne jouent aucun rôle majeur dans le Bassin des Sporades où les structures néphéométriques montrent plutôt un transfert au niveau des interfluves.

Le transport de la MES à proximité du fond résulte d'un entraînement par des courants perpendiculaires aux isobathes. La circulation le long du talus est perturbée par la topographie accidentée de la marge. Cette interaction est illustrée par un méandre du courant dans le canyon du Grand-Rhône et du Cap-Ferret (ECOFER I) et une circulation secondaire dans les têtes de canyons (canyon du Grand-Rhône et Bassin des Sporades). Dans les canyons, l'ajustement de la veine de courant parallèle à la pente génère également une circulation verticale à proximité du fond (Klinck, 1989). Le mécanisme d'ajustement dépend de la morphologie du canyon et des caractéristiques du courant. Les courants de fond enregistrés dans les canyons du Grand-Rhône et du Cap-Ferret sont orientés suivant l'axe des canyons. Monaco *et al.* (1990) rapportent des observations de courants de fond résiduels orientés vers l'aval des canyons de Marseille et du Lacaze-Duthiers. On peut raisonnablement penser que ces courants de fond sont consécutifs à une interaction entre la circulation parallèle à la pente et la topographie des canyons. Ce processus apparaît comme un moteur potentiel du transfert de MES du plateau vers la pente dans la couche limite benthique.

Dans le cas du bassin des Sporades, la bordure interne de la veine de courant le long du talus est plus éloignée de la rupture de pente que sur les autres marges (entre 25 et 40 Km au lieu de 10 Km au maximum pour les autres régions). Cet éloignement, ainsi que les faibles vitesses calculées dans cette région (maximum  $10 \text{ cm s}^{-1}$ ), réduisent les contraintes imposées au voisinage des têtes de canyons par la circulation principale et peuvent expliquer l'absence de transtert de matière le long de l'axe des canyons. L'interaction entre le courant et la bathymétrie se produit plutôt au niveau de l'intertluve proéminente qui sépare les deux canyons et sur laquelle est observée un transfert de MES du plateau dans la couche néphéloïde de fond.

### VII -3 Influence de la circulation le long de la pente sur la dispersion de la MES

Toutes les marges ont en commun l'existence d'une veine de courant fort (Tab.V), de la surface jusqu'à plusieurs centaines de mètres, longeant la pente continentale à l'aplomb des isobathes 1000 à 2000 m. Ces courants sont associés à des fronts thermo-halins présentant de forts gradients horizontaux de densité (la circulation principale étant en équilibre géostrophique, le front et la circulation sont, en première approximation, parallèles) et peuvent s'étendre sur toute la colonne d'eau (canyon du Cap-Ferret). Ils représentent la limite de la circulation générale en bordure des bassins océaniques et forment un élément essentiel de la dynamique sur le talus continental (Johnson & Rockliff, 1986).

Tab. V Flux d'eau et de particules en suspension (poids sec) associés aux courants longeant la pente continentale des marges du Golfe du Lion, du Bassin des Sporades et du canyon du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne)

---

MISSION	FLUX D'EAU MOYEN ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	FLUX PARTICULAIRE ( $\text{kg s}^{-1}$ )
ECOR-I	1.55	600
ECOR-II	1.75	620
ECOR-IV	2.05	620
ECOAGAIO-I	0.85	200
ECOFER-I	4.00	2230
ECOFER-II	2.00	1070

---

Sur les marges méditerranéennes (Golfe du Lion, Bassin des Sporades), les flux de MES parallèles à la pente sont supérieurs d'un facteur 2 à 10 aux apports solides moyens des rivières. Dans le Golfe de Gascogne, les flux parallèles à la pente sont deux ordres de grandeurs supérieurs aux apports fluviaux.

Les eaux turbides du plateau et de la partie supérieure de la pente sont séparées de celles plus claires du large par la circulation longitudinale au talus. Cette dernière apparaît comme une barrière cinématique en terme de concentration en MES, mais induit des échanges de matière en terme de transfert. Cette circulation conditionne la dispersion de la MES en balayant le matériel issu du plateau et de la partie supérieure de la pente. La dilution qui en résulte se traduit par une diminution rapide de la turbidité vers le large.

Les calculs de flux dans le Golfe du Lion quantifient la capacité du courant Liguro-Provençal à engendrer, par entraînement, des transferts particuliers latéraux et verticaux. L'exportation de matériel du plateau intervient essentiellement dans la couche de surface. Les transferts latéraux à travers les couches néphéloïdes intermédiaires et benthiques le long de la pente semblent avoir un effet secondaire, voire négligeable, dans les échanges de matière entre le plateau et le milieu abyssal. Les résultats révèlent de plus un mouvement descendant des masses d'eau au sein de la veine de courant provoquant un transport de particules fines vers les couches profondes de plusieurs mètres par jour. Or, la sédimentation rapide des particules de grande taille, principalement d'origine biologique (p.e. pelotes fécales, agrégats, débris phyto- et zooplanctoniques), est classiquement reconnue comme étant le vecteur majeur des transferts particuliers vers le fond (downward flux). Les résultats obtenus dans le Golfe du Lion suggèrent, cependant, qu'un processus hydrodynamique comme le mouvement descendant des masses d'eau pourrait générer, par entraînement de particules fines, une traction importante des flux particuliers. Si cette hypothèse était confirmée, un tel processus advectif offrirait localement une interprétation alternative, ou du moins complémentaire, à l'hypothèse biologique.

**VIII BIBLIOGRAPHIE**

- ALOISI, D.C., C. MILLOT, A. MONACO & H. PAUC (1979) Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentologiques sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 289, 879-882.
- ALOISI D.C. P. CAMBON, D. CARBONNE, G. CAUVET, C. MILLOT, A. MONACO & H. PAUC (1982) Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. *Océanologica Acta*, 5, 481-491.
- ASPER V.L. (1986) Accelerated settling of Marine particulate matter by "Marine Snow" aggregates. Ph.D. Thesis, MIT/WHOI, pp 189.
- BAKER E.T. (1976) Distribution, composition and transport of suspended particulate matter in the vicinity of Willapa submarine canyon, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 625-632.
- BAKER E.T. & B.M. HICKEY (1986) Contemporary sedimentation processes in and around an active west coast submarine canyon. *Marine Geology*, 71, 15-34.
- BALOPOULOS E.T., G. CHRONIS, F. NYFFELER, E. PAPAGEORGIU, V. LYKOUSIS & C.H. GODET (1988) Hydrographical conditions and material transfer mechanisms in the Northwestern Aegean Sea (Thermaikos Plateau and Sporadhes Basin): research activity within the framework of the EURECOMARGE project. *Rapport de la Commission Internationale de la Mer Méditerranée*, 31, 295.
- BETHOUX D.P. (1979) Mean water fluxes across sections in the Méditerrananean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanologica Acta*, 3, 79-88
- BETHOUX D.P. & L. PRIEUR (1983) Hydrologie et circulation en Méditerranée Nord-Occidentale. *Pétrole et technique*, 299, 24-34.
- BISCAYE P.E. & S.L. EITREIM (1974) Variations in benthic boundary layer phenomena : nepheloid layer in the North American Basin. In: *Suspended solids in water*, éditeurs R.J. Gibbs. Plenum Press, Marine Science, 4, 227-260.
- BISCAYE P.E., R.F. ANDERSON & B.L. DECK (1988) Flux of particles and constituents to the eastern United States continental slope and rise: SEEP 1. *Continental Shelf Research*, 8, 855-904.
- BISCAYE P.E. & A. MONACO (1990) Fluxes across continental margin: comparison of the SEEP and ECOMARGE experiments. *Rapport de la Commission Internationale de la Mer Méditerranée*, 32, 279.
- BISHOP J.K.B. (1986) The correction and suspended particulate matter calibration of Sea Tech transmissometer data. *Deep-Sea Research*, 33, 121-134.
- BISHOP J.K.B. & T.M. JOYCE (1986) Spatial distributions and variability of suspended particulate matter in warm-core ring 82B. *Deep-Sea Research*, 33, 1741-1760.
- BUTMAN B. (1988) Downslope Eulerian mean flow associated with high-frequency current fluctuations observed on the outer continental shelf and upper slope along the northeastern United States continental margin: implication for sediment transport. *Continental Shelf Research*, 8, 811-840.

BYUN S.K. (1980) Les eaux profondes de l'Atlantique nord.est. Hydrologie et circulation. Thèse de 3<sup>o</sup> cycle de l'Université de Bretagne Occidentale, pp 40.

CACCHIONE D.A. & D.E. DRAKE (1986) Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slope. *Geo-Marine letters*, 6, 147-152.

CASTAING P. & J.M. JOUANNEAU (1987) les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 41, 53-61.

CARSON B., E.T. BAKER, B.M. HICKEY, C.A. NITROUER, D.J. DeMASTER, K.W. THORBJARNARSON & G.W. SNYDER (1986) Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - A summary. *Marine Geology*, 71, 1-13.

CHURCH T.M., C.N.K. MOOERS and A.D. VOORHIS (1984) Exchange processes over a middle Atlantic bight shelfbreak canyon. *Estuarine Coastal Shelf Sciences*, 19, 393-411.

CHURCHILL J.H., P.E. BISCAYE & F. AIKMAN III (1988) The character and motion of suspended particulate matter over the shelf edge and upper slope off Cap Cod. *Continental Shelf Research*, 8, 789-809.

COURP T. (1991) Flux et bilans de matière dans un environnement de marge continentale: la marge nord-occidentale méditerranéenne. Thèse de doctorat de l'université de Perpignan, pp 209

CSANADY (1980) The pressure field along the western margin of the north Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4905-4915.

DICKSON R.R. & I.N. McCAYE (1986) Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank, *Deep-Sea Research*, 6, 791-818.

DRAKE D.E. & D.S. GORSLINE (1973) Distribution and transport of suspended particulate matter in Hueneme, Redondo, Newport and La Jolla submarines canyons, California, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3949-3968.

DRAKE D.E. (1974) Distribution and transport of suspended particulate matter in submarine cayons off southern California. In: *Suspended solids in water*, éditeurs R.J. Gibbs. Plenum Press, Marine Science, 4, 133-153.

DRAKE D.E (1976) Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves. In: *Marine sediment transport and environmental management*, éditeurs D.J Stanley et D.J.P Swift. Wiley & Sons, 127-158

EISMA D. (1989) Fluxes of particulate matter in the water column. Marine Biogeochemistry EEC course. Villefranche-sur-Mer, pp 41.

EISMA (1981) Suspended matter as a carrier for pollutants in estuaries and the sea. In: *Marine environmental pollution 2, dumping and mining*, éditeurs R.A. Geyer, Oceanographic Series, 27 B, Elsevier, Amsterdam, 281-297.

FIEUX M. (1972) Contribution à l'étude hydrologique et dynamique de Golfe du Lion en période hivernale. Thèse de 3<sup>o</sup> cycle de l'Université de Paris VI, pp 90.

FLAGG C.N. (1988) Internal waves and mixing along the New England shelf-slope front. *Continental Shelf Research*, 8, 737-756.

- FOFONOFF N.P. & R.C. MILLARD Jr. (1983) Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 44, pp 53.
- FOMIN L.M. (1964) The dynamic method in oceanography. Elsevier, Amsterdam, pp 212
- FREELAND H.J., K.L. DENMAN (1982) A topographically controlled upwelling center off southern Vancouver Island. *Journal of Marine Research*, 40, 1069-1092.
- GARDNER W.D. (1989) Baltimore canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research*, 36, 323-358.
- GOLDBERG E.D., M. BAKER & D.L. FOX (1952) Microfiltration in oceanographic research - 1. *Journal of Marine Research*, 11, 194-204.
- GREEN T. (1987) The importance of double diffusion to the settling of suspended material. *Sedimentology*, 34, 319-331.
- GREVILLE T.N.E. (1967) Spline functions, interpolation, and numerical quadrature, In: *Mathematical methods for digital computers*, Volume II (editeurs A. Ralston et H.S. Wilf), John Wiley & Sons, New-york, 156-168.
- GROEN P. (1948) Methods for estimating dynamic slopes and currents in shallow water. *Journal of Marine Research*, 7, 313-316.
- HOTCHKISS F.S. and C. WUNSCH (1982) Internal waves in Hudson canyon with possible geological implications. *Deep-Sea Research*, 29, 415-442.
- HOUGHTON R.W., F. AIKMAN III & H.W. OU (1988) Shelf-slope frontal structure and cross-shelf exchange at the New England shelf-break. *Continental Shelf Research*, 8, 687-710
- HUTHNANCE J.M. (1981) Waves and currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, 10, 193-226
- JGOFS (1990) Science plan. JGOFS report N° 5, Scientific Committee on Oceanographic Research, Halifax, pp 61.
- JOHNSON J.A. & N. ROCKLIFF (1986) Shelf break circulation processes. In: *Baroclinic processes on continental shelves*, éditeur C.N. Mooers. *Coastal and Estuarine Sciences*, 3, American Geophysical Union, Washington D.C., 33-62.
- KARL H.A., P.R. CARLSON & D.A. CACCHIONE (1983) Factors that influence sediment transport at the shelfbreak. In: *Shelf Break: Critical interface on continental margins*, editeurs D.J. Stanley et G.T. Moore. SEPM special publication, 33, 219-231.
- KITCHEN D.C., J.R.V. ZANEVELD & H. PAK (1978) The vertical structures and size distributions of suspended particles off Oregon during the upwelling season. *Deep-Sea Research*, 25, 453-468.
- KLINCK J.M. (1989) Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 94, 6133-6144.
- LAL D. (1977) The oceanic microcosm of particles. *Science*, 198, 997-1009.

- LATOUCHE C., J.M. JOUANNEAU & P. RUCH (1988) La marge continental Sud-Gascogne (Atlantique N.E.). Enseignements dans le cadre du programme ECOMARGE. *Rapport de la Commission Internationale de la Mer Méditerranée*, 31, 298.
- LERMAN A., D. LAL & M.F. DACEY (1974) Stokes' settling and chemical reactivity of suspended particles in natural waters. In: "*Suspended solids in water*", éditeur R.D. Gibbs, Plénum Press, *Marine Science*, 4, 17-47
- LYKOUSIS V. & G. CHRONIS (1989) Mechanisms of sediment transport and deposition: sediment sequences and accumulation during the Holocene on the Thermaikos plateau, the continental slope, and basin (Sporadhes Basin), northwestern Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 87, 15-26.
- MALDONADO A. & C.H. NELSON (1990) The Ebro margin study, northwestern Mediterranean sea - An introduction. *Marine geology*, 95, 157-163.
- MAZE R. (1987) Generation and propagation of non linear internal waves induced by the tide over a continental slope. *Continental Shelf Research*, 7, 1079-1104
- McCAVE I.N. (1986) Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 167-181.
- McGRAIL D. & M. CARNES (1983) Shelf edge dynamics and the nepheloid layer. In: *Shelf Break: Critical interface on continental margins*, éditeurs D.J. Stanley et G.T. Moore. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special publication*, 33, 251-264.
- NEW A.L. (1988) Internal tidal mixing in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research*, 35, 691-709.
- NEWBERGER P.A. & D.R. CALDWELL (1981) Mixing and the bottom nepheloid layer. *Marine Geology*, 41, 321-36
- MILLIMAN J.D. & R.H. MEADE (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans; *Journal of Geology*, 91, 1-21
- MILLOT C. (1987) Circulation in the western Mediterranean sea. *Oceanologica Acta*, 10, 143-149.
- MILLOT C. (1990) The gulf of Lions hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10, 885-894
- MONACO A., S. HEUSSNER, T. COURP, R. BUSCAIL, S.W. FOWLER, C. MILLOT & F. NYFFELER (1987). Particles supply by nepheloid layers on the northwestern mediterranean margin. In : Particle Flux in the Ocean, E.T. DEGENS, E. IZDAR and S. HONJO, editors, SCOPE/UNEP *Sonderband Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 62, pp. 109-125.
- MONACO A., J. SOYER, P.E. BISCAYE, R. POCKLINGTON & S. HEUSSNER (1990) Particle fluxes and ECOsystem response on a continental MARGIN: ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10,808-839.
- MOREL A. (1973) Diffusion de la Lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique. In : *Optics of the sea*, Lecture Serie 61, AGARD NATO, Brussels, pp. 3.1.1 - 3.1.76.
- NYFFELER F. & C.H. GODET (1986) The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. *Deep-sea Research*, 33, 195-207.

- PAK H., J.V.R. ZANEVELD & J. KITCHEN (1980) Intermediate nepheloid layers observed off Oregon and Washington. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 6697-6708.
- PAK H., J.V.R. ZANEVELD & R.W. SPINRAD (1984) Vertical distribution of suspended particulate matter in the Zaire river, estuary and plume. *Netherland Journal of Sea Research*, **17**, 412-425.
- PALANQUES A. & D.E. DRAKE (1990) Distribution and dispersal of suspended particulate matter on the Ebro continental shelf, northwestern mediterranean Sea. *Marine Geology*, **95**, 193-206.
- PELEGRI J.L. & G.T. CSANADY (1991) Nutrient transport and mixing in the Gulf Stream. *Journal of Géophysical Research*, **96**, 2577-2583.
- PHILLIPS N.A. (1963) Geostrophic motion. *Reviews of Geophysics*, **1**, 123-176.
- PIETRAFESA L.J. (1983) Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography: East and West coasts perspectives. In: *Shelf Break: Critical interface on continental margins*, editeurs D.J. Stanley et G.T. Moore. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* special publication **33**, 233-250.
- PINGREE R.D. & B. LE CANN (1989) Celtic and Armonican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, **23**, 303-338.
- PINGREE R.D. & B. LE CANN (1990) Structure, strenght and seasonnality of the slope currents in the bay of Biscay region. *Journal of the Marine biology Association U.K.*, **70**, 857-885
- PRESS W.H., B.P. FLANNERY, S.A TEUKOLSKY & W.T. VETTERLING (1989) Numerical recipes, the art of scientific computing. Cambridge University Press, Cambridge, pp 702
- SHARP J.H. (1973) Size classes of organic carbon in seawater. *Limnology and Oceanography*, **18**, 441-447.
- SMITH R.C., W.A. ROSWELL & T.J. PETZOLD (1974) Volume scattering functions in ocean waters. In: "*Suspended solids in water*", éditeur R.D. Gibbs, Plénum Press, *Marine Science*, **4**, 61-72
- SPINRAD R. & J.R.V. ZANEVELD (1982) An analysis of the optical features of the near bottom and bottom nepheloid layers in the area of the Scotian Rise. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 9533-9561.
- UNIRAS (1988) AGL/ interpolations - User guide and reterence manual. UNIRAS A/S, Søborg, pp 80.
- U.S. GOFS (1987) Ocean margin in GOFS. *Report of the workshop on the impact of ocean boundaries on the interior ocean (University of Southern Mississipi, March 10-12, 1987)*, U.S. GOFS planning and Coordination Office, Woods Hole, pp 245.
- VANDEGRIESHEIM A., J.P. GOUILLOU & L. PRIEUR (1991) A deep-ocean nephelometer to detect bottom and intermediate nepheloid layers. *Deep-Sea Research* (sous presse)
- WROBLEWSKI J.S. & E.E. HOFMANN (1989) U.S. interdisciplinary modeling studies of coastal-offshore exchange processes: Past and future. *Progress in Oceanography*, **23**, 65-99

**HYDROGRAPHIC STRUCTURE AND NEPHELOID SPATIAL DISTRIBUTION  
IN THE GULF OF LIONS CONTINENTAL MARGIN.**

X. DURRIEU DE MADRON, F. NYFFELER and C. H. GODET

Group Océane, University of Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, 2000 Neuchâtel 7, Switzerland.

**Abstract** - A general hydrographic and nephelometric survey of the Gulf of Lions margin was undertaken under autumn conditions. The distribution of suspended material along the margin during this experiment is controlled, at least in part, by the following factors: a) the hydrography of the shelf-slope waters, i.e. the nepheloid layers follow the isopycnals, b) the cyclonic circulation of the water masses (the Liguro-Provençal current, and in particular the proximity and depth of the Levantine Intermediate Water circulation). On the northeastern part of the margin along the slope, the seaward extension of the nepheloid layers is sharply bounded and concentrated in canyon heads by the general circulation, whereas, in the southwestern part, the decreasing depth of the major flow of the general circulation and its increased distance seaward from the upper slope allow the seaward and downward expansion of the nepheloid structures. The suspended material extending offshore is swept away and diluted by the general circulation. The stepwise increase toward the southwest in suspended particulate contents in the slope waters between the northeastern and southwestern ends of the Gulf of Lions is assumed to be due mainly to inputs from the shelf through the canyons. The Marseille canyon, at the northeastern part of the Gulf of Lions margin, is less influenced by the Rhône and other rivers of the shelf. The influence of the Rhône is seen first at the longitude of the Rhône's canyons. In the southwestern part of the Gulf, the Bourcart and Lacaze-Duthiers canyons are areas through which the suspended material, originating from the whole shelf, passes.

**INTRODUCTION**

Nephelometric measurements are commonly used to follow patches of suspended particulate matter (SPM) (Nowell *et al.*, 1985; McCave, 1986) and to trace remobilization and redistribution of sediment (Baker and Hickey, 1986; Dickson and McCave, 1986; Nyffeler and Godet, 1986). The SPM "seen" by nephelometers represents the fine-grained end of the spectrum of particulate matter, whereas at the coarser end are the settling materials involved in particulate fluxes measured by sediments traps (Biscaye *et al.*, 1988). But nephelometric measurements vary with the hydrographic parameters: salinity, temperature and density. Maps of these nephelometric and hydrologic parameters provide "snapshots" of the distribution of the different water masses and the associated SPM. The purpose of this study is to describe the global scheme of the SPM transport over the Gulf of Lions continental margin.

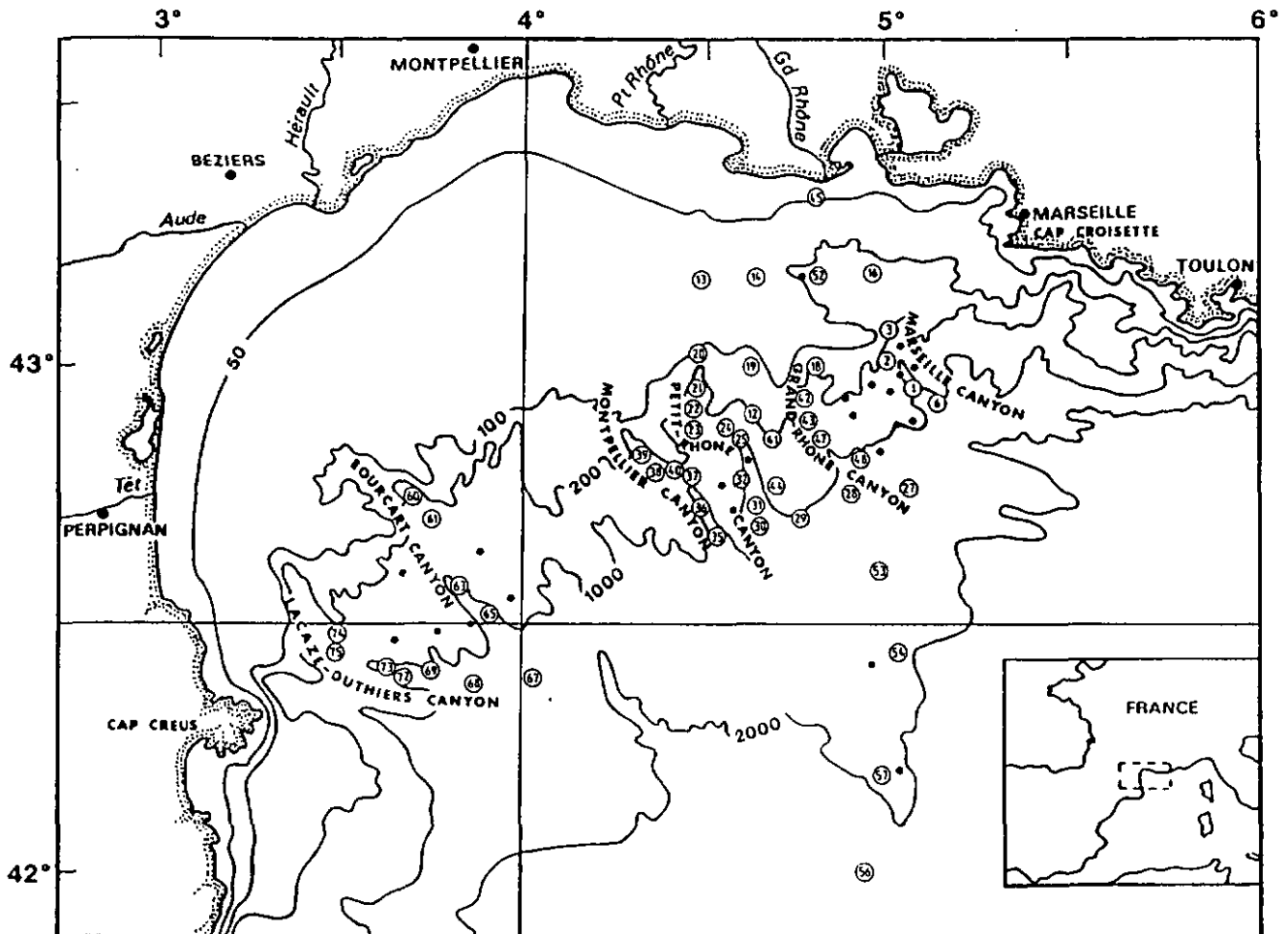


Fig. 1. Position of the stations during the ECOR-II cruise (25 November-4 December 1986). Stations used in vertical sections are numbered, whereas the other stations are identified by black dots. Bathymetry in metres.

Located in a non-tidal sea, the Gulf of Lions margin (see Fig. 1) is different from other margins of the world's oceans. The Gulf of Lions continental margin is bounded by Cap Croisette in the northeast and Cap Creus in the southwest. Its crescent-shaped continental shelf is unusually wide for the northwestern Mediterranean basin. The slope is cut by numerous steep canyons, one of which (the Petit-Rhône canyon) expands into a wide deep-sea fan.

The major hydrodynamic features of the Gulf are well known as a result of numerous observations over the last 30 years on the continental shelf (as summarized in Nyffeler *et al.*, 1980; Millot, 1987, 1990) and in the adjacent open sea areas (as summarized in Bethoux and Prieur, 1983; Millot and Monaco, 1984; Font, 1987; Millot, 1987; Bethoux *et al.*, 1988). A cyclonic, permanent circulation flows from the northeast to the southwest. Three water masses have been differentiated (Font, 1987; Millot, 1987, 1990): the water of Atlantic origin, the Levantine Intermediate Water (LIW) and the Deep Western Mediterranean Water (DWMW). Millot (1987, 1990) proposes a coherent description of these water mass flows. He assumes a surface Atlantic water circulation, called Liguro-Provençal or Northern Current, strongly driven by local meteorological changes, an intermediate depth LIW buoyancy flow mainly constrained by the topography, and a deep DWMW circulation following the isobaths towards the southwest.

The sedimentology of the area is described by Aloisi *et al.* (1977, 1979 and 1982) and Chassefière and Monaco (1987) but there are few direct observations of the spatial distribution of the SPM or its mineralogical composition (Monaco *et al.*, 1990a). The Rhône River is the major source of SPM to the Gulf of Lions providing more than 80% of its total terrigenous input (Aloisi *et al.*, 1977). Marked nepheloid structures have been reported near the Rhône River outlet, and their distribution is strongly influenced by hydrodynamic processes (Aloisi *et al.*, 1979). Some material accumulates on the continental shelf whereas the rest is transported by coastal currents and settles offshore (Aloisi *et al.*, 1982).

## STRATEGY, INSTRUMENTS AND METHODS

### *Strategy*

Five cruises were conducted in the Gulf of Lions between August 1986 and May 1988 within the framework of the ECOMARGE program (ECOsystèmes de MARGE continentale) (Monaco *et al.*, 1990b). The purpose of each cruise was to study a different aspect of the Gulf of Lions margin. The station networks were usually covered in less than 10 days, with some interruptions for the mooring of traps and taking of sediment cores. The hydrographic/nephelometric "snapshots" are therefore not fully synoptic, but may be considered representative of the mesoscale situation. The cruise ECOR-II (25 November-4 December 1986) covered the whole margin and was chosen to study the spatial variability of the SPM in various canyons and adjacent open slopes of the margin. It is the data from this cruise that are reported here, and the positions of the stations are given in Fig. 1.

### *Instrumentation*

The instrument system consists of a prototype deep-sea nephelometer coupled with a Neil Brown Mark III CTD probe. This new nephelometer, called the DIP (Diffusiomètre Intégrateur

Profond) is the deep water counterpart of a shallow-water instrument developed by L. Prieur (Laboratoire de Physique et Chimie Marines, Villefranche sur Mer). Light from a thin, collimated, red source (635 nm) is forward-scattered by suspended particles and measured by a ring-shaped detector between 2° and 5° off the axis of the beam. Attenuation of the light along the optical path is corrected by comparing the scattered light intensity to the collimated beam intensity measured by a second detector located at the centre of the ring detector. For a population of particles homogeneous in size and uniformly distributed, the scattered intensity (corrected for attenuation) is, to a first order, proportional to the volumetric concentration of SPM (Morel, 1973). This approximation is usually well satisfied for particles in the deep sea, but is less valid in surface or coastal waters, where biological materials, with high water content (and thus with a different scattering efficiency), are to be expected. Because the relative concentration of biological and mineral materials is not constant in the study area, no simple way to establish an accurate relationship between scattering and concentration is possible. The quantity of SPM in 30 samples of the ECOR-II cruise was determined by filtration on 0.45 mm Millipore membranes, and the concentration of the collected suspended material was compared to a laboratory calibration of the instrument with a standard Formazin solution. This led to a mean ratio of 100 mFTU = 0.42 mg l<sup>-1</sup> (4.2.x.10<sup>-4</sup> kg m<sup>-3</sup>) dry weight of SPM with a correlation factor of  $R^2 = 0.76$ . The standard deviation is high, however, and applying this factor to convert the turbidity directly to SPM concentrations could be misleading. In this paper, we use relative Formazin Turbidity Units (FTU), keeping in mind that it remains a semi-quantitative, but correct, signature of the variations in the SPM content.

A Benthos sonar altimeter, coupled to the nephelometer, provided high accuracy depth sounding over the bottom-most 100 m of the profile, thus allowing continuous measurements to within a few meters of the bottom. The nephelometer and the altimeter are powered by the CTD probe which also encodes and transmits their signals to a Neil Brown 1150 deck unit, at a rate of 30 data frames per second. Profiles are monitored in real time on a console and water samples are taken at representative levels for subsequent geochemical analysis.

#### *Mapping and dynamic calculations*

The hydrographic and nephelometric data are interpolated along vertical cross sections using a bilinear interpolation scheme. The dynamic method is used to determine flow fields and currents. Dynamic topographies are computed from density distribution over the study area. Geostrophic calculations are made along cross-slope transects in order to determine the velocity profiles along the slope. The depth of no motion is assumed to correspond to 2000 m. The adjustment on the continental shelf is made on the hypothesis that the velocity, at the greatest common depth between two stations, is null.

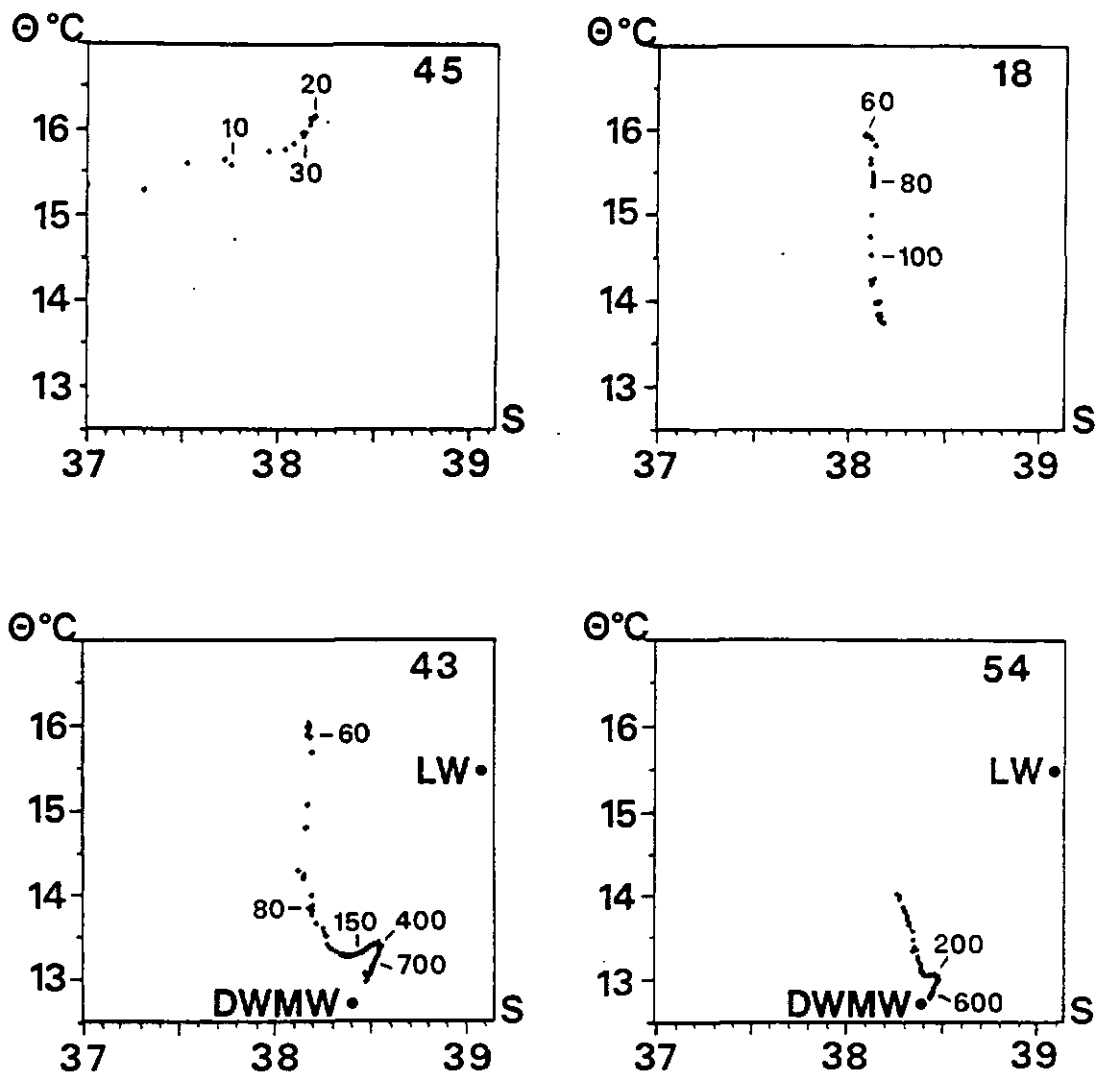


Fig. 2.  $\Theta/S$  diagrams along a vertical cross section from the Rhône River mouth (sta. 45, Fig. 1) towards the open sea (sta. 54). The four profiles used in this figure are from the Grand-Rhône section and their water depths are numbers 45 (38 m), 18 (127 m), 43 (910 m) and 54 (1980 m). LW corresponds to the Levantine Water ( $\Theta = 15.5^\circ\text{C}$ ,  $S = 39.1$ ) and DWMW correspond to the Deep Western Mediterranean Water ( $\Theta = 12.7^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.40$  and  $\sigma_\Theta = 29.10$  at 2000 m).

## RESULTS

*Hydrography*

*Θ-S diagrams.* - The  $\Theta$ - $S$  diagrams (Fig. 2) illustrate the general evolution of the hydrographic characteristics from the shelf toward the open sea. Station 45 (Fig. 2) lies near the Rhône river outlet. Cold fresh water of the Rhône progressively mixes with the warmer, saltier water of the shelf. The haline gradient indicates the frontal area surrounding the Rhône River outlet. Outside this dilution area, the salinity remains constant around 38.10 between the surface and 100 m, with a strong thermal gradient (fig. 2, sta. 18). The surface mixed layer is composed of water of Atlantic origin and is supported by an important pycnocline ( $\Delta\sigma_{\theta}/DZ = 0.1$ ) around 60 m deep. An intermediate temperature minimum is found around 100-150 m (fig. 2, sta. 43). This marks the transition layer between the surface layer and the Levantine Intermediate Water (LIW :  $\Theta_{\max} = 13.4^{\circ}\text{C}$ ,  $S_{\max} = 38.55$ ) (fig. 2, sta. 43). The core of LIW ( $\Theta > 13.0^{\circ}\text{C}$  and  $S > 38.45$ ), which extends roughly from 200 to 800m, is derived from the Levantine Water (LW:  $\Theta = 15.5^{\circ}\text{C}$  and  $S = 39.1$ ) that originated in the eastern Mediterranean sea (Font, 1987, Millot, 1987). The LIW also mixes with the underlying water, whose characteristics are close to these of the Deep Water of the Western Mediterranean Water (DWMW):  $\Theta = 12.7^{\circ}\text{C}$ ,  $S = 38.40$  and  $\sigma_{\theta} = 29.10$  at 2000 meters (Bethoux and Prieur, 1983, Font, 1987). The signature of the LIW rapidly diminishes off-shore and the whole water column becomes almost homogeneous (fig. 2, sta. 54).

*Vertical and horizontal hydrographical structures at the LIW level* - In the different canyons the thick core of LIW ( $\Theta > 13.0^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 38.45$ ) is observed between 200 and 800 m [Fig. 3, Grand-Rhône, Bourcart (name also Aude) and Lacaze-Duthiers]. In the northeastern part of the margin, the salinity and temperature patterns indicate that this core is situated directly along the edge of the slope (Fig. 3, open slope) and that part of the LIW penetrates the canyons (Fig. 3, Grand-Rhône). The dilution of LIW, along the slope, is seen as a gradual decay of its maximal values of temperature and salinity (Fig. 3, Grand-Rhône, Bourcart to Lacaze-Duthiers).

*Dynamic topography and geostrophic calculation* - The Northern Current is reflected in the dynamic topography of the surface of 20 dbar relative to 200 dbar (Fig. 4A). In addition, the dynamic topography of the surface of 200 dbar relative to 800 dbar (Fig. 4B) shows an LIW circulation in a cyclonic gyre. The general pattern of streamlines is close to the continental slope in the northeastern part of the margin, but is established farther away from the shelf break in the southwestern part. Moreover, in the northeastern part, the Northern current pathway is located slightly closer to the coast than the LIW pathway.

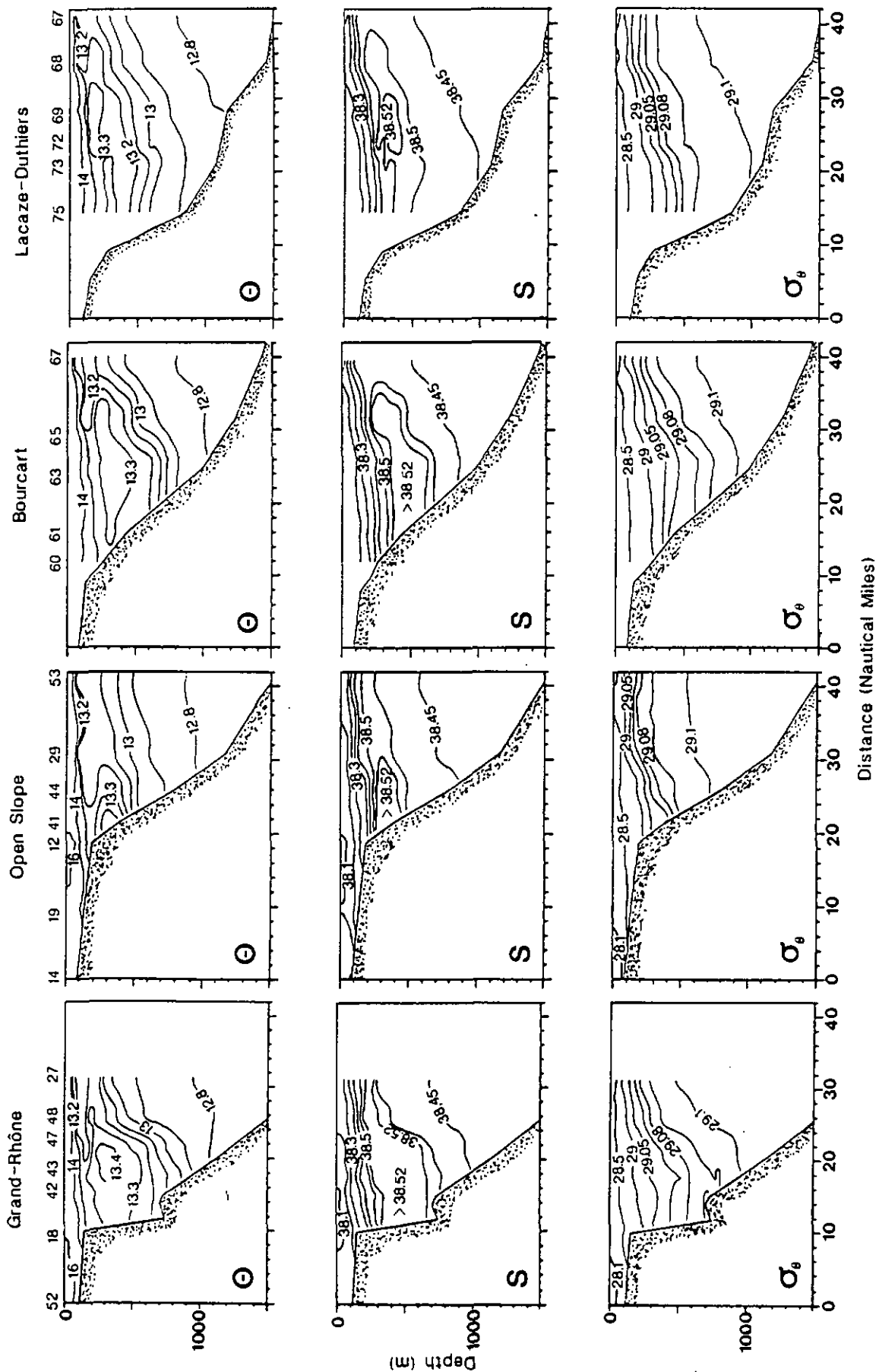


Fig. 3. Vertical hydrographic structures of different sections across the slope from northeast (Grand-Rhône canyon) to southwest (Lacaze-Duthiers canyon).

The DWMW circulation is shown in the dynamic topography of the surface of 800 dbar relative to 2000 dbar (Fig. 4C). The DWMW circulation along the slope follows approximately the 1000 m isobath. Finally the dynamic topography of the surface of 20 dbar relative to 2000 dbar (fig. 4d), including all the water masses (water of Atlantic origin, LIW, DWMW), shows a cyclonic general circulation through the whole water column.

Geostrophic calculations performed on the different cross-slope transects (fig. 5) give a description of the baroclinic component of the velocity sections. The velocities are maximum at the surface, and decrease progressively with depth. At 800 m deep, the velocities are weak (i.e.  $< 2 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ). An estimation of the flux, over the whole water column, across the Gulf of Lions margin is shown in Table 1. The flow in the first 200 meters, which involves water of Atlantic origin, represents approximately two thirds of the total geostrophic flow in the Gulf of Lions. The geostrophic flow between 200 and 1000 m involves mainly LIW and represents the last third of the total flow. Downward, velocities are very weak and the geostrophic DWMW flow is assumed to be negligible. In the eastern part of the margin the general circulation flows directly along the edge of the continental slope. The thickness of the major flow, characterized by the  $2 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  isoline, is about 700 m deep (Fig. 5, Marseille and Grand-Rhône). In the southwestern part of the margin the general circulation is pushed away and the major flow thickness is about 500 m (Fig. 5, Bourcart and Lacaze-Duthiers). The LIW circulation, which extends roughly from 200 to 1000 m deep, is of particular interest because the LIW flow borders the upper slope and is a major component of general circulation.

### *Turbidity*

The nepheloid structures along the canyon axes and along the open slope from the easternmost (Marseille) to the westernmost (Lacaze-Duthiers) are shown in Fig. 6. A broad scale is used to cover the full range of values of turbidity.

*Nepheloid layers.* - An intense surface nepheloid layer (SNL) appears in the surface water over the whole margin. An intense bottom nepheloid layer (BNL) of 10-30 m above the bottom is observed on the shelf. At shelf break depth, an intermediate nepheloid layer (INL) usually appears at the head of the canyons (Fig. 6). Turbidity is much higher on the shelf than on the open slope or in the canyons. There is, however, a continuity in turbidity patterns between BNL on the shelf and INL on the shelf edge. Small INLs appear deeper in some canyon heads (Fig. 6). This phenomenon is described in detail for the Petit-Rhône canyon in Fig. 7.

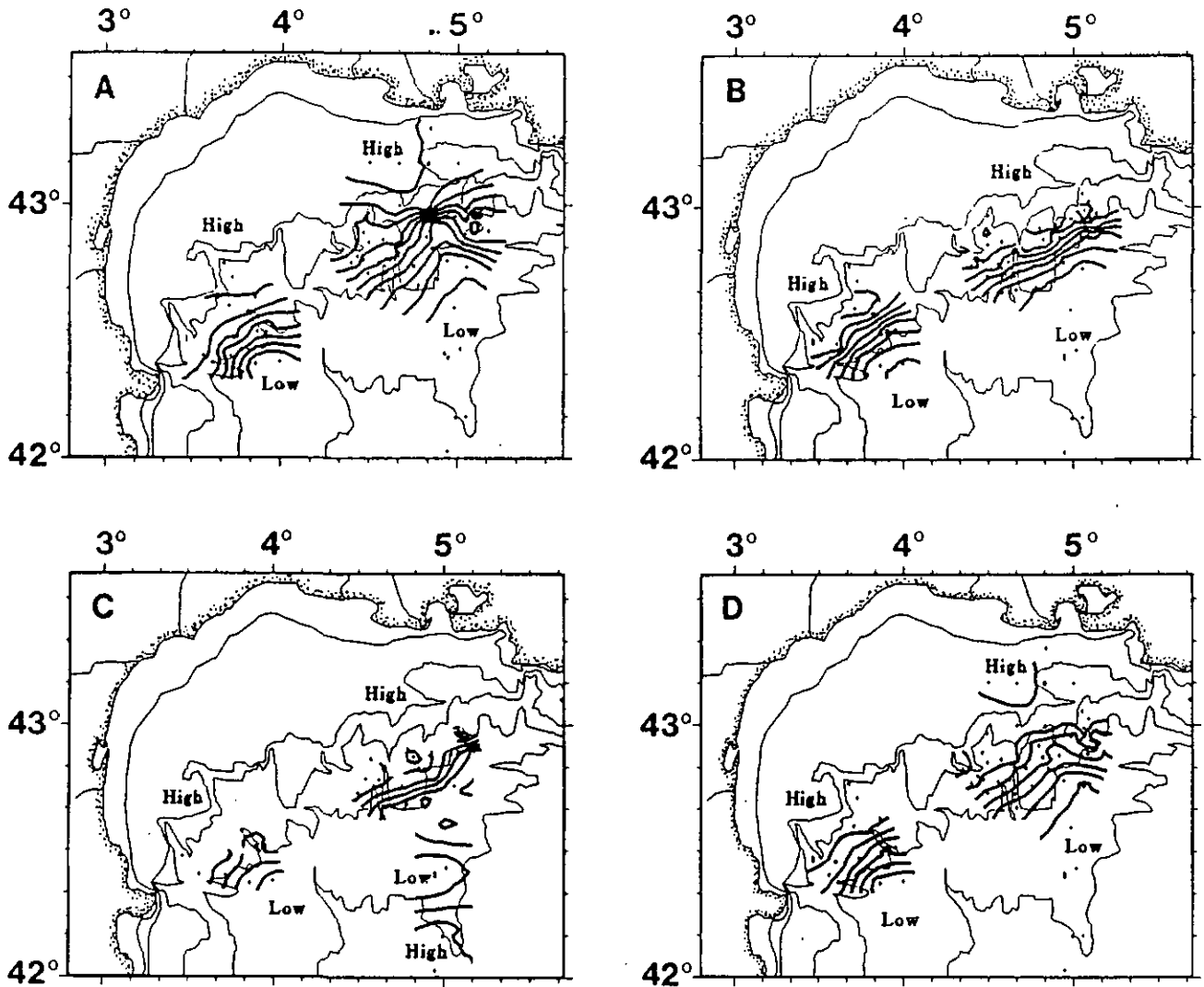


Fig. 4. Station grid and dynamic topographies : A) of the surface of 20-200 dbar, B) of 200 dbar to 800 dbar, C) of 800-2300 dbar, and D) of 20-2300 dbar. The zones of dynamic topographies are restricted to those areas where the density of stations is sufficiently high to allow realistic mapping.

*Spatial evolution of the nephelometric structures and SPM content along the slope* - At depths of between 200 and 1000 m, there is an asymmetry in the distribution of the SPM between the northeastern and southwestern parts of the margin, in general, and between the different canyons themselves. The intensity and size of turbidity structures increases from northeast (Marseille canyon) to southwest (Lacaze-Duthiers canyon). Although there are almost no INLs at mid-slope in the Marseille canyon, they are found to a depth of 700 m in the Grand-Rhône canyon and to 1000 m in the Lacaze-Duthiers canyon. Moreover, the northeastern open slopes of the margin have no intense

turbid structures, while the open slope between the Bourcart and Lacaze-Duthiers canyons show highly turbid INLs (data not shown). Therefore, the seaward extension of the offshore turbidity structures increases from northeast to southwest. They reach a width of several nautical miles when measured from the shelf break at the Marseille canyon, but have a width of more than 20 miles at the Lacaze-Duthiers canyon.

An estimate of the relative SPM content ( $\Sigma \text{SPM} / \Sigma \text{SPM}_{\text{Marseille}}$ ), in the slope waters of the different cross sections, is presented in Fig. 6. The SPM content ( $\Sigma \text{SPM}$ ) is calculated by integrating the turbidity values of all grid cells of the interpolation scheme. The integration area starts beneath 150 m depth and is horizontally limited between the slope and the 50 mFTU isoline. For the Montpellier, Bourcart and Lacaze-Duthiers canyons (Fig. 6), the turbidity values between the slope and the first station are assumed to be constant. This approximation underestimates the real SPM content of these sections. The SPM content is, then, normalized with respect to that of the Marseille canyon. The relative SPM content increases progressively from 1, in the Marseille canyon, to 6.9, in the Lacaze-Duthiers canyon, with exception for the Grand-Rhône / Petit-Rhône open slope which is about half of that of the Marseille canyon. Although there are few data on the Bourcart/Lacaze-Duthiers open slope, they indicate higher SPM content than on the Grand-Rhône/Petit-Rhône open slope. Hence, there is a general stepwise increase of the SPM content in the slope waters from northeast to southwest.

## DISCUSSION

### *Factors which influence the suspended matter distribution*

Various geological and hydrodynamic factors (Karl *et al.*, 1983; Pietrafesa, 1983; Dickson and McCave, 1986; Gardner, 1989; Millot, 1990) have been considered to explain the remobilization, transport and redistribution of sediment over the shelf and slope. Sediment transport is influenced by sediment source functions, canyon geometry, shelf width and bathymetry, density stratification, subtidal and tidal currents and the wave field over the slope (Baker and Hickey, 1986). Observational and theoretical studies have emphasized the influence of persistent flows on SPM transport, assuming some coupling of alongshelf and canyon circulations (Klinck, 1989). Among all these factors, the terrigenous sediment supplies, the morphology of the Gulf of Lions margin, the mesoscale general circulation and the density stratification are the factors considered in this study, for these reasons: (1) the terrigenous sediment supplies, increasing with the autumn rain (Calmet and Fernandez, 1990), represent a major component of the SPM loads delivered to the Gulf of Lions margin (Aloisi *et al.*, 1977; Copin-Montegut, 1988); (2) the Rhône river is the major source of SPM, with more than 80% of the total terrigenous inputs (Aloisi *et al.*, 1977); (3) the general orientation of the margin and the distance of the shelf break from the sediment sources (rivers) are variable; and

(4) the general circulation over the shelf and slope (Millot, 1987 and 1990) can be considered as the essential driving forces behind the transport of SPM on the slope. This survey was conducted over a short period (10 days), so long-term variability was not addressed. But as the same nephelometric and hydrographic structures persisted throughout the other surveys, during other seasons, we expect this situation to be rather permanent.

*Interaction between current and topography*

Millot (1987) proposes a cyclonic path of the LIW for the whole Mediterranean basin, considering that the LIW flow is forced mainly by buoyancy and is constrained by topography. The core of LIW after following the slope of the Tyrrhenian basin, flows along the continental slope of Sardinia, Corsica, the Ligurian Sea, the Gulf of Lions and continues mostly along the Spanish continental slope (Font, 1987). The gentle decrease of the maximal values of temperature and salinity of the LIW along the slope (Fig. 3), and the dynamic topographies (Fig. 4) are indicative of a transport of the LIW along the slope of the Gulf of Lions margin and are compatible with the description of the LIW circulation above.

In the eastern part of the margin the general circulation follows the edge of the continental slope. In the southwestern part, the general circulation is pushed away as the lower boundary of the major flow rises. The general circulation is thus forced to flow southwestward, far from the Bourcart (Aude) and Lacaze-Duthiers canyons because of the large seaward extension of the Cap Creus (see also Millot, 1990). Furthermore, current measurements performed in the Grand-Rhône (Monaco *et al.*, 1990a) indicate a westerly, along-slope current, corresponding to the general circulation. Near bottom currents with a downward residual component were observed both in the Grand-Rhône and Lacaze-Duthiers canyons (Heussner *et al.*, 1988; Monaco *et al.*, 1990a). The local flow regime is thus believed to be strongly affected both by the margin orientation and the canyon topography.

*Origin of nepheloid layers*

The nephelometric isolines sometimes match well with the isopycnals. In the case of the head of the Petit-Rhône canyon (Fig. 7), an intense and homogeneous SNL appears in the surface mixed layer and is clearly bounded at its lower limit by the pycnocline. The observations of nephelometric and density values at the level of the pycnocline reveal a correlation between a large decrease of turbidity values and increase of vertical density gradient. The similarity between the thickness of the SNL and the surface mixed layer can be seen as a result of the vertical mixing which takes place in the autumn in this region (Bethoux and Prieur, 1983). The density of the surface water increases due to heat loss, resulting in an active vertical mixing and a thickening of the surface mixed layer. The thickness of the surface mixed layer and the SNL, throughout the Gulf, is variable and attains a depth

of 30-90 m. The high turbidity observed in this layer shows the presence of a large quantity of SPM, which is mostly related to local, planktonic production (Loeillet and Leveau, 1985; Monaco *et al.*, 1990a).

The strong BNL observed in the northeastern part of the shelf is the same as that found by Aloisi *et al.* (1979, 1982). They described a BNL that extended over the entire shelf. This was attributed mostly to the dispersal of a large part of terrigenous material from the Rhône River and to the remobilization of local, previously sedimented, fine particles. Part of the SPM observed in the canyons of the northeastern part of the slope (Grand-Rhône, Petit-Rhône, Montpellier) may derive from matter transported from the shelf, which itself originated mainly from terrigenous inputs from the Rhône River. Aloisi *et al.* (1979 and 1982) and Calmet and Fernandez (1990) have shown that matter transported from the Rhône river has been identified in the Grand-Rhône and Petit-Rhône canyons, but terrigenous inputs from the Rhône River are principally deflected toward the southwest by the circulation on the shelf. The small size of turbidity structures in the Marseille canyon compared with other canyons (Grand-Rhône, Petit-Rhône, Montpellier) clearly shows that the Marseille canyon (Fig. 6a) is less influenced, if not completely free of influence by input of SPM from the Rhône river. Such results are confirmed by mineralogical studies by Pauc and Calafat (personal communication).

At the shelf break, the BNL detaches slightly to form a shelf break depth INL (Fig. 7). This INL is mostly observed in canyon heads, at the level of the transition layer between the surface mixed layer and the LIW. Smaller INLs are found at various depths between 200 and 1000 m in more homogeneous masses of water (especially LIW). The INLs follow isopycnal surfaces (fig. 7) and disperse throughout the water column. In the northeastern part of the margin, the INLs remain limited to the upper part of the canyons, while in the southwestern part of the margin they extend both in the canyon heads and over the open slope areas. The extension offshore of all these INLs corresponds roughly to the LIW circulation.

These results suggest firstly that the SPM originating from the BNL on the shelf makes its way into the canyon heads and in the upper slope areas between the shelf edge and the general circulation. Secondly, in these areas, the vertical turbidity structures are associated with the density stratification. Thirdly, the seaward extension of the turbidity structures along the slope is limited by the cyclonic circulation of the water masses (in particular the proximity and depth of the LIW circulation). From there, the SPM that leaves the upper part of the slope is swept away and diluted by the LIW circulation.

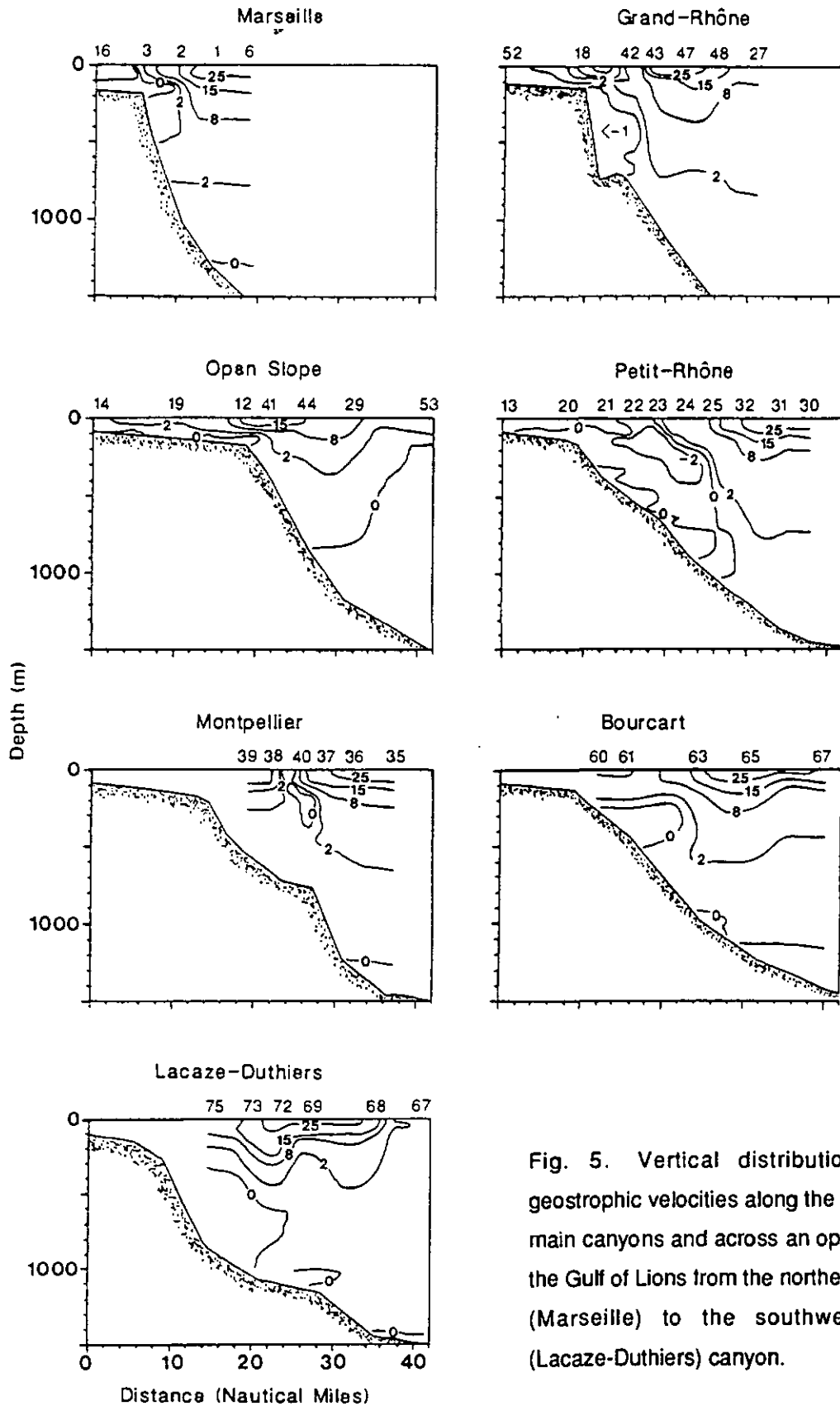


Fig. 5. Vertical distribution of the geostrophic velocities along the axes of the main canyons and across an open slope of the Gulf of Lions from the northeasternmost (Marseille) to the southwesternmost (Lacaze-Duthiers) canyon.

Distribution spatiale des structures néphéloïdes dans le Golfe du Lion

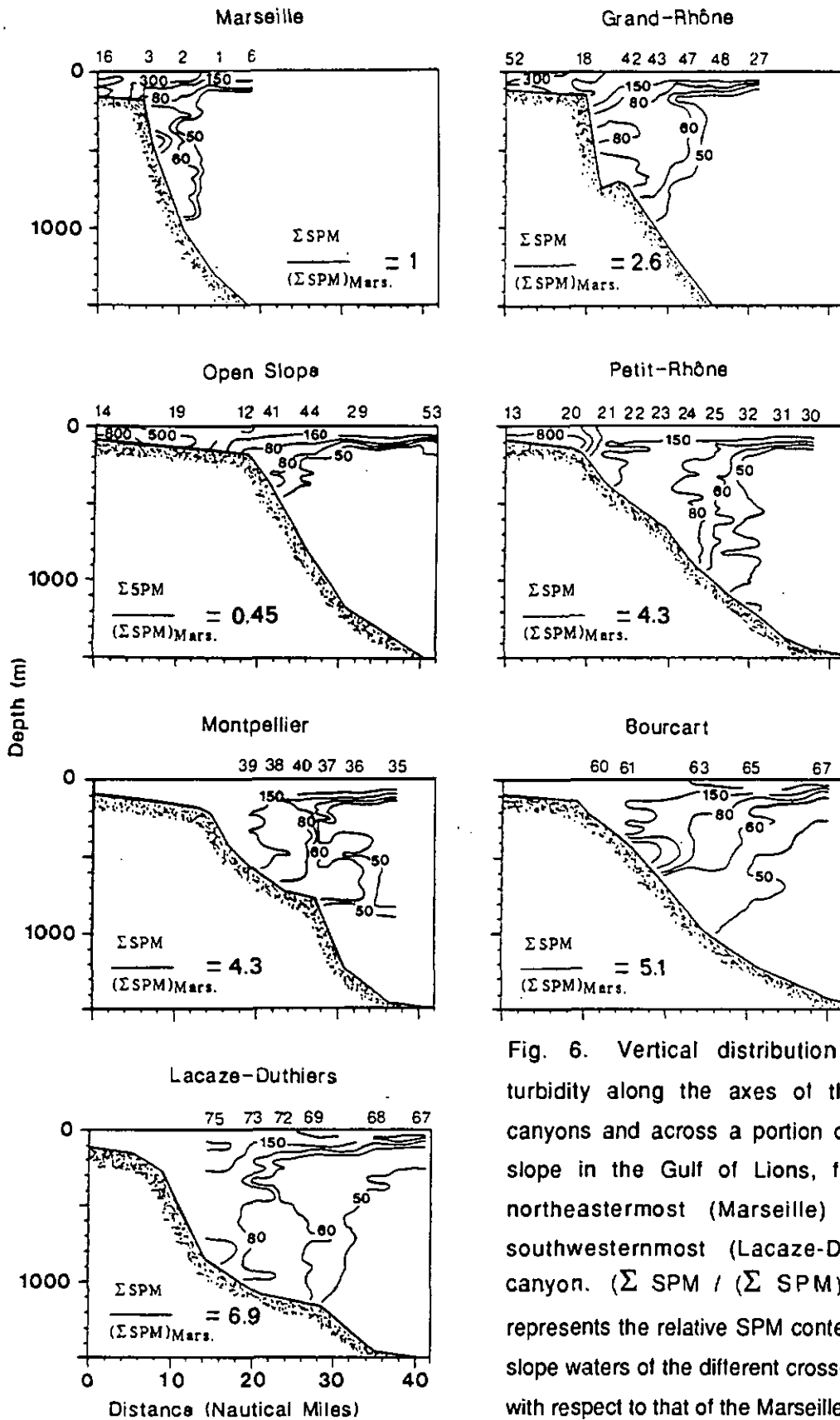


Fig. 6. Vertical distribution of the turbidity along the axes of the main canyons and across a portion of open slope in the Gulf of Lions, from the northeastermost (Marseille) to the southwesternmost (Lacaze-Duthiers) canyon.  $(\Sigma SPM / (\Sigma SPM)_{Mars.})$  represents the relative SPM content in the slope waters of the different cross-sections with respect to that of the Marseille canyon.

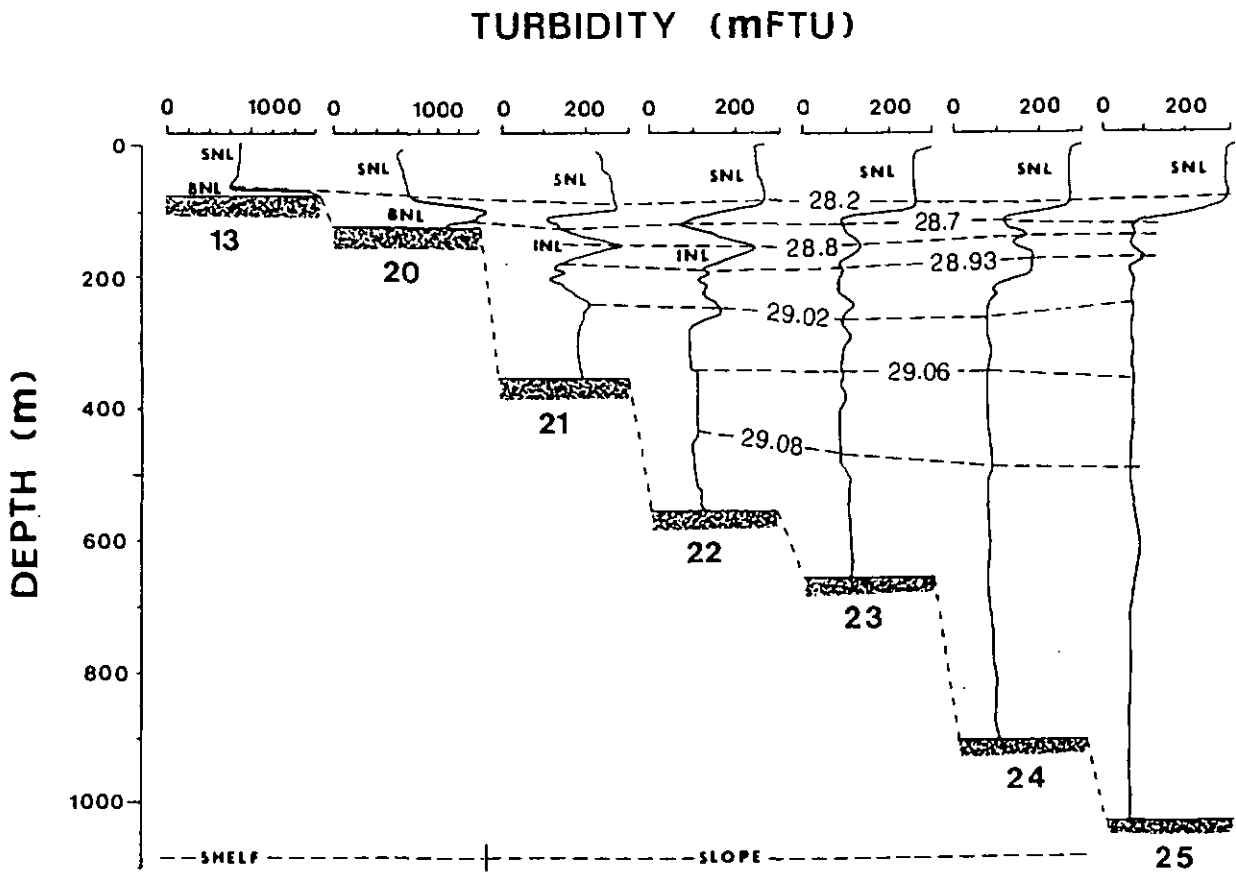


Fig. 7. Light scattering profiles and isopycnals in the Petit-Rhône canyon. Isopycnals (in units of  $\sigma_\theta$ ) are indicated by dashed lines. Note the decrease in turbidity scales for the different profiles going offshore.

*Hypothesis of general transport of SPM on the Gulf of Lions margin*

At the Marseille canyon, the northeastern entrance to the Gulf of Lions margin is not greatly influenced by the Rhône river. The increased size of the turbidity patterns and SPM content from the Marseille canyon to the Bourcart (Aude) and Lacaze-Duthiers canyons (Fig. 6) suggest an increase of

the fluxes of SPM that leave the shelf. This material is mostly terrigenous (Monaco et al., 1990a) although contributions of eolian (Löye-Pilot *et al.*, 1986), resuspended or eroded material from the slope cannot be distinguished at this time. The calculated geostrophic velocities near the slope do not permit a determination of whether or not erosion may occur. In the northeastern part of the margin, the heads of the canyons are more isolated from the direct influence of this current than are lower parts. The canyon heads act as conduits for the SPM arising from BNL on the shelf, and a vertical mixing of the turbidity plume, associated with the interaction between the general circulation and the canyons' topography, may be envisaged.

In the southwestern part of the Gulf, the shelf is narrower than it is in front of the Rhône River. The particles from the local rivers (Hérault, Aude, Têt, see Fig. 1) can rapidly reach the edge of the shelf, adding to the material originating from the Rhône which is transported along the shore by the shelf circulation. The narrowing of the shelf also results in a funnel effect, increased possibly by the orientation of the Bourcart and the Lacaze Duthiers canyons with respect to the margin, so that both canyons and open slope areas receive more material than do the canyons in the eastern part of the margin. The Bourcart and Lacaze-Duthiers canyons area may thus be considered as a natural outlet for the material injected on to the Gulf of Lions shelf. Finally, the decreasing depth of the major flow and the increased distance seaward of the general circulation from the upper slope in the southwestern part of the Gulf allow the seaward and downward expansion of the nepheloid structures in the canyons and along the adjacent open slopes.

Table. I Residual geostrophic flow across an section from the coast toward the open sea (stas 45, 52, 18, 42, 43, 47, 28, 53, 54, 57 and 56).

Depth (m)	Geostrophic flux ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	
0 - 100	0.66	(44.2 %)
100 - 200	0.26	(17.2 %)
200 - 300	0.19	(12.6 %)
300 - 400	0.13	( 8.8 %)
400 - 500	0.09	( 6.5 %)
500 - 600	0.071	( 4.7 %)
600 - 700	0.049	( 3.3 %)
700 - 800	0.028	( 1.9 %)
800 - 900	0.011	( 0.7 %)
900 -1000	0.002	( 0.1 %)
Total	1.50	100%

## CONCLUSION

The spatial distribution of the hydrographical patterns and the SPM in the various canyons of the Gulf of Lions margin highlight some of the processes involved in particle transfer under autumn conditions. The data show a general east to west gradient in particle concentration. Turbidity values are always higher on the shelf than on the slope. Depending on the interaction of the mesoscale general circulation with the topography, turbidity values can be higher within the canyon than on the adjacent slope. This study leads us to the conclusion that the bottom sediment on the shelf is remobilized and moved southwesternly to the shelf edge or until a canyon is encountered. The canyon heads and the regions between the shelf and the general circulation represent zones where the SPM is introduced. Finally, the SPM moving seaward from these areas is diluted and dissipated by the LIW circulation. Such results emphasize the combined influence of mesoscale general circulation and geomorphological features in shelf-slope exchanges.

A more precise comprehension of the circulation on the shelf and the slope and a study of the temporal variability of the nephelometric structures would permit verification of this hypothesis of SPM transport in the Gulf of Lions.

*Acknowledgements* - This research is performed within the framework of the program ECOMARGE and is supported by the Swiss National Science Foundation (projects 20.5194-86 and 20.25469-88). The authors warmly thank Drs E. Baker, P.E. Biscaye, M. Chartier, S. Heussner, C. Millot and L. Prieur for their useful comments and suggestions. Thanks are also given to C. Reimers and R. Quagliariello for their help in improving the English. This work forms part of a Ph.D thesis to be presented at the University of Neuchâtel.

## REFERENCES

- ALOISI J.C., G.A. AUFFRET, J.P. AUFFRET, J.P. BARUSSEAU, P. HOMMERIL, C. LARSONNEUR and A. MONACO (1977) Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 183-195.
- ALOISI J.C., C. MILLOT, A. MONACO and H. PAUC (1979) Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 289, 879-882.
- ALOISI J.C., J.P. CAMBON, J. CARBONNE, G. CAUWET, C. MILLOT, A. MONACO and H. PAUC (1982) Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. *Oceanologica Acta*, 5, 481-491.

- BAKER E.T. and B.M. HICKEY (1986) Contemporary sedimentation processes in and around an active west coast submarine canyon. *Marine Geology*, **71**, 15-34.
- BETHOUX J.P. and L. PRIEUR (1983) Hydrologie et circulation en Méditerranée nord-occidentale. *Petrole et Technique*, **299**, 24-34.
- BETHOUX J.P., L. PRIEUR and J.H. BONG (1988) Le courant Ligure au large de Nice. *Oceanologica Acta*, **9**, 59-67.
- BISCAYE P.E., R.F. ANDERSON and B.L. DECK (1988) Flux of particles and constituents to the eastern United States continental slope and rise: SEEP 1. *Continental Shelf Research*, **8** (5-7), 855-904.
- CALMET D. and J.M. FERNANDEZ (1990) Caesium distribution in the north west mediterranean seawater, suspended particles and sediments. *Continental Shelf Research*, **10**, 895-913
- CHASSEFIERE B. and A. MONACO (1987) Geotechnical properties and sedimentological processes of the Rhône continental margin. *Marine Geology*, **74**, 225-235.
- COPIN-MONTEGUT C. (1988) Eléments majeurs des particules en suspension de la Méditerranée occidentale, *Oceanologica Acta*, **9**, 95-102.
- DICKSON R.R. and I.N. McCAVE (1986) Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. *Deep-Sea Research*, **33**, 791-818.
- FONT J. (1987) The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran sea. *Deep-sea Research*, **34**, 1745-1755.
- GARDNER W.D. (1989) Baltimore canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-sea Research*, **36**, 323-358.
- HEUSSNER S., A. MONACO, S.W. FOWLER, R. BUSCAIL, C. MILLOT and R. BOJANOVSKI (1988) ECOMARGE : flux of particulate matter in the northwestern Mediterranean (Golfe du Lion). *Oceanologica Acta*, **9**, 149-154.
- KARL H.A., P.R. CARLSON and D.A. CACCHIONE (1983) Factors that influence sediment transport at the shelfbreak. In : *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, D.J. STANLEY and G.T. MOORE, editors, *SEPM Special Publication*, **33**, pp. 219-231.
- KLINCK J.M. (1989) Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 6133-6144.
- LOEILLET C. and M. LEVEAU (1985) Influence des apports Rhodaniens sur la structure du système particulaire dans le golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, II*, 397-402.
- LÖYE-PILOT M.D., J.M. MARTIN and J. MORELLI (1986) Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, **321**, 427-428.
- McCAVE I.N. (1986) Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. *Netherland Journal of Sea Research*, **20**, 167-181.
- MILLOT C. (1987) Circulation in the western Mediterranean sea. *Oceanologica Acta*, **10**, 143-149.
- MILLOT C. and A. MONACO (1984) Deep strong current and sediment transport in the northwestern Mediterranean sea. *Geo-Marine Letters*, **4**, 13-17.
- MILLOT C. (1990) The gulf of Lions hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, **10**, 885-894

- MONACO A., S. HEUSSNER, T. COURP, R. BUSCAIL, S.W. FOWLER, C. MILLOT and F. NYFFELER (1987). Particles supply by nepheloid layers on the northwestern mediterranean margin. In : *Particle Flux in the Ocean*, E.T. DEGENS, E. IZDAR and S. HONJO, editors, SCOPE/UNEP Sonderband Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, 62, pp. 109-125.
- MONACO A., T. COURP, S. HEUSSNER, J. CARBONNE, S.W. FOWLER and B. DENIAUX(1990a) Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE I in the western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 10, 959-987
- MONACO A., J. SOYER, P.E. BISCAYE, R. POCKLINGTON and S. HEUSSNER (1990b) Particle fluxes and ECOSystem response on a continental MARGIN: ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10, 809-839
- MOREL A. (1973) Diffusion de la Lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique. In : *Optics of the sea*, Lecture Serie 61, AGARD NATO, Brussels, pp. 3.1.1 - 3.1.76.
- NOWELL A.R.M., I.N. McCAYE and C.D. HOLLISTER (1985) Contribution of HEBBLE to understanding marine sedimentation. *Marine Geology*, 66, 387-409.
- NYFFELER F. and C.H. GODET (1986) The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. *Deep-Sea Research*, 33 (2), 195-207.
- NYFFELER F., J. RAILLARD and L. PRIEUR (1980) Le bassin Liguro - Provençal, étude statistique des données hydrologiques 1950 - 1973. *Rapports Scientifiques et Techniques du CNEXO*, 42, 163 pp.
- PIETRAFESA L.J. (1983) Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography : east and west coast perspectives. In : *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, D.J. STANLEY and G.T. MOORE, editors, *SEPM Special Publication*, 33, pp. 233-250.

## HYDROGRAPHY AND NEPHELOID STRUCTURES IN THE GRAND-RHONE CANYON

X. DURRIEU DE MADRON

Group Océane, University of Neuchâtel, 11 Rue Emile Argand, 2000 Neuchâtel 7, Switzerland

**Abstract** - Hydrographic and nephelometric data were gathered in the vicinity of the Grand-Rhône canyon on the Gulf of Lion continental margin. These are used to describe the hydrographic structures and the suspended matter distribution. The results highlight the influence of wind-forced processes and current-canyon interaction on the dynamics in the canyon. These processes control the shelf-slope suspended matter exchanges, which are characterized by cross-canyon advection and near-bottom transfer along the axis of the canyon.

### INTRODUCTION

Numerous dynamic processes have been identified on the continental margin (Pietrafesa, 1983), particularly in submarine canyons (Shepard *et al.*, 1979; Freedland and Denman, 1982; Church *et al.*, 1984; Butman, 1988; Nobla and Butman, 1990). These processes can contribute to exchanges of water, energy and material between the shelf and the slope. Sediment transport is sensitive to both high frequency processes, such as winds, tides and internal waves (Karl *et al.*, 1988; Hotchkiss and Wunsch, 1982; Dickson and McCave, 1986; Gardner, 1989), and long term currents, such as along-slope circulation (Hickey *et al.*, 1986).

The study of the basic features of suspended particulate matter (SPM) transport over the continental margin of the Gulf of Lion is one of the major topics of the ECOMARGE program (Monaco *et al.*, 1990). Several papers deal with hydrographic structures and the SPM distribution over the whole margin (Aloisi *et al.*, 1982; Monaco *et al.*, 1987; Durrieu de Madron *et al.*, 1990). The sediment on the shelf, supplied mostly by the Rhône river, is transported to the southwest by the along-shore circulation. Off-shelf transfer of SPM occurs specifically through canyons. The cyclonic along-slope circulation, the Liguro-Provençal (LP) current, appears to control the seaward extension of the turbid structures by sweeping away the suspended material spreading off the shelf and the upper slope. Given the complexity of the dynamics in the Gulf of Lion (Millot, 1990), several resulting sediment transport mechanisms are believed to take place in the canyons (i.e. wind-forced processes, internal waves, topographic interactions, frontal instabilities).

A recent experiment addressed the shelf-slope particulate exchange processes in the Grand-Rhône (GR) canyon, one of the plethora of canyons that cuts into the continental slope off western Provence (Fig. 1). Hydrographic and nephelometric data were used to investigate the nepheloid spatial distribution in a canyon on a small scale, in relation to the hydrographic patterns. Due to a storm,

perturbations of the hydrographic structures by wind effects occurred during the cruise. However the results highlight the influence of the topography. Finally, an attempt is made to estimate the effect of these processes on the local distribution of the SPM.

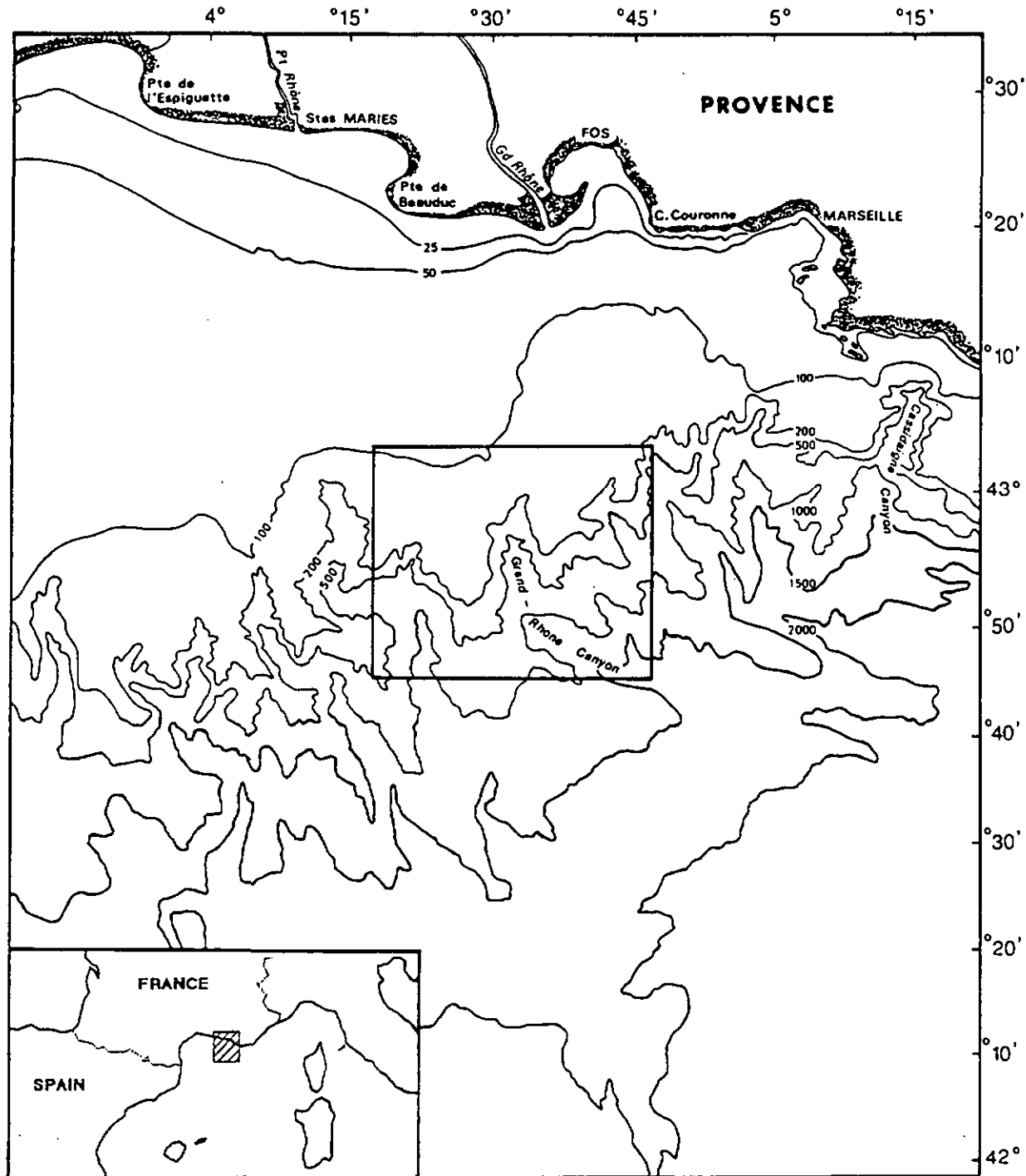


Fig. 1 The network of submarine canyons off the coast of Provence in the Gulf of Lion

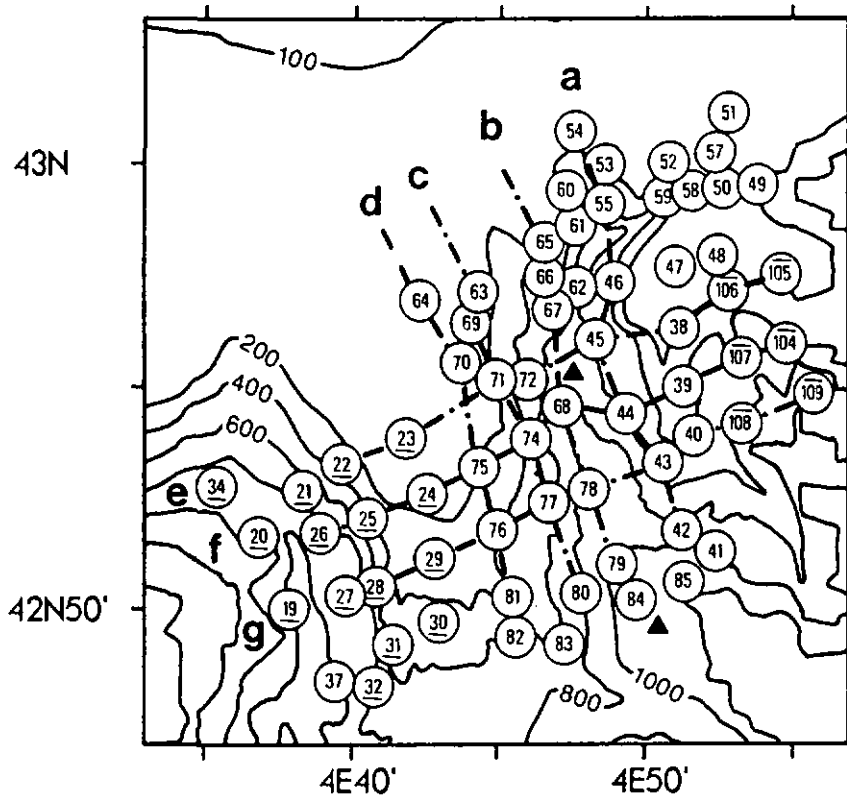


Fig. 2 The study region in and around the GR canyon. Circles mark the CTD and nephelometer station locations. The shelf edge is delineated by the 200 m contour. Black triangles indicate two current meter locations. Stations performed before the storm have  $\ominus$  post mark; stations performed during the storm have  $\circ$  post mark and those performed after the storm have  $\bullet$  post mark. Transects shown in Fig. 11 are connected by lines and labeled as in Fig.2. Transect B is the one shown in Fig. 7.

### MATERIAL AND METHODS

An hydrographic and nephelometric survey, performed during the ECOR-V cruise (May 14-25, 1988), covers the GR canyon and its surroundings. The hydrographic observations were made using a Neil-Brown Mark III system. The turbidity was determined by a forward light scattering meter, attached to the CTD probe (Nyffeler and Godet, 1986). The nephelometer is calibrated versus a

standard Formazine solution and the turbidity is expressed as equivalent Formazine turbidity unit (FTU). Since the diversity in nature, shape, size and scattering efficiency of the marine suspended particles affect the scattered light intensity, we will refer to relative turbidity unit which remains a semi quantitative, but correct, signature of the variation of SPM content. One moorings equipped with four Aanderaa RCM5 currentmeters were deployed in the upper canyon during the period of the cruise (location in Fig. 2).

From previous experiments, the survey was originally designed with the expectation that turbid structures in the canyon are asymmetrical. For this reason, the coverage comprised a dense grid of stations consistent with the local topographic length scales. The part of the network of 119 stations collected in and around the canyon is presented in Fig. 2. Data collection was carried out within 4 days, in order to obtain a quasi-synoptic picture of the hydrographic and nephelometric structures (i.e. about 100 hours for the whole study area, and less than 40 hours for the GR canyon). Only stations taken into account for the spatial coverage of the GR canyon are posted.

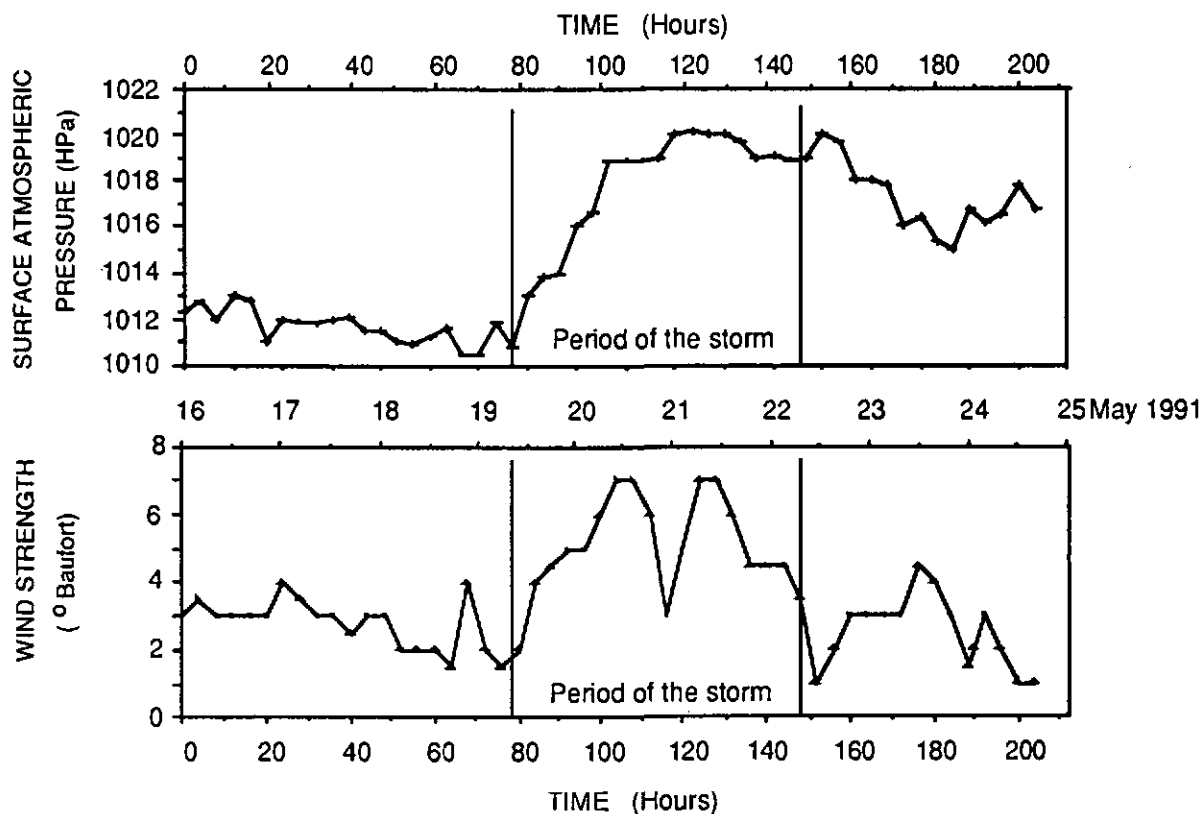


Fig. 3 Sea-level atmospheric pressure and wind strength measured on board during the cruise. The rapid pressure and wind strength increase of May 19, 1989 corresponds to the onset of the storm.

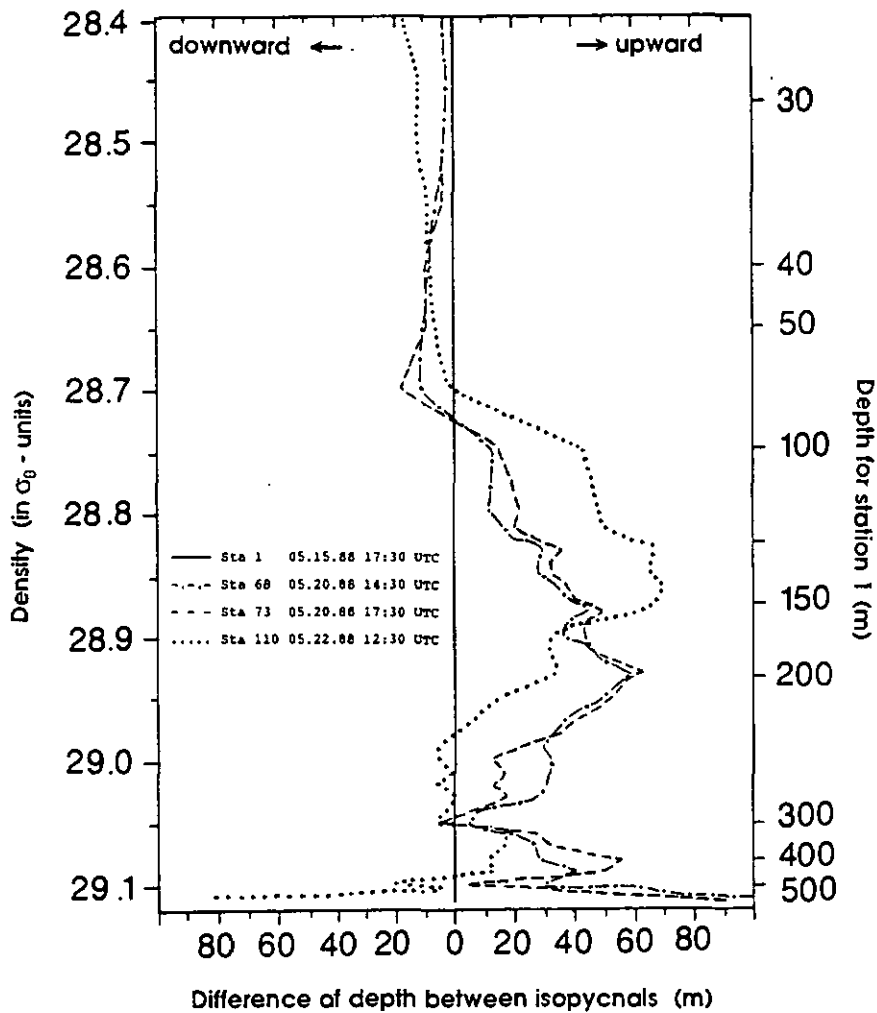


Fig. 4 Temporal variability of the depth of the isopycnal for a repeated station within the canyon. X-axis represents up-or downward displacements of isopycnals with respect to the depth of isopycnals for station 1 (vertical line). Station 1 was taken before the onset of the storm, stations 68 and 73 during the storm, and station 110 after the storm. Similar results are observed for an other repeated profile in the canyon at station 78.

## RESULTS

### *Meteorological conditions*

The hydrographic and nephelometric observations were taken before, during, and after a storm induced by a north-northwesterly wind (the Mistral) at speeds of up to  $17 \text{ m s}^{-1}$  ( $60 \text{ km h}^{-1}$ ). Stations 1 to 36 were established before the onset of the storm. This storm lasted from 10.00 UTC

on may 19, 1988 to 02.00 UTC on May 22, 1988 during which time stations 37 to 101 were taken. Following the storm, stations 102 to 119 were taken (see Fig. 2 for station locations).

The central part of the GR canyon was thus covered during the first one and a half days of the storm (stations 38 to 85). The atmospheric pressure measured on board increased by 8 Hpa during the onset of the storm (Fig. 3) and the sea state changed from calm to strongly agitate.

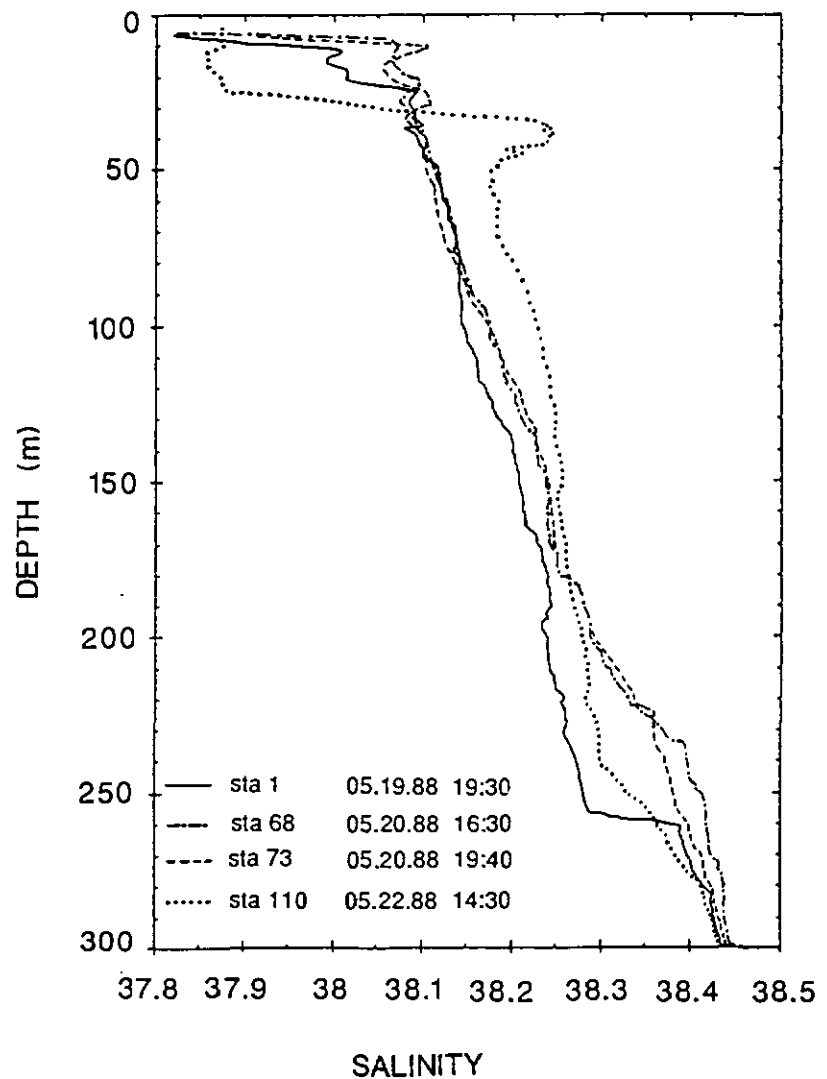


Fig. 5 Temporal variability of the salinity profile for a repeated station within the canyon. Station 1 was taken before the onset of the storm, stations 68 and 73 during the storm, and station 110 after the storm. Similar results are observed for an other repeated profile in the canyon at station 78.

---

*Hydrography*

Repeated profiles performed within the canyon illustrate the response of the water column to the storm (Figs. 4, 5 and 6). Variations of the depth of isopycnals indicate that perturbations occurs down to the bottom, but vertical movement of the water masses varies with depth. While maximum variations of isopycnal depth imply vertical movement up to 70 m, water masses around 70 m ( $\sigma_\theta = 28.7$ ) and 300 m ( $\sigma_\theta = 29.05$ ) depth appear stable in time (Fig. 4). During the first stormy day, water masses in the upper layer ( $\sigma_\theta < 28.7$ , depth < 80 m) deepen over about 10 m, whereas deeper waters between 28.7 and 29.05 isopycnals rise over about 30 m (Fig. 4). Mixing processes cause the properties of the water masses in the upper 100 m to change (Fig. 5 and 6). A surface mixed layer and a sub-surface layer with a salinity maximum, both about 20 m thick, appears for all stations at the end and following the storm (Fig. 5). After the wind has ceased, isopycnals surfaces in the upper layer are found 10-20 m below their initial depth. Changes in the surface water masses are caused by local evaporation and mixing, rather than a along-slope advection of colder and saltier water, since the Mistral occurred at the same time on the whole eastern part of the Gulf of Lion (data of the Météorologie Nationale). In deeper environments ( $\sigma_\theta > 28.8$ ), the composition of the water masses is stable. Some water masses are found close to their initial depth, whereas others appear up to 70 m higher. Furthermore, vertical displacements over more or less 80 m between 500 m depth and the bottom are evidenced in Fig. 4.

The vertical distribution of temperature, salinity and density structures along the axis of the GR canyon (Fig. 7) delineated the different water masses that take place along the slope. A cold sub-surface layer, the cold winter water (Bethoux and Prieur, 1983) appears at the shelf-break depth (150 - 200 m). The core of warm and salty water between 200 and 600 m is typical of the Levantine intermediate water (LIW), that composes one part of the LP current waters (Durrieu de Madron *et al.*, 1990; Millot, 1990).

Hydrographic structures over the entire study area are illustrated by horizontal maps (Fig. 8 and 9A) and bottom distributions (Fig. 9B) of the temperature and salinity, as well as topographies of isopycnal surfaces (Fig. 10). Although the storm perturbs the hydrographic structures, some results come out the main patterns. At 100 m depth, the canyon is partly overlaid by a cell of warm and diluted water (Fig. 8A). Below the shelfbreak depth (200 m depth), a marked cell with a low temperature and salinity core is nestled within the borders of the lower part of the canyon (Fig. 8B). In the deepest map (400 m depth), patches of warmer water skirt the eastern side of both the GR and PR canyons (Fig. 9A). Near the bottom, the isotherms and isohalines roughly parallel the isobaths (Fig. 9B). A depression of the density surface, of about 50 to 100 m deep, takes place above the

middle part of the canyon down to deep levels (Fig. 10A, B and C). As the 29.05 isopycnal locally shows little variation in depth during the storm (Fig.4), the distribution of hydrographic parameters along this surface is therefore considered to be relatively unperturbed by the storm. We use a passive variable, called spiciness ( $\tau$ ), that measures the contrast in water properties along isopycnal surface and characterize the mixing between water masses (Jackett and McDougall, 1985). Water parcels with the same spiciness have similar potential temperature, salinity and, of course, density ( $\sigma_\theta$ ). The distribution of the spiciness traced on the 29.05 isopycnal surface (Fig. 10D) is thus rather similar to those of potential temperature and salinity (data not shown). The isolines of spiciness follow the general trend of the slope topography with a deflection of the isolines in the lower part of the canyon. The upper canyon appears as a region with rather homogeneous thermal and saline characteristics.

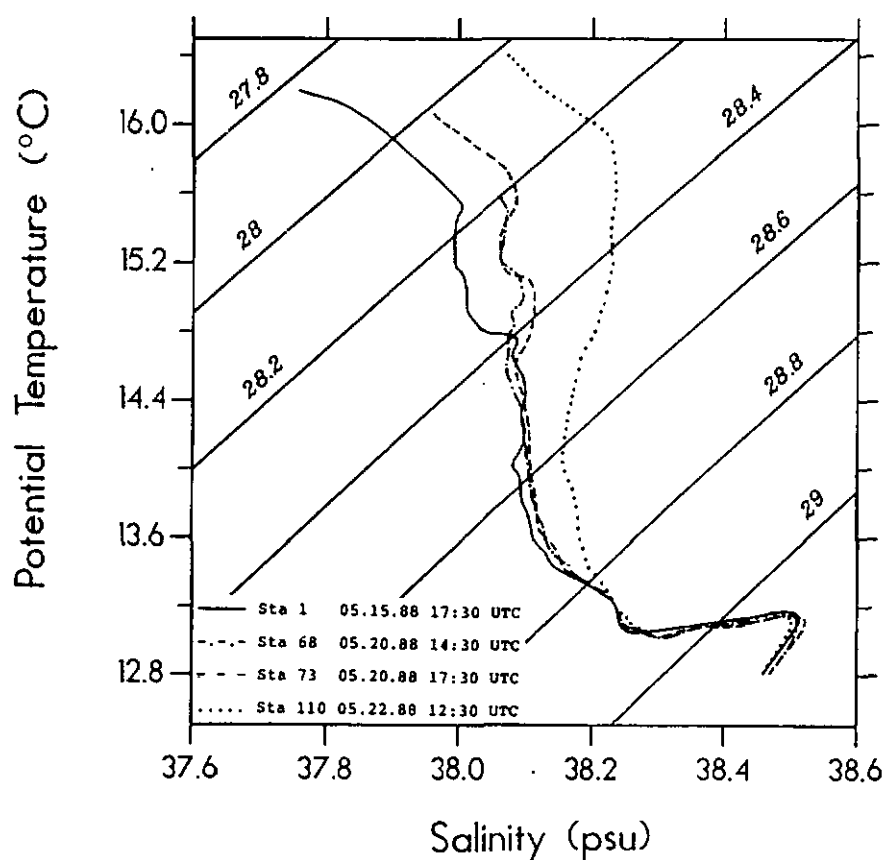


Fig. 6  $\theta$ -S diagram for a repeated station within the canyon. Station 1 was taken before the onset of the storm, stations 68 and 73 during the storm, and station 110 after the storm. Similar results are observed for an other repeated station in the canyon (Stations 2, 78 and 111).

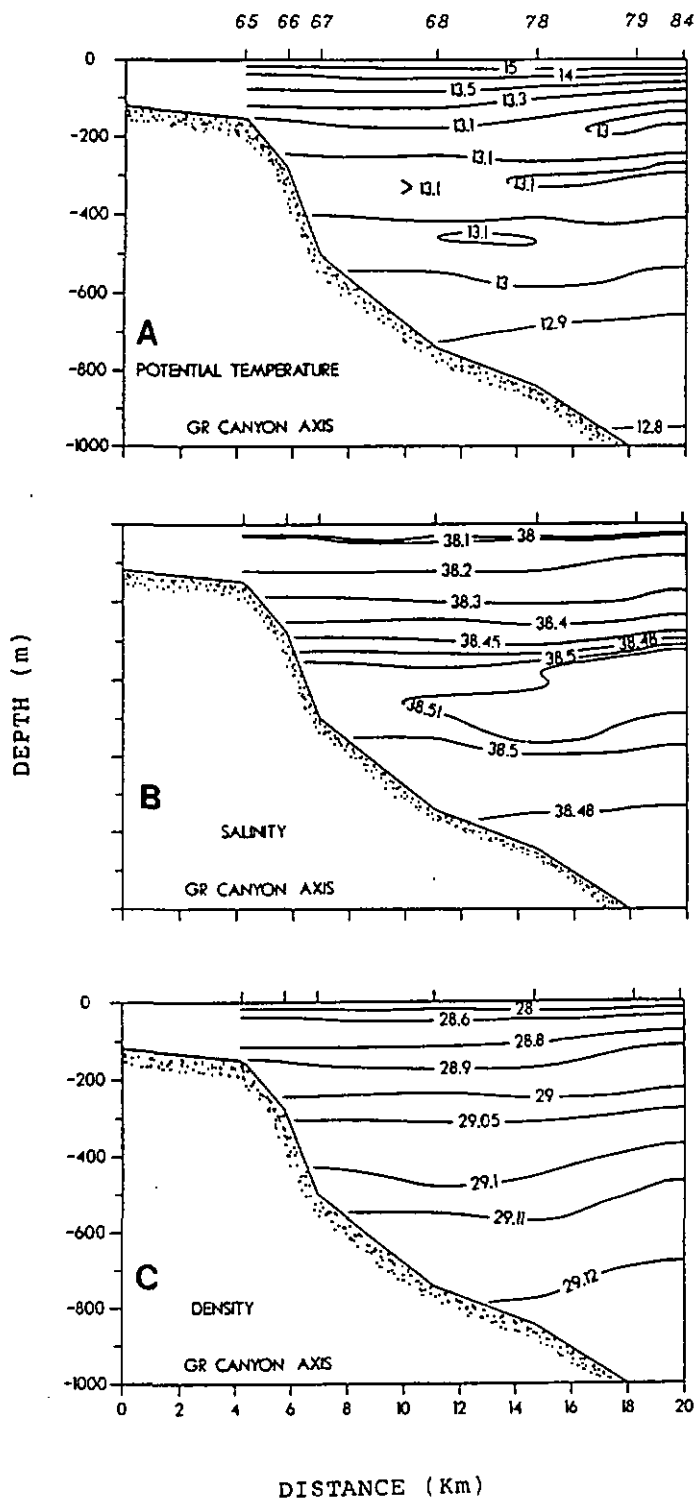


Fig. 7 Sections of potential temperature, salinity and density structures along the axis of the canyon. Transect B in Fig. 2.

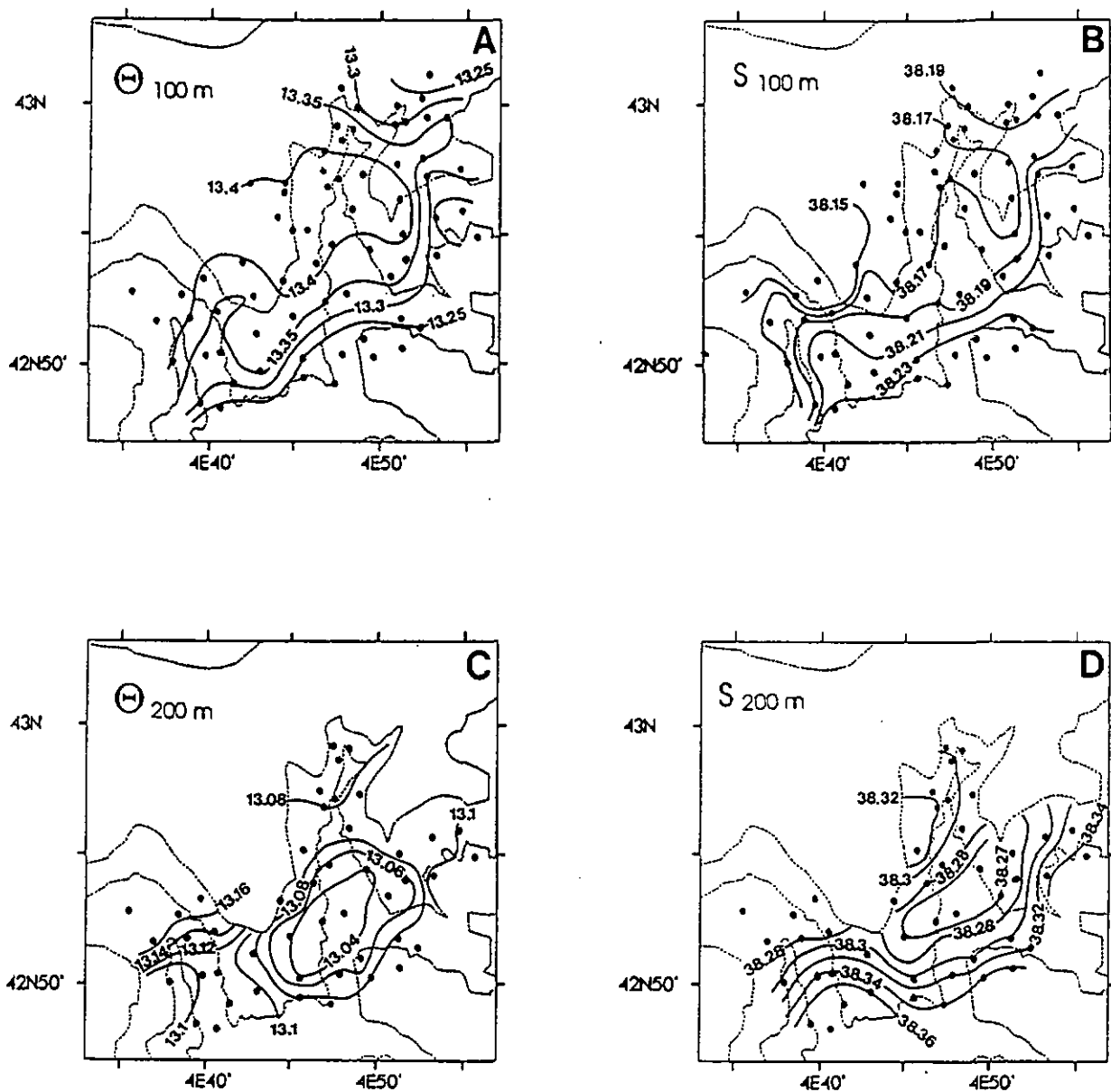


Fig. 8 Potential temperature and salinity distributions at 100 and 200 m depths.

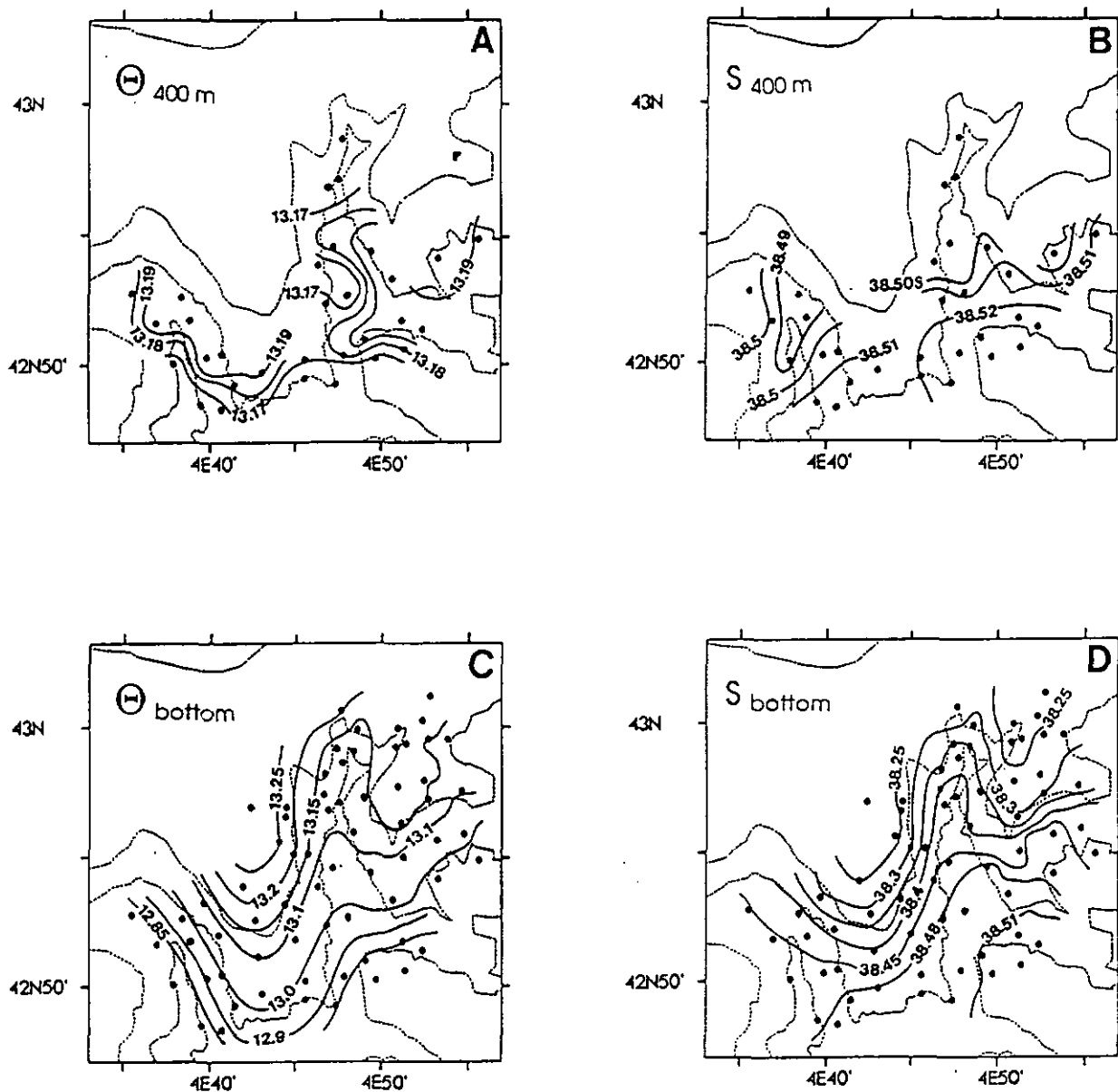


Fig. 9 Potential temperature and salinity distributions at 400 m depth and near the bottom (inferred from the bottommost recorded values).

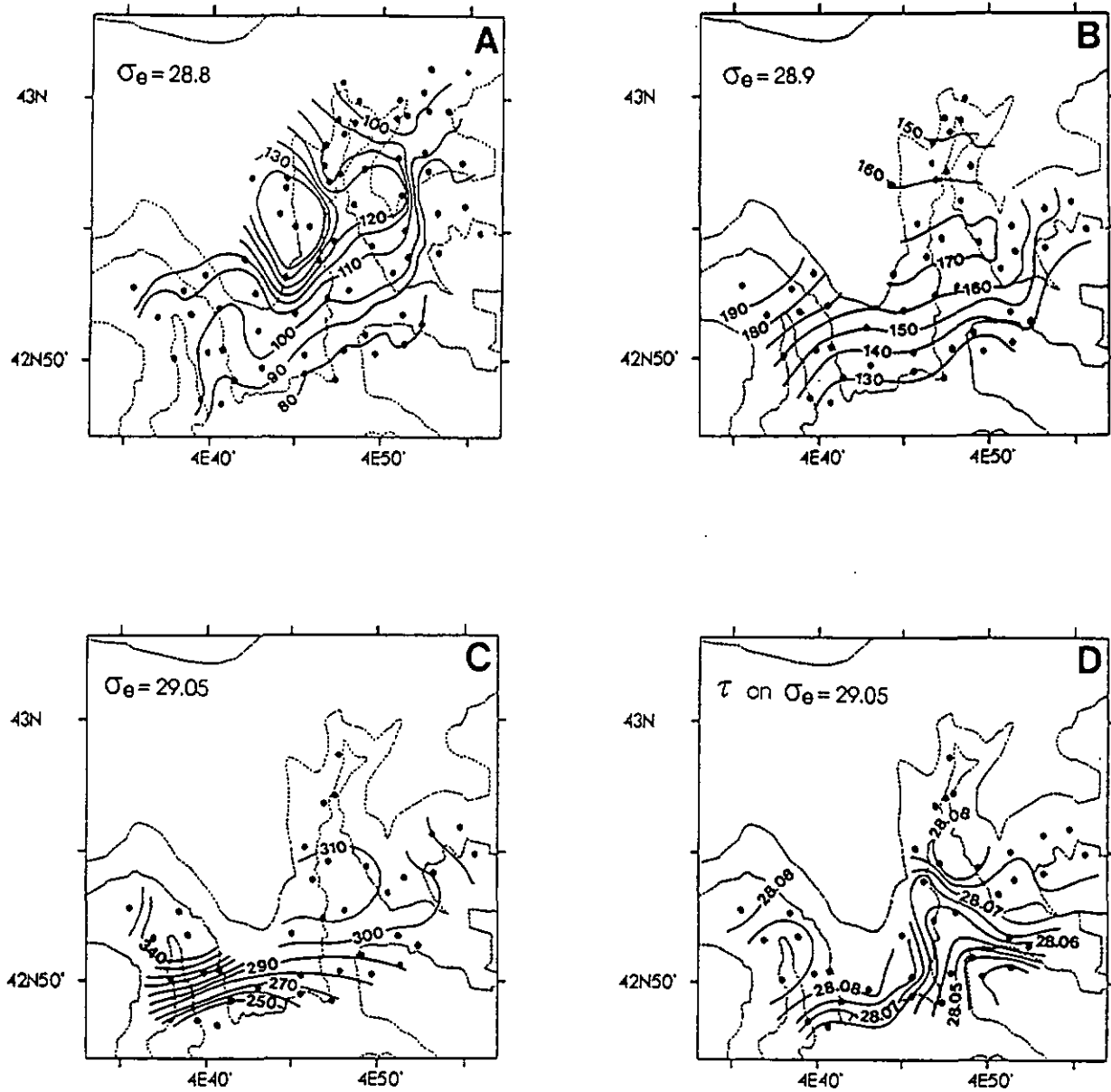


Fig. 10 Depth of the  $\sigma_{\theta} = 28.8$  (A), 28.9 (B), 29.05 (C) isopycnal surfaces, and distribution of the spiciness ( $\tau$ ) on the 29.05 isopycnal surface (D). Note the presence of the depression in the GR canyon.

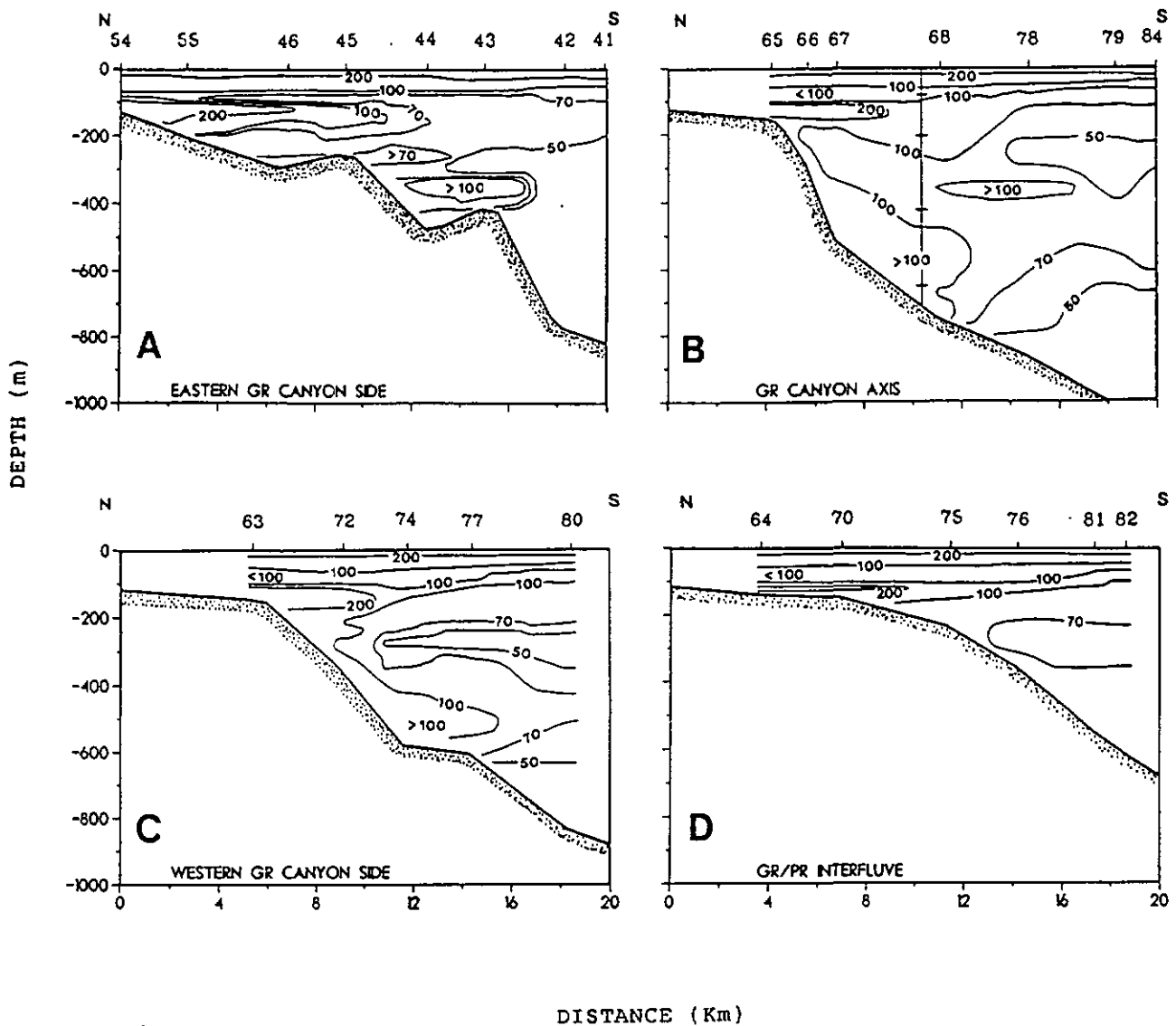


Fig. 11 Turbidity isopleths (mFTU) on four North-South transects parallel to the GR canyon axis (see Fig. 2 for station locations and transects) : (A) Eastern canyon side, (B) canyon axis, (C) western canyon side and (D) interfluve. Mooring location (in transect B) shows the position of the four current meters in the center of the canyon.

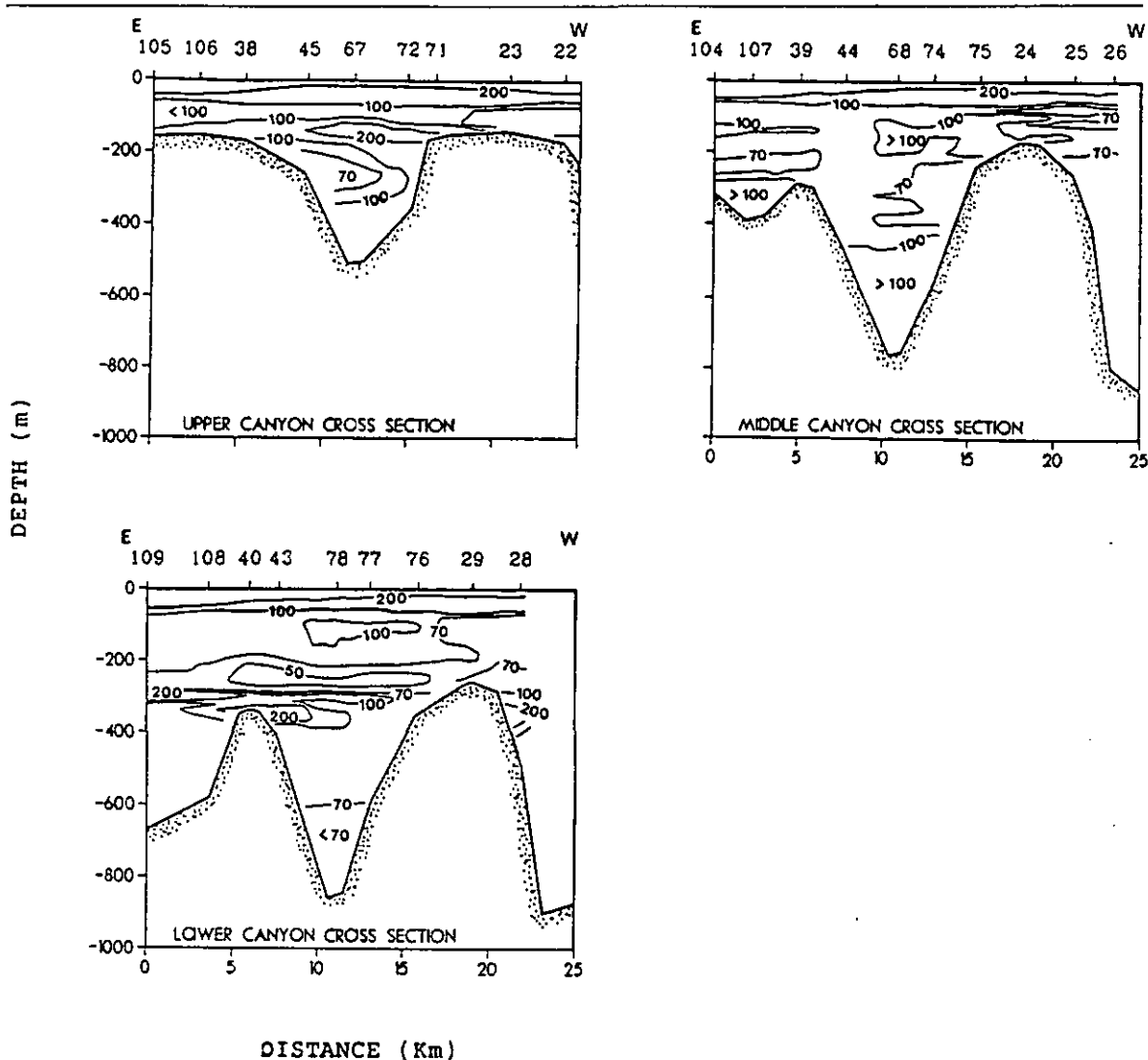


Fig. 11 (suite) Turbidity isopleths (mFTU) on three East-West transects (looking down-canyon) perpendicular to the GR canyon axis (see Fig. 2 for station locations and transects) : (E) upper canyon, (F) middle canyon and (G) lower canyon

*Distribution of the suspended particulate matter*

Several vertical sections parallel to the axis of the canyon and across the canyon illustrate the main patterns of the SPM distribution (FIG. 11). Because of a shift in the nephelometric measurements at stations 19, 20 and 21 in the Petit-Rhône (PR) canyon, the turbidity data of these profiles are not used in the along-slope sections. The same problem affects the turbidity data at station 1 and 2, and therefore do not allow us to give a pre-storm situation in the GR canyon. The surface nepheloid layer (SNL) is separated from the underlying nepheloid layers by a clear water

layer (< 100 mFTU) at about 100 m depth over the whole study area. The turbidity decreases seaward, reflecting the progressive dilution of the shelf turbid waters into clearer off-shelf waters. The bottom nepheloid layer (BNL) on the shelf detaches at the shelfbreak depth, and extends seaward as a thin ribbon (Fig. 11). A BNL, delineated by the 100 mFTU isoline, is defined along the canyon axis and its western flank (Figs. 11B, C and 12). This BNL hugs the bottom of the upper canyon as a thin layer, but thickens to more than 200 m in the middle part of the canyon. Downcanyon, the turbidity decreases rapidly down to less than 50 mFTU .

The distribution of the nepheloid layers in the canyon is not symmetrical. Around the shelfbreak depth, the nepheloid layers from the western rim of the upper and middle part of the canyon are prominent (Fig. 11E, F). An intermediate depth nepheloid layer (INL) crosses the lower canyon from the eastern rim at about 300-400 m depth and there is no INL from the western rim (Fig. 11 G) . No INL is formed along the interfluve (open slope between the GR and PR canyons, Fig. 11D).

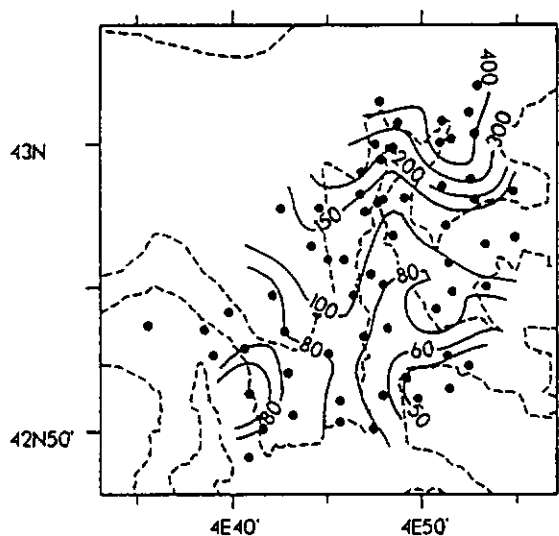


Fig.12 Mean turbidity of the bottom nepheloid layer. The BNL is defined by the increase of turbidity between the clear water minimum and the bottom. Note the prolongation of the BNL from the outer shelf along the axis and the western flank of the canyon.

## DISCUSSION

*Response of the water column to the storm*

Two major dynamical processes are believed to have occurred in the canyon during the cruise: wind-forced motions and current-canyon interaction. The first of these processes was unexpected but displays some effects of a severe Mistral event on the water column.

Seven current meters were deployed in the head of the GR canyon and downcanyon (see Fig. 2 for locations). The mooring in the upper canyon (Fig. 13) was installed at the beginning of the cruise and recovered at the end of it, whereas the downcanyon mooring (Fig. 14) was deployed during 6 months (May-October 1988). Current meter results in the lower canyon (Fig. 14) show the long term trend of the circulation off the canyon: a southwestward drift in the upper layers of the water column due to the Liguro-Provençal along-slope current, and inside the canyon, at 900 m depth, a dominant downcanyon (NNE-SSW) component oriented parallel to the canyon axis. Short duration current records (6 days) in the upper canyon show that during the duration of the storm, the southwestward drift in the surface layer turns southward (Fig. 13A), whereas it obliquates northward in the underlying waters (Fig. 13B). These results suggest a classical upwelling scheme: the Mistral event produces a seaward drift of light surface water which, in turn required an onshore compensating flow of underlying water.

The hydrographic situation before the storm is deduced from the result of the station 1 (Figs. 4, 5 and 6). Repeated profiles in the center of the canyon emphasize up- or downward movements of water masses during the storm depending of the depth. During the storm, the local evolution of the density distribution with depth imply a stretching of isopycnals surface in the layer between 150 and 300 m depth, as well as a compression below 150 m ( $\sigma_\theta = 28.7$ ) and 300 m ( $\sigma_\theta = 29.05$ ) depth. The 28.7 and 29.05 isopycnal surfaces appears as stable interfaces between the drifted surface waters, the subsurface water and the Levantine waters (Fig.14).

Variations of the density structures and the current directions suggest a combined influence of barotropic and baroclinic adjustment processes that enhance vertical motion in the canyon. Wind induced motions have been studied by Bourcier (1978) in the Cassidaigne canyon, east of the GR canyon (see Fig. 1). The current response to a stormy event is very quick (< 4 h) and the currents are greatly influenced by wind speed and direction. When the northern *Mistral* wind is weak (short duration or speed < 8 m s<sup>-1</sup>), it drives the upper 200 m of the water column seaward, and a compensating bottom current flows upcanyon. When the wind increases (speed > 10 m s<sup>-1</sup>), the seaward superficial current increases, whereas the flow in the lower surface layer turns back and induces a strong upwelling on the shelf. Deeper down, part of the water ascending from below the shelf edge becomes trapped in a downcanyon counter current within the bottom boundary layer.

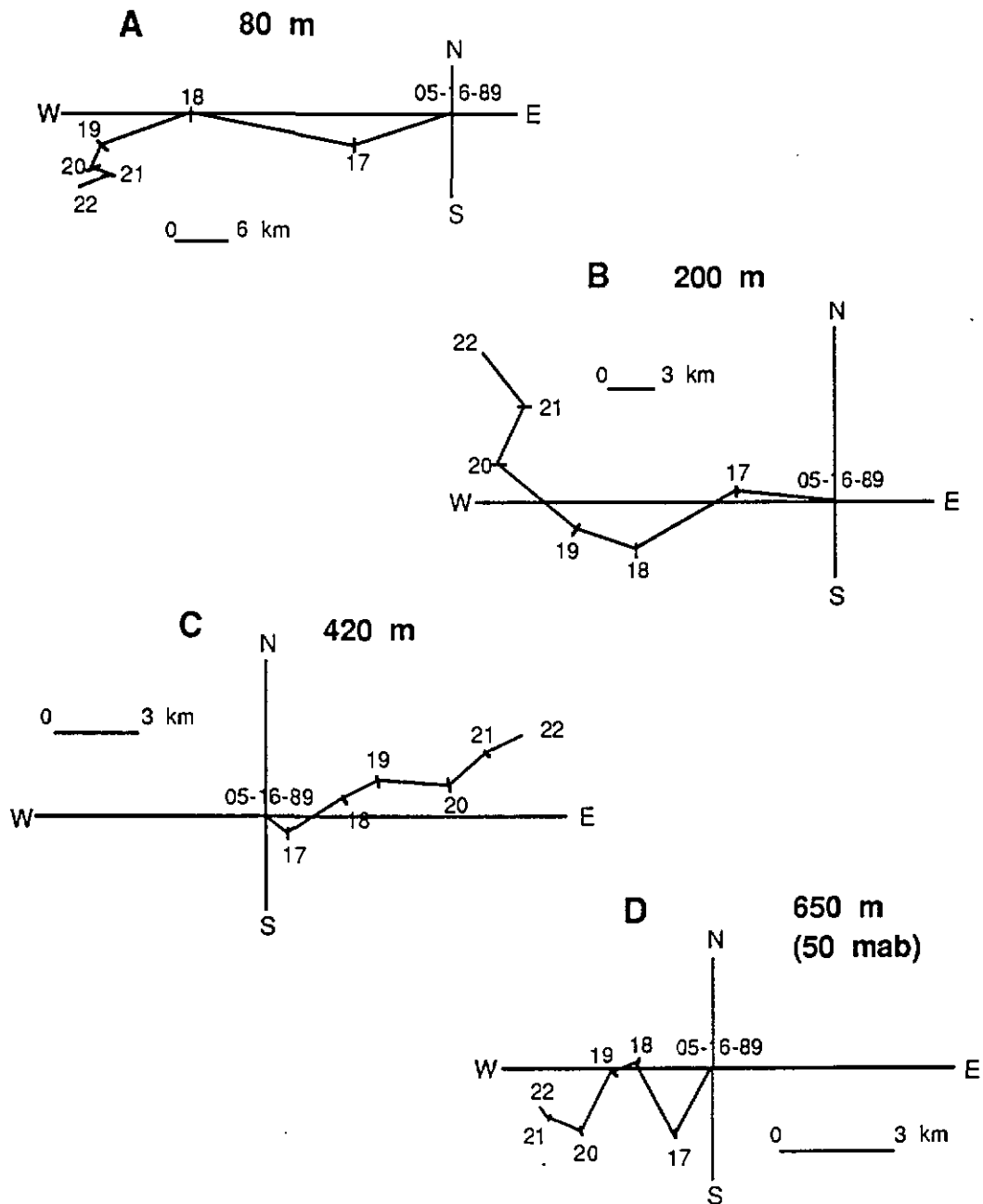


Fig. 13 Progressive vector diagram for the four current meter deployed in the center of the GR canyon during the cruise (after Papageorgiou, personal communication). See Figs. 2 and 11B for the mooring and current meters location.

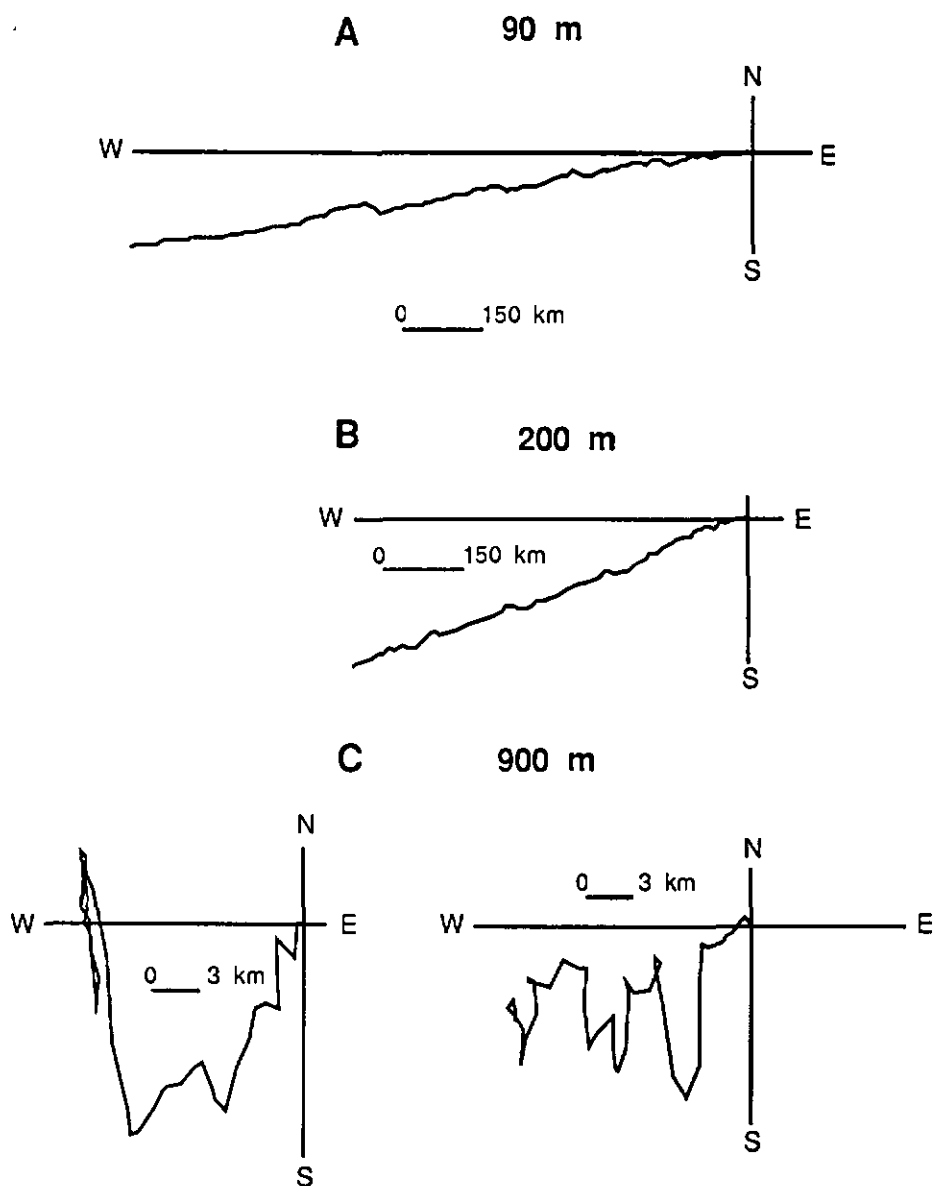


Fig. 14 Progressive vector diagram for the four current meter deployed during 6 months (May to October 1988) in the lower part of the GR canyon (after Monaco, personal communication). See Figs. 2 and 11B for the mooring and current meters location.

These results are used as basic assumptions of what can occur in the GR canyon in order to interpret our data. The quasi-immediate current response described in the Cassidaigne canyon and

observed in the GR canyon (Figs. 13A and B) cannot be explained by an adjustment of the density field and the associated current to the wind perturbation. On the other hand, the rapid increase of sea-level atmospheric pressure (Fig. 3) is likely to induce barotropic mechanisms that result in vertical movements in the entire water column during the first hours of the storm. Baroclinic adjustment during the storm result in upward movements of water masses below the 28.7 and 29.05 isopycnals surfaces during the storm. By analogy with the Cassidaigne canyon results and as the wind velocity is often greater than  $10 \text{ m s}^{-1}$ , a counter current within a few meters of the bottom is also believed to flow downcanyon. The compression of the isopycnal surfaces below the 28.7 and 29.05 isopycnal interfaces may promote such a downcanyon counter current near the bottom to compensate the pressure gradient inside the canyon (Fig. 15). After the storm, variations of isopycnals depth for the denser waters suggest that a descending motion over 100 to 160 m occurs below the 29.1 isopycnal surface (Fig. 4).

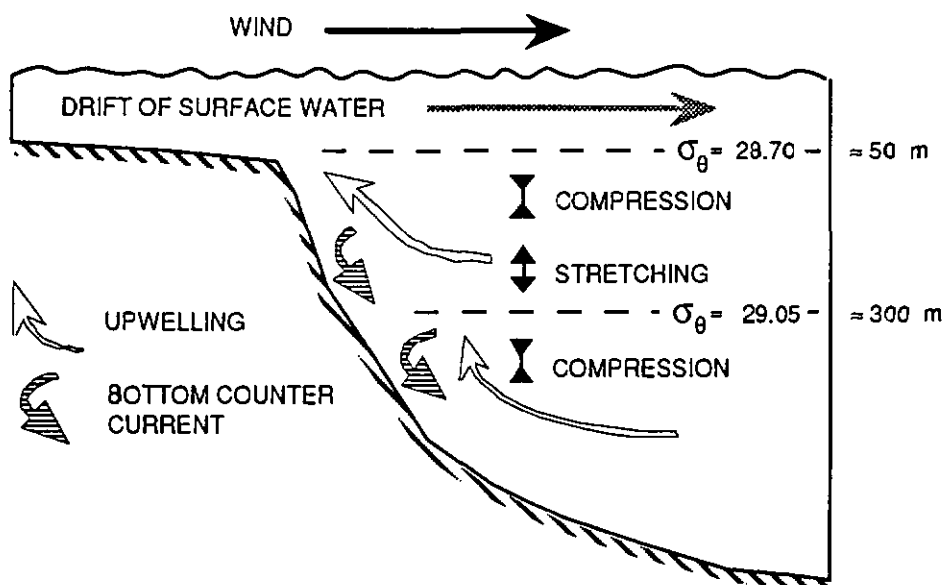


Fig. 15 Schematic diagram showing the water movement in the canyon induced by a strong Mistral wind. The 28.70 isopycnal separates the surface layer driven by the wind and the subsurface water layer. The 29.05 isopycnal represents the interface between the subsurface layer and the Levantine intermediate waters. These interfaces appear relatively stable during the duration of the storm and cause compression of underlying density surface which tend to upwell. Near bottom counter current are believed to occur as a result of the pressure gradient that increase at the interface.

The response of the water column to the storm suggests rather complicated flow patterns that depend of the wind, the atmospheric pressure, the density stratification and the topography. Although available data do not allow us direct analysis of vertical currents within the canyon and near the boundaries, variations of isopycnals depth support an enhancement of the vertical movements of the water masses. The up- and down motions along the axis of the canyon are likely to contribute to the resuspension and the dispersion of the SPM.

*Topographic perturbation of the along slope regional flow*

Due to the wind, vertical movements of water masses, as well as internal waves, contaminate the hydrographic data and cause annoying interpretation problems when looking at the spatial structures. Vertical displacements of the water masses induced by the storm contribute to the variance of the isopycnal surface depth (Fig. 10), and the distribution of temperature and salinity (Fig. 8 and 9). Nevertheless major features as the depression of isopycnal surfaces and temperature or salinity cells in the canyon are believed to be related to an other process.

The descent of subsurface isopycnals in the canyon (Fig. 10A) results in warm and diluted core cells at a 100 m depth (Fig. 8A). This structure remains identical down to the temperature minimum at around 150 m depth (data not shown). Below the shelfbreak depth, the diving waters become cooler and less saline than the surrounding waters (Fig. 9A), since LIW, which extends between 300 and 600 m depth, is characterized by warm and salty water. Because the temperature maximum of the LIW is found at a depth of 300 m, whereas the salinity maximum appears at 400 m depth, the descent of overlying waters to a depth of 400 m results in warmer and less salty waters than those of the surroundings. Thus, although the water column appears to be affected by the storm, the general trend of the horizontal hydrographic structures and isopycnal surface depth support the existence of a tilting depression of the isopycnal surfaces down to 300 - 400 m depth. This depression covers the head of the canyon in the upper layer and shifts gradually further to seaward with increasing depth. These features are expected to be derived from an interaction between the topographic setting and the general circulation, that follows the general northeast-southwest trend of the shelf edge. This current, which is about 30-50 km wide, interacts below the shelfbreak depth with the bathymetry, and this interaction influences the dynamics in the canyons (Millot, 1985 and 1990). The trace of the spiciness on the 29.05 isopycnal surface (Fig. 10D) shows that, admitting a conservation of the water properties with time and an absence of mixing, the isolines are consistent with the trend of the movement of the LIW fluid parcels. The most natural explanation of the meander appears to be a southwestward, along-slope flow that partly penetrates the canyon. The isolines also suggest the presence of a secondary cyclonic circulation in the upper canyon. These patterns are believed to characterize the response of the L.P. current at a depth around 300 m.

In absence of friction, the leaning of the density surfaces with respect to pressure surface generate vorticity. Then, the circulation in the upper layers of the canyon (depth < 250 m) may be deduced from the conservation of potential vorticity ( $[\zeta + f] / H$  constant). If the motion undergoes a rotation, the way this rotation occurs (i.e. the relative vorticity  $\zeta$  increases or decreases) may help the understanding of the circulation in the canyon. Since the movement of the fluid parcels is assumed to occur along isopycnals, potential vorticity will remain constant if the thickness between isopycnals ( $H$ ) remains constant. When the isopycnal are stretched, the relative vorticity must decrease, assuming the planetary vorticity ( $f$ ) constant throughout the study area, to keep the potential vorticity unchanged. The variations of the vertical component of the relative vorticity is given by the distance between two isopycnals. Although the observations do not provide a steady state, the results in Fig. 16 are assumed to characterize the constraints of rotation imposed on the along-slope circulation, assuming a zero vorticity region (no horizontal velocity shear) for the interior of the along-slope current. For a water parcels flowing southwestward along the shelf edge, the stretching of isopycnals towards the western side of the canyon provokes anticyclonic ( $\zeta > 0$ ) constraint over the head of the canyon. The successive stretching and compression of isopycnals across the lower part of canyon induce anticyclonic ( $\zeta > 0$ ) constraint on its eastern side and cyclonic ( $\zeta < 0$ ) constraint on its western side. These circulation patterns are believed to represent the result of the cyclonic along-slope flow turning to follow the contours of the canyon. The maximum anticyclonic constraint (maximum thickness between the isopycnal surfaces) matches to the maximum depression of isopycnal surfaces (Fig. 10A, B) and indicates possible anticyclonic circulation in the head of the canyon.

The current records show the residual flow direction evolving from the southwest at a depth of 80 m (Fig. 13A), to the southwest - northwest at 200 m depth (Fig. 13B), and the northeast at 420 m depth (Fig. 13C). The currentmeter 50 m above the bottom shows an alternating current along the axis of the canyon with a weak residual flow towards the southwest (Fig. 13D). While the current meters at 80 and 200 m display the southwestward Liguro-Provençal drift, the current meter at 300 m depth corroborates the anticyclonic secondary circulation inferred from the hydrologic patterns in the head of the canyon. The mooring thus appeared to be deployed in a transition zone occupied by a cyclonic general circulation in the upper layer and an anticyclonic residual flow in the lower part (Fig. 17).

There are a theoretical treatments of adjustment processes to current-canyon interactions by Klinck (1988, 1989) and Hughes *et al.* (1990), that contain comparisons of theoretical results with observational reports. According to these studies, one might expect an adjustment of the Liguro-Provençal current in the presence of the GR canyon. The characteristics of the adjustment depend on the size of the submarine canyon compared to the width of the current and its internal radius of deformation. The narrowness condition, for which the canyon will exhibit non geostrophic dynamics with substantial vorticity generation and vertical motions, is essentially that the canyon must be

narrower than half the internal radius of deformation. This is the case for the GR canyon which is about 7 km wide at the shelfbreak depth, whereas the first baroclinic Rossby radius is about 17 km. A mechanism of adjustment, producing a downwelling associated with a residual anticyclonic circulation can reasonably be envisaged in the head of the GR canyon.

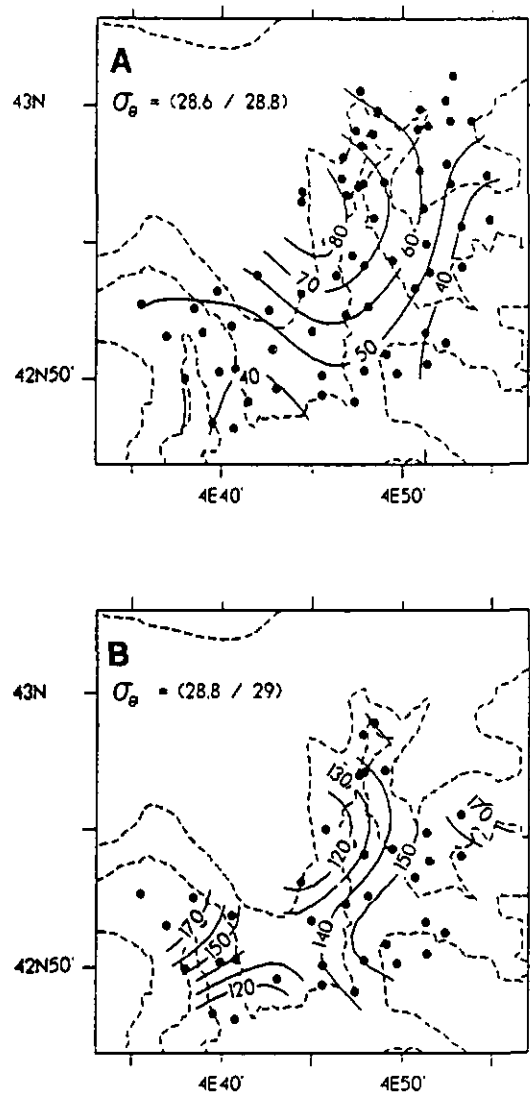


Fig. 16 Isopycnal spacing (in meters) in the upper layers of the canyon between (A) 28.6 and 28.8, (B) 28.8 and 29. The constraints of rotation impose on the along shelf general circulation is given by the distance between two isopycnals by applying potential vorticity conservation assumption. The stretching of the isopycnal surface indicates cyclonic movement of the water parcels in the upper layer of the canyon.

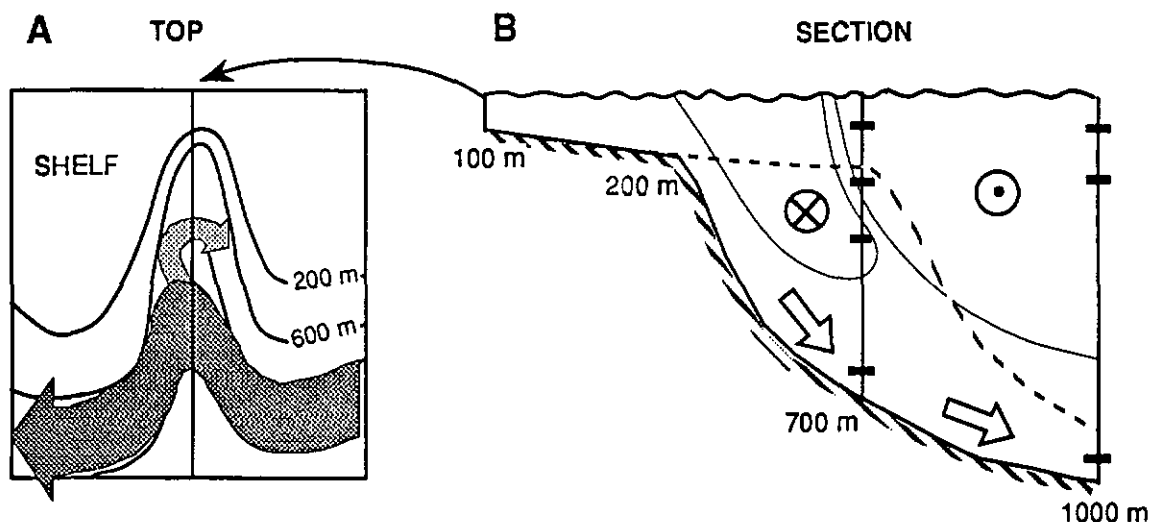


Fig. 17 Sketch of the circulation patterns in the GR canyon linked to the current-canyon interaction. (A) View from the top that traces the path of the cyclonic along-slope current (Liguro-Provençal) and the secondary anticyclonic circulation in the upper canyon. (B) Section in the axis of the canyon shows the position of the current meters with respect to the core of the along-slope flow, the shape of the anticyclonic secondary circulation in the upper canyon and the bottom current in the axis of the canyon. The shape of the core of the along-slope current is inferred from a previous study, that shows a leaning of the inner band of the current (Durrieu de Madron *et al.*, 1990). The position of the isopycnal surfaces depression in the head of the canyon suggest a similar leaning of the secondary flow. The outline of the adjacent open slope is delineated by a dotted line.

Because all current record (Figs. 14A and B) and hydrographic surveys that we have made in this region (Fig.18) show the yearly persistence of a southwestward flow close to and along the Rhône's continental slope, permanent current-canyon interactions can be expected. This assumption is supported by near-bottom currents, observed in the GR canyon (Figs. 13D and 14C), which show an axial movement with a general downward residual component. Downcanyon flow linked to topographic perturbation of the along-slope circulation appears to be a plausible feature of the circulation in the GR canyon. It is of primary interest since it may induce a predominant down canyon transport of SPM near the floor from the shelf to deep environments.

Fig. 17 resumes the current situation in the GR canyon. It shows the general trend of the cyclonic along-slope current entering the canyon, the secondary anticyclonic eddy in the head of the canyon, and the bottom downflow along the axis of the canyon.

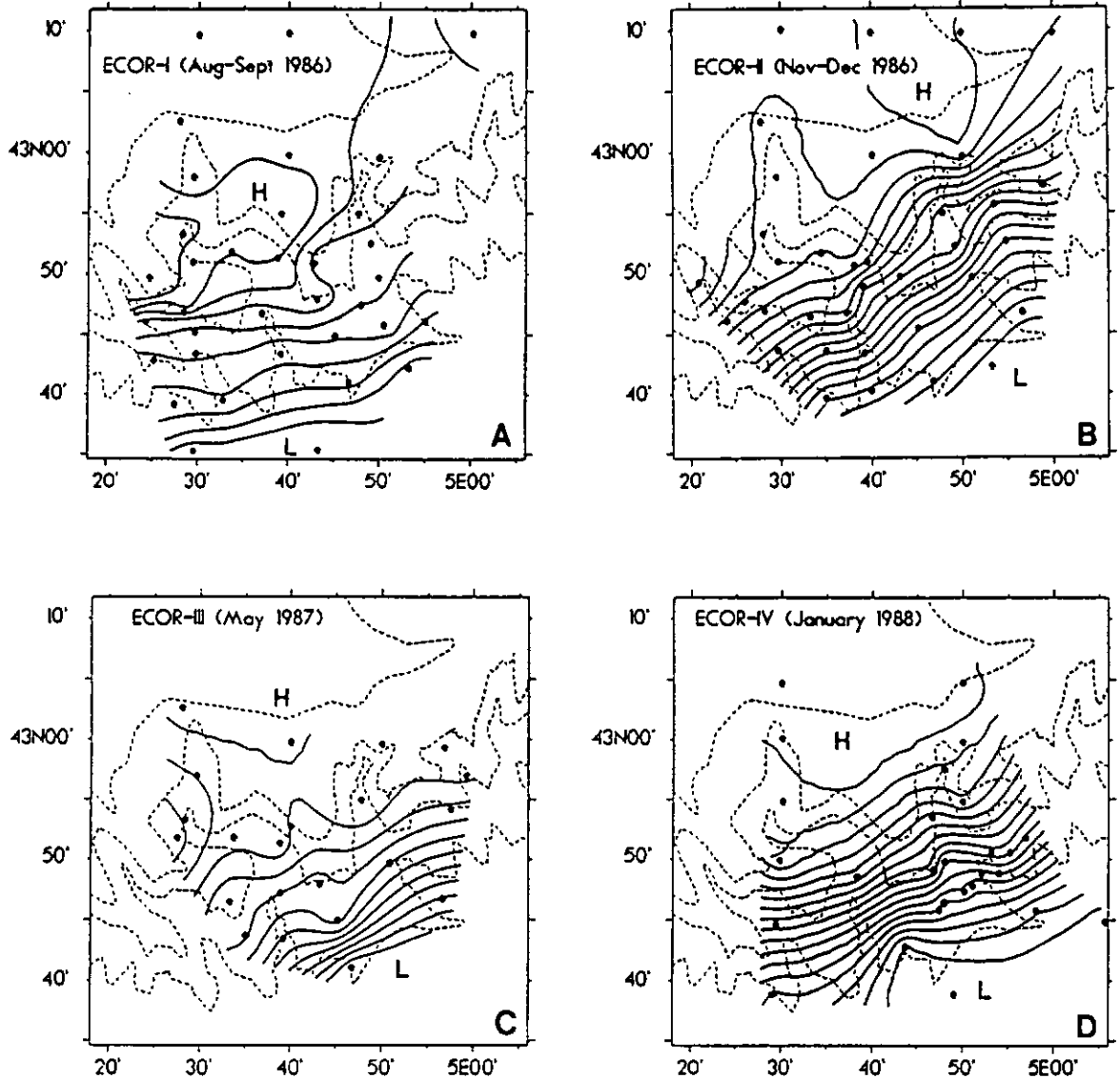


Fig. 18 Dynamic topographies of 20 dbar ( $10^4$  Pa) relative to 1000 dbar in the vicinity of the study area (contour interval:  $0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) at different periods. ECOR-I : August-September 1986, ECOR-II : November-December 1986, ECOR-III : May 1987, and ECOR-IV : January 1988. Geopotentials outline the inner band (i.e. near shelf) of the L.P. current flowing southwesterly along the slope.

*Transfer of SPM in the GR canyon*

Although static descriptions of the hydrographic and nephelometric structures are not suitable to precisely determine the processes linking SPM transport to flow dynamics, one can attempt to highlight the effects of the dynamical processes described above on the dispersion of the SPM.

The lack of significant shelf-break and intermediate depth nepheloid layers on the adjacent open slopes confirms the dominant role of the canyon as a preferential area for shelf-slope SPM exchanges processes. The head of the canyon forms a deep and narrow trench that runs out onto the shelf and traps the turbid BNL advected on the outer shelf. The mean turbidity field in the BNL is aligned with the general trend of the current entering the canyon, with maximum values on the shelf and in the upper canyon (Fig. 12). The turbidity of the BNL in the canyon weakens seaward as the SPM is swept away along the slope by the LP current (Fig. 11B, C).

The extension of the INLs is dominantly across-canyon in an easterly direction over the head of the canyon (Fig. 11 E and F) and in a westerly direction in the outer canyon (Fig. 11 G). The INLs that detach at the shelf break depth in the canyon apparently result from lateral and horizontal spread of suspended material from the outer shelf, induced by the anticyclonic circulation in the upper canyon. Resuspension processes from the open slope on the eastern side of the canyon, and subsequent advection by the LP current, is likely to produce the INLs on the outer slope (Fig. 11G).

The downwelling in the upper canyon induces a down slope transport of turbid water from the shelf along the western flank and the axis the canyon. Since this BNL in the upper canyon extends only over 20-50 m, the across-isobath transport through the bottom boundary layer can only partly account for the feeding of the BNL in the lower canyon which extends over more than 200 m. This thick BNL must also be related to resuspension and vertical mixing.

One can reasonably attribute these processes to large up- and downward movements of the water masses caused by the storm. Wind-forced processes act as active erosion and dispersion agents. Upwelling bring about irruption of colder and clearer deep water in the canyon and on the shelf, while downwelling is likely to transport turbid waters from the shelf or the upper slope down to deeper environments.

## CONCLUSION

The results obtained during the ECOR-V cruise highlight the great variability in shape of the hydrographic structures and the SPM distribution, as well as the flow patterns in the GR canyon. The water column was strongly affected by a storm (Mistral event), but some hydrographic patterns defined over and within the canyon are interpreted as resulting from the along-slope circulation (Liguro-Provençal current) response to topographic perturbation. In both cases, the data suggest enhanced vertical currents in the axis of the canyon.

The turbidity patterns shows higher turbidity on the western flank of the canyon head. This asymmetric distribution is linked to the flow patterns. It indicates eastwards cross-canyon sediment transport through an INL, that originates from the BNL on the shelf, and westward advection of resuspended material along the outer slope. Furthermore across-isobath transport of suspended matter occurs within the canyon as a combined effect of downslope advection near the bottom, resuspension, and vertical movements of the water column. All these results emphasize the role of the GR canyon as a trap for SPM from the shelf and a pathway to deeper environments.

Obviously, further investigations of the temporal variability of the dynamics and the SPM distribution are required to quantify the importance of these mechanisms on suspended matter transport in the GR canyon and along the slope of the Gulf of Lion.

*Acknowledgements* - Financial support was provided by the Swiss National Science Foundation (projects 20.5194\_86 and 20.25469\_88). Discussions with Dr. L. Prieur provided the impetus to this work. I warmly thanks Drs. P.E. Biscaye, C. Millot and A. Monaco for their useful comments and suggestions. Thanks are also given to B. Roberson and T. Conlon for their help in improving the English. This work forms part of a thesis to be presented at the University of Neuchâtel.

## REFERENCES

- ALOISI J.C, J.P. CAMBON, J. CARBONNE, G. CAUWET, C. MILLOT, A. MONACO and H. PAUC (1982) Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. *Oceanologica Acta*, 5, 481-491.
- BETHOUX J.P. and L. PRIEUR (1983) Hydrologie et circulation en Méditerranée nord-occidentale. *Petrole et Technique*, 299, 24-34.
- BAKER E.T. and B.M. HICKEY (1986) Contemporary sedimentation processes in and around an active west coast submarine canyon. *Marine Geology*, 71, 15-34.
- BOURCIER M. (1976) Courantologie du canyon de la Cassidaigne. *Tethys*, 8, 275-282

BUTMAN B. (1988) Downslope eulerian mean flow associated with high frequency current fluctuations observed on the outer continental shelf and upper slope along the northeastern United States continental margin: implications for sediment transport. *Continental Shelf Research*, 8, 811-840

CHURCH T.M., C.N.K. MOOERS and A.D. VOORHIS (1984) Exchange processes over a middle Atlantic bight shelfbreak canyon. *Estuarine Coastal Shelf Sciences*, 19, 393-411.

DICKSON R.R. and I.N. McCAVE (1986) Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. *Deep-Sea Research*, 33, 791-818

DURRIEU de MADRON X., F. NYFFELER and C.H. GODET (1990) Hydrographic structures and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin. *Continental Shelf Research*, 10, 915-929

FREELAND H.J., K.L. DENMAN (1982) A topographically controlled upwelling center off southern Vancouver Island. *Journal of Marine Research*, 40, 1069-1092.

GARDNER W.D. (1989) Baltimore canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research*, 36, 323-358.

HICKEY B., E. BAKER and N. KACHEL (1986) Suspended particle movement in and around Quinault submarine canyon. *Marine Geology*, 71, 35-83.

HOTCHKISS F.S. and C. WUNSCH (1982) Internal waves in Hudson canyon with possible geological implications. *Deep-Sea Research*, 29, 415-442.

HUGHES R.L., K.N. OFUSU and B.M. HICKEY (1990) On the behaviour of boundary undercurrents near canyons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 20259-20266.

JACKETT D.R. and T.J. McDOUGALL (1985) An oceanographic variable for the characterization of intrusions and water masses. *Deep-Sea Research*, 32, 1195-1207.

KLINCK J.M. (1988) The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow. *Journal of Geophysical Research*, 93, 509-315.

KLINCK J.M. (1989) Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, 94, 6133-6144.

MILLOT C. (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10, 885-894.

MONACO A., S. HEUSSNER, T. COURP, R. BUSCAIL, S.W. FOWLER, C. MILLOT and F. NYFFELER (1987). Particle supply by nepheloid layers on the northwestern Mediterranean margin. In : Particle Flux in the Ocean, E.T. DEGENS, E. IZDAR and S. HONJO, editors, SCOPE/UNEP Sonderband *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 62, pp. 109-125.

MONACO A., J. SOYER, P.E. BISCAYE, R. POCKLINGTON and S. HEUSSNER (1990) Particle fluxes and ECOSystem response on a continental MARGIN: ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10, 809-839.

NOBLE M. and B. BUTMAN (1989) The structure of subtidal currents within and around Lydonia canyon: Evidence for enhanced cross-shelf fluctuations over the mouth of the canyon. *Journal of Geophysical Research*, 94, (C6), 8091-8110

NYFFELER F. and C.H. GODET (1986) The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. *Deep-sea Research*, 33, 195-207.

SHEPARD F.P., N.F. MARSHALL, P.A. McLOUGHLIN and G.G. SULLIVAN (1979) Currents in submarine canyons and other sea valleys. *The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, 8, pp 173

**CIRCULATION AND DISTRIBUTION OF SUSPENDED MATTER IN THE SPORADES BASIN  
(NORTHWESTERN AEGEAN SEA)**

X. DURRIEU DE MADRON <sup>a</sup>, F. NYFFELER <sup>a</sup>, E.T. BALOPOULOS <sup>b</sup> and G. CHRONIS <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Group Océane, University of Neuchâtel, 11 rue E. Argand, 2007 Neuchâtel, Switzerland

<sup>b</sup> National Centre for Marine Research, Aghios Kosmas, 16604 Hellinikon, Greece

**Abstract** - An hydrographic survey, comprising 85 stations with measurements of temperature, salinity and turbidity, was performed in the semi-enclosed margin of the Sporades Basin (NW Aegean Sea) in June 1987. The data have been used to investigate the shelf-slope suspended matter exchanges in relation to the hydrology. The circulation, derived from hydrographic data, produces complex eddy patterns. The suspended matter distribution, determined from light scattering measurements, indicate a relationship between the suspended matter and the density-related flow field. Transport of suspended matter, supplied by rivers, is traced through the bottom nepheloid layer, mostly over the inner shelf and along the western coastline. There is however some evidence of transfer of suspended matter from the shelf towards the upper slope. The mid-depth nepheloid layer along the slope is thought to relate to advection of terrigenous material by topographically-controlled currents, and its seaward extension is inhibited by a strong anticyclonic circulation in the deep basin.

**INTRODUCTION**

The recent focus on the study of material fluxes from the shelf towards the deep-sea has emphasized the individuality of sediment transport environments on various continental margins (Oregon continental shelf: Carson *et al.*, 1986; Mid-Atlantic Bight: Walsh *et al.*, 1988 and Gardner, 1989; Northwestern Mediterranean Sea: Maldonado and Nelson, 1990 and Monaco *et al.*, 1990), due to the margin morphology, the hydrodynamic conditions as well as the terrigenous inputs and the biogenic production. The Sporades basin forms a semi-closed embayment in the Northwestern Aegean Sea (Fig.1). In its northern part, the Thermaikos Shelf collects significant amounts of freshwater and associated suspended particles, originating from both rivers and the effluents of the town of Thessaloniki (Fig. 2). The question of the transit of this continental and anthropogenic material over the shelf on its way to the deep-sea encouraged a comprehensive survey of this area. The ECOAEGAI0 I cruise, organized by the National Centre for Marine Research of Athens within the framework of the EURECOMARGE program (Monaco *et al.*, 1990), aimed at obtaining a geologic and oceanographic survey of the whole margin. The purpose of this paper is to investigate the hydrography and water movements, as well as nephelometric structures and the dispersion of suspended particulate matter (SPM) from continental origin throughout the Sporades Basin margin.

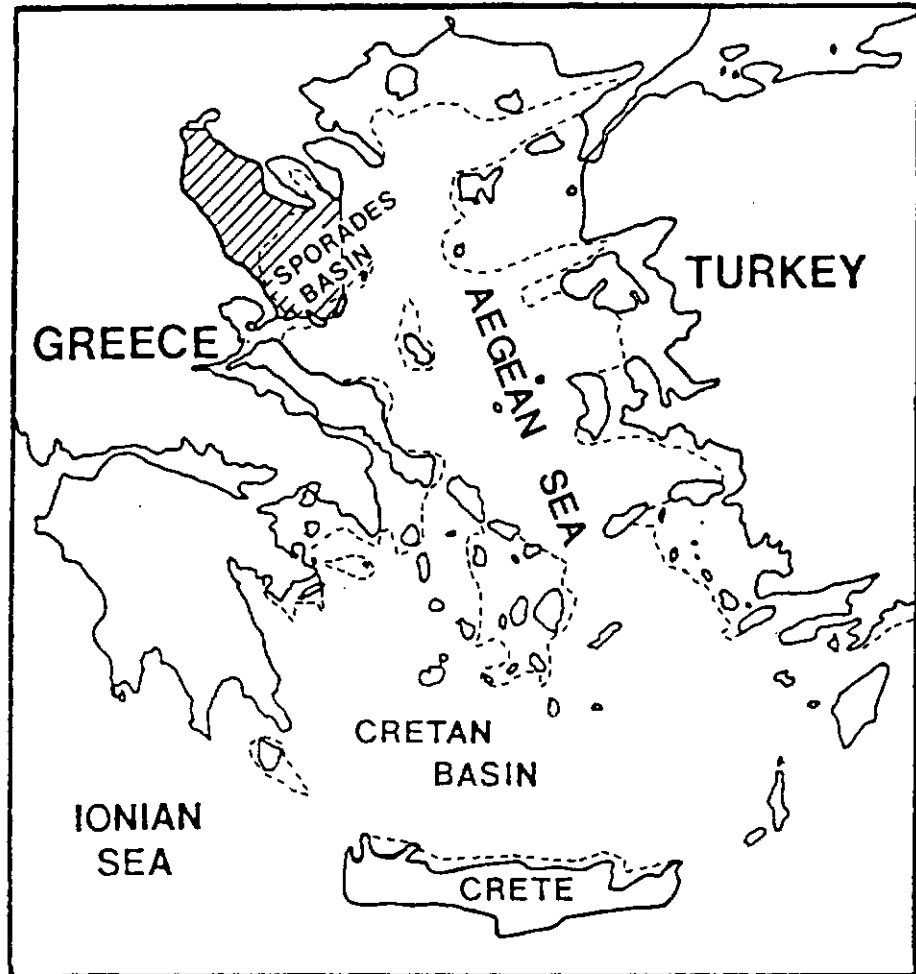


Fig. 1 The study area (shaded). Isobath 200 m (dashed line) defines the edge of continental shelves.

*Geological setting* - Whilst urban Thessaloniki supplies a mean flux of  $73 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ y}^{-1}$  of suspended solids at a rather constant rate the year through (Balopoulos, 1985), peak river discharges occur in winter and spring as a consequence of rainfall and snow melts. The rivers Axios, Pinos and Aliakmon

are the main sources of fine-grained terrigenous material (Lykousis *et al.*, 1981) with a mean annual supply estimated to  $3-4 \cdot 10^6 \text{ T y}^{-1}$  carried out by an input of about  $10.2 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \text{ y}^{-1}$  of freshwater, including minor and ephemeral inputs (Lykousis and Chronis, 1989). On the basis of mineralogical and seismic observations, it appears that, apart from seasonal variations in the terrigenous inputs from the rivers, modern sedimentation on the shelf is regulated primarily by the water circulation, and to a lesser extent by wave action in the shallow areas (Lykousis *et al.*, 1981; Lykousis and Collins, 1987; Chronis *et al.*, 1988; Lykousis and Chronis, 1989). A schema of the SPM transport in the vicinity of the sources was deduced from the distribution of the mineralogical species (Balopoulos *et al.*, 1987) and satellite observations (Balopoulos *et al.*, 1986). This schema was supported by the regime of currents observed by Balopoulos and James (1984a and 1984b), and was later on confirmed by numerical simulations (Balopoulos *et al.*, 1986).

*Oceanographic setting* - Driftcard and drogue experiments have shown that the surface circulation on the shelf is influenced both by the wind conditions and by the discharges of freshwater, especially in the northernmost part of the shelf area (Balopoulos and James, 1984a and 1984b; Sultan *et al.*, 1984; Balopoulos, 1986). The usual schema of the renewal of the surface and sub-surface waters on the shelf considers an intrusion of more saline water from the Aegean Sea at the latitude of the Kassandra peninsula, then a northwards flow along the coast of the peninsula up to the bay of Thessaloniki. There, seawater progressively mixes with the freshwater of rivers and urban effluents. This dilution process keeps up and even increases during the outflow along the western coastline (see for instance Robles *et al.*, 1983; Balopoulos, 1985; Balopoulos *et al.*, 1986). In the deep Sporades Basin, a succinct image of a cyclonic surface circulation in winter was reported by Ovchinnikov (1966), and an autumnal hydrographic survey also described a circulation dominated by a cyclonic gyre active to a depth of around 400 m (Sultan *et al.*, 1987).

## INSTRUMENTS AND METHODS

The network of 85 stations visited by the R.V AEGAIO between 1<sup>st</sup> and 6<sup>th</sup> June 1987 (Fig.2) was performed rapidly, in order to obtain a quasi-synoptic picture of the distribution of hydrographic and nephelometric parameters. The distance between any two successive stations of the hydrographic network was 10 miles over the slope and southern Sporades Basin. It was reduced to 5 miles on the Thermaikos Shelf (delineated by the 200 m isobath in Fig. 2) and even less in the vicinity of the river outlets, where strong horizontal gradients occur for all parameters.

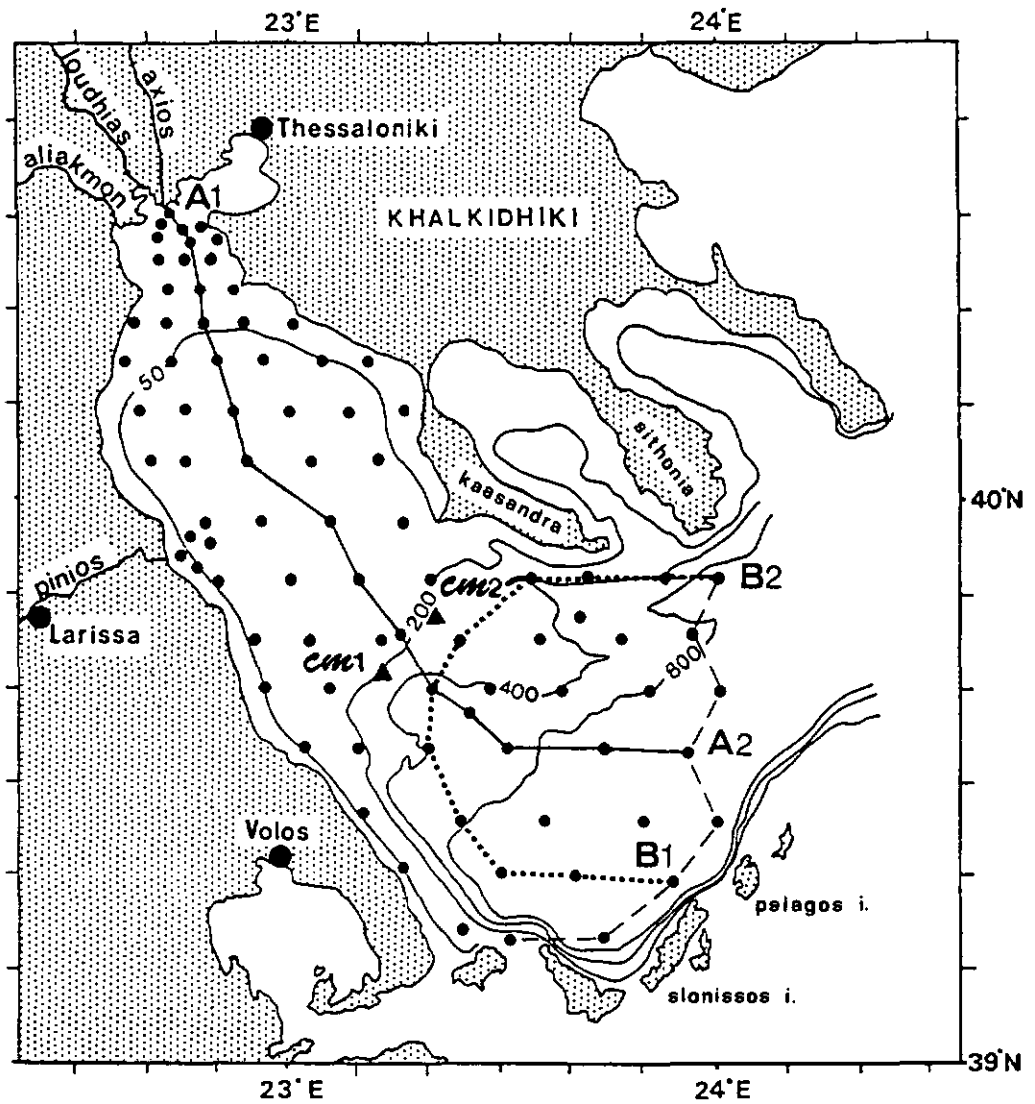


Fig. 2 Position of the stations during the ECOAEGAI0-I cruise (1<sup>st</sup>-6<sup>th</sup> June 1987). The shelf edge is delineated by the 200 m contour. Two sections presented later on, are delineated by a solid line along the main axis of the margin (A1-A2) and a dotted line along the crescent-shape continental slope (B1-B2). The dashed line represents the section at the eastern limit of the Sporades Basin, used in the geostrophic calculation. Black triangles represent the locations of current meters moorings (CM1 and CM2).

The observations consisted of continuous profiles of temperature and conductivity between the surface and the bottom, obtained with a NEIL BROWN Mark III CTD probe. The turbidity was determined simultaneously by forward light scattering measurements (Nyffeler and Godet, 1986; Vandegriesheim *et al.*, 1991). An associated BENTHOS altimeter monitored the location of the instruments with respect to the bottom in the last metres of the water column.

The nephelometer is calibrated versus a standart Formazine solution and the turbidity is expressed as equivalent Formazine turbidity unit (FTU). Since the diversity in nature, shape, size and scattering efficiency of the marine suspended particles affect the scattered light intensity, no single method to establish an accurate relationship between turbidity and concentration is possible. However, twenty-one water samples were collected and filtered to calibrate the turbidity in terms of dry weight of SPM. This calibration produces a relationship:  $C_{\text{mg/l}} = 6.94 \cdot 10^{-4} \cdot C_{\text{mFTU}} + 0.16$  with a correlation factor of  $R = 0.76$  (Fig. 3). Because of the problem mentioned above and the scatter of these data, we will refer to relative turbidity unit which remains a semi quantitative, but correct, signature of the variation of SPM content.

Two moorings, each equipped with three Aanderaa RCM5 currentmeters, were installed on the shelf (location in Fig. 2) at the beginning of the cruise and recovered on the return trip to Athens. The results of these current measurements are presented in Balopoulos and Papageorgiou (1988).

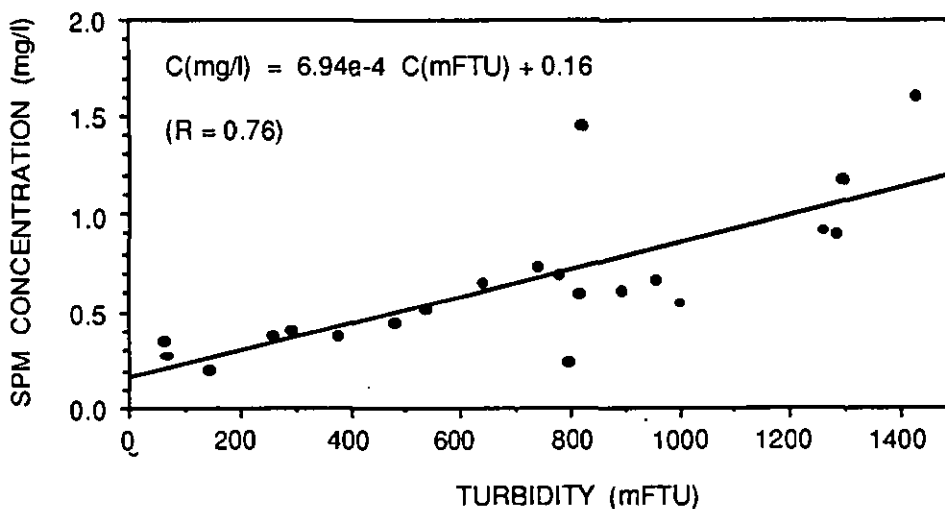


Fig. 3 Calibration of dry weight of suspended particulate matter (SPM) per volume unit ( $C_{\text{mg/l}}$ ), filtered on Millipore membranes, versus turbidity measured by the nephelometer ( $C_{\text{mFTU}}$ ).

## RESULTS

In this section, we present first the basic hydrological and nephelometric results, followed by the description of the main dynamical patterns.

### *Water masses*

Four typical water masses (SBW, BBW, DW, SSW) are labeled on a  $\Theta$ -S diagram, which includes all the data collected during the cruise (Fig.4A). As the variations in salinity are high for  $\Theta > 14^\circ\text{C}$ , these scattered data have been omitted for the clarity of the diagrams. The distribution of the  $\Theta$ -S parameters versus depth is shown on Fig. 4B. Two examples of vertical sections across the main axis of the whole margin and along the crescent shaped continental slope are presented in Fig. 5.

Significant variations of salinity are observed in the surface water ( $\Theta > 13.5^\circ\text{C}$  and depth  $< 40$  m), which forms a continuous layer covering the whole basin (Fig. 4B). The mean depth of both the thermocline and the halocline is 20 m. Below a depth of 40 meters, the data divide into two groups, corresponding roughly to the shelf area and to the deep basin area.

The shelf bottom water (SBW) is a low salinity ( $S < 38.60$ ) and cold ( $\Theta < 12.5^\circ\text{C}$ ) water, with  $\sigma_\theta$  varying between 29.26 and 29.34. It appears as localized blobs in the centre of the Thermaikos Shelf, at depths between 80 and 120 m (stations 58 to 47, Fig. 5A). Between 100 m and 200 m depth,  $\sigma_\theta$  is rather constant (between 29.26 and 29.30) in spite of significant variations in both temperature and salinity. Sultan *et al.* (1987) described an autumn bottom water (BW,  $T = 13.4^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.87$ ,  $\sigma_t = 29.3$  or  $\sigma_\theta = 29.32$  at a depth of 600 m) that is rather similar to the saltiest and warmest sub-surface water that we observed in June (SSW,  $\Theta = 13.3^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.83$  and  $\sigma_\theta = 29.3$  at 200 m depth). A minimum of temperature and salinity appears around 500 m depth with  $\Theta = 12.6^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.70$  and  $\sigma_\theta = 29.34$  at 500 m depth. A second maximum of temperature and salinity appears around 1000 meters between the SSW and the homogeneous basin bottom water (BBW,  $\Theta = 12.5^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.72$  and  $\sigma_\theta = 29.39$  at 1200 m depth). This water is labelled as a deep water (DW,  $\Theta = 12.8^\circ\text{C}$ ,  $S = 38.8$  and  $\sigma_\theta = 29.38$  at 1000 m depth). The BBW shows a maximum density ( $\sigma_\theta = 29.39$ ) close to that observed by Gertman *et al.* (1990) in the Winter of 1988 ( $\sigma_\theta = 29.41$ ).

### *Concentration and distribution of the suspended matter*

Some early results on the suspended matter observed in the near-bottom layer have been presented in Chronis *et al.* (1987 and 1989), as well as in Lykousis and Chronis (1989), in which the bottom nepheloid layer (BNL) on the shelf was observed to be mostly related to riverine discharges. Since then, the SPM distribution in the whole water column has been studied in order to link its dispersion across the continental margin to the main flow patterns.

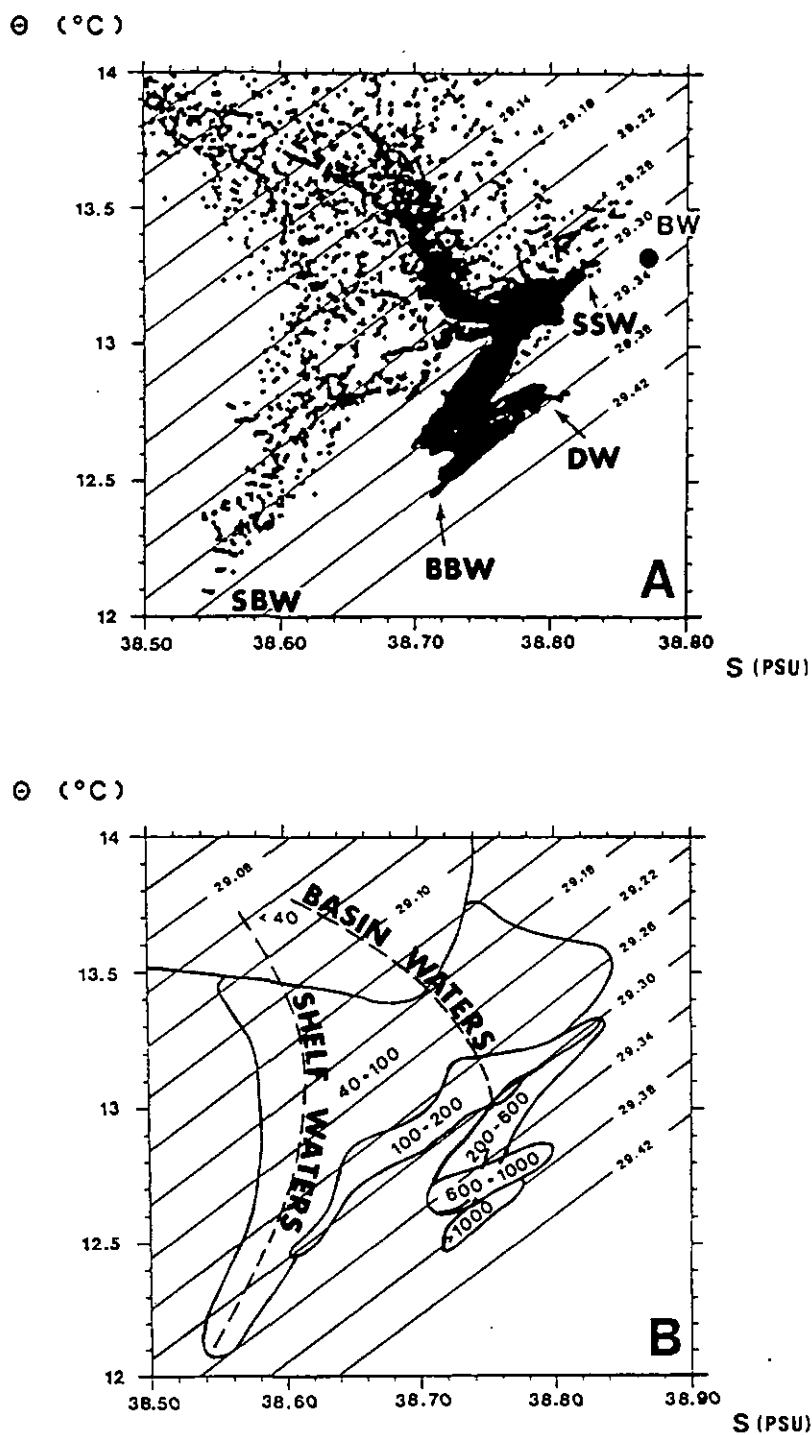


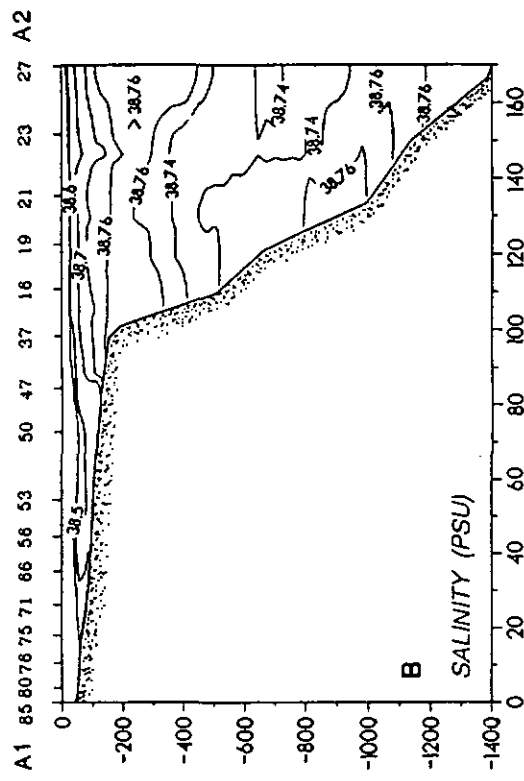
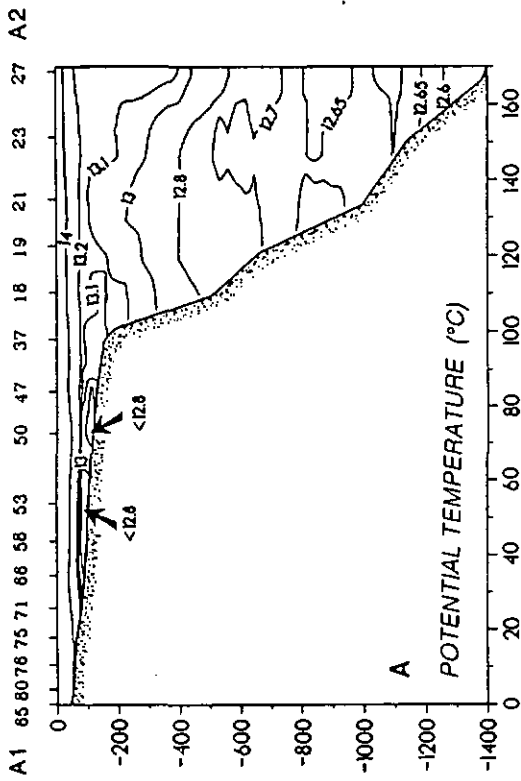
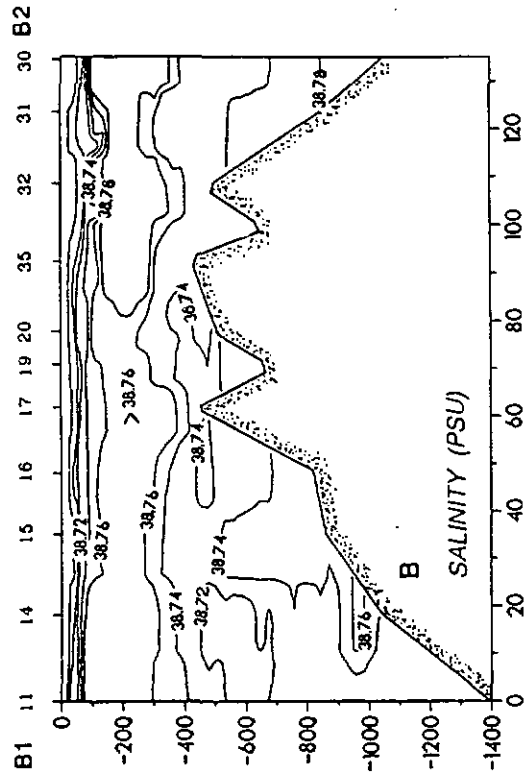
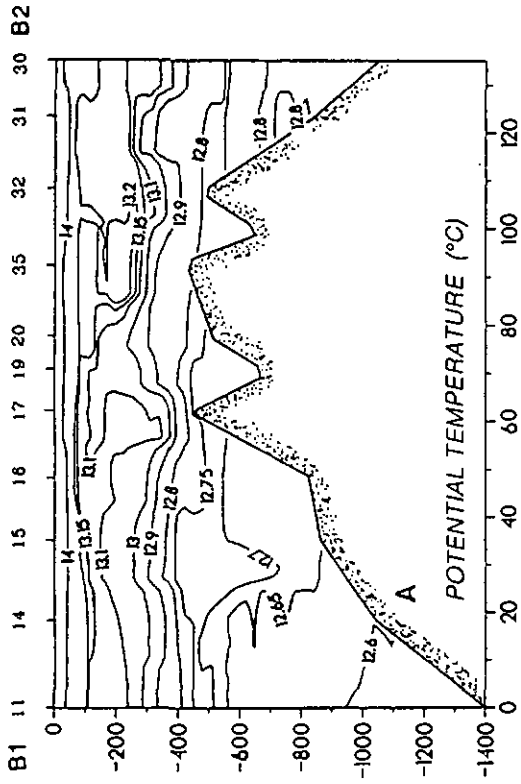
Fig. 4  $\theta$ -S diagram for all stations (A) and corresponding ranges of depth (B). Four typical water masses have been labeled: shelf bottom water (SBW), sub-surface water (SSW), deep water (DW), and basin bottom water (BBW). BW corresponds to the bottom water of the Sporades Basin observed, in late autumn 1978, by Sultan *et al.* (1987).

A layered system with surface (SNL), intermediate (INL) and bottom (BNL) nepheloid layers is apparent over the whole Thermaikos Plateau and along the slope (Fig. 5D). The principal features of the nepheloid spatial distribution are summarized by two vertical sections (Fig. 5D) and by four maps of the turbidity at 20 m, 200 m, 400 m depth as well as in the BNL (Fig. 6). The BNL is defined by the increase of turbidity between the clear water minimum and the bottom. The maximum of turbidity in the BNL is found either near-bottom or is separated from the bottom by up to several tens of meters of slightly less turbid water. The mean turbidity of the BNL, calculated at each station, is mapped over the whole area (Fig. 6D).

Maximum values of the turbidity of the SNL (Fig. 6A) and the BNL (Fig. 6D) are observed near of the river outlets (i.e. off Thessaloniki Bay and Pinios river) as well as along the western coastline. The thin ribbon of turbid surface water along the southwestern coast is attributed to the discharge of the Pinios river. The general trend is a decrease of the SPM content from the North to the South as the distance from the main sources and proximity to the open Sporades Basin increases (Fig. 6A and D). In the SNL, this corresponds to a progressive dilution and settling of outflows of terrigenous SPM; the off-shore surface turbidity being mostly related to biogenic production. In the BNL, this reflects progressively deeper water with diminishing effect of wave resuspension and indicates a progressive removal of terrigenous material as sediment. The values of the BNL's mean turbidity in the basin are low, and, apart from an increase on the open slope area between the two canyons, the shelf break line delimits the extension of the BNL on the shelf.

A layer of clear water extends between roughly 150 m and 300 m in the deep basin (Fig. 5D and 6B). This clear water layer is clearly associated with the sub-surface water (SSW) layer (Fig. 4A and 5A, B), which is bracketed by the 29.25 and 29.31 isopycnals (Fig. 5C). Below that subsurface clear water layer, an INL is visible along the continental slope at around 400 m (Fig. 5D and 6C). This INL spreads between the 29.32 and 29.35 isopycnals (Fig. 5C) that delimit a water layer, characterized by a relative temperature and salinity minimum (Fig. 4A). The turbidity decreases progressively down to 20 mFTU in the centre of the deep basin.

The SNL, the clear sub-surface nepheloid layer and the turbid INL at mid-depth are closely associated with water-masses. Even considering that SPM load is not a conservative property of the water-masses, it can be used, close from the SPM sources, as a tracer to identify water-masses movements. The dispersion of the turbid structures along the isopycnal surfaces displays the major influence of isopycnal transfer processes. These isopycnal transports are almost horizontal (i.e. along the slope, Fig. 5C and D) and can be approximated by the geostrophic circulation.



DEPTH (m)

DISTANCE (km)

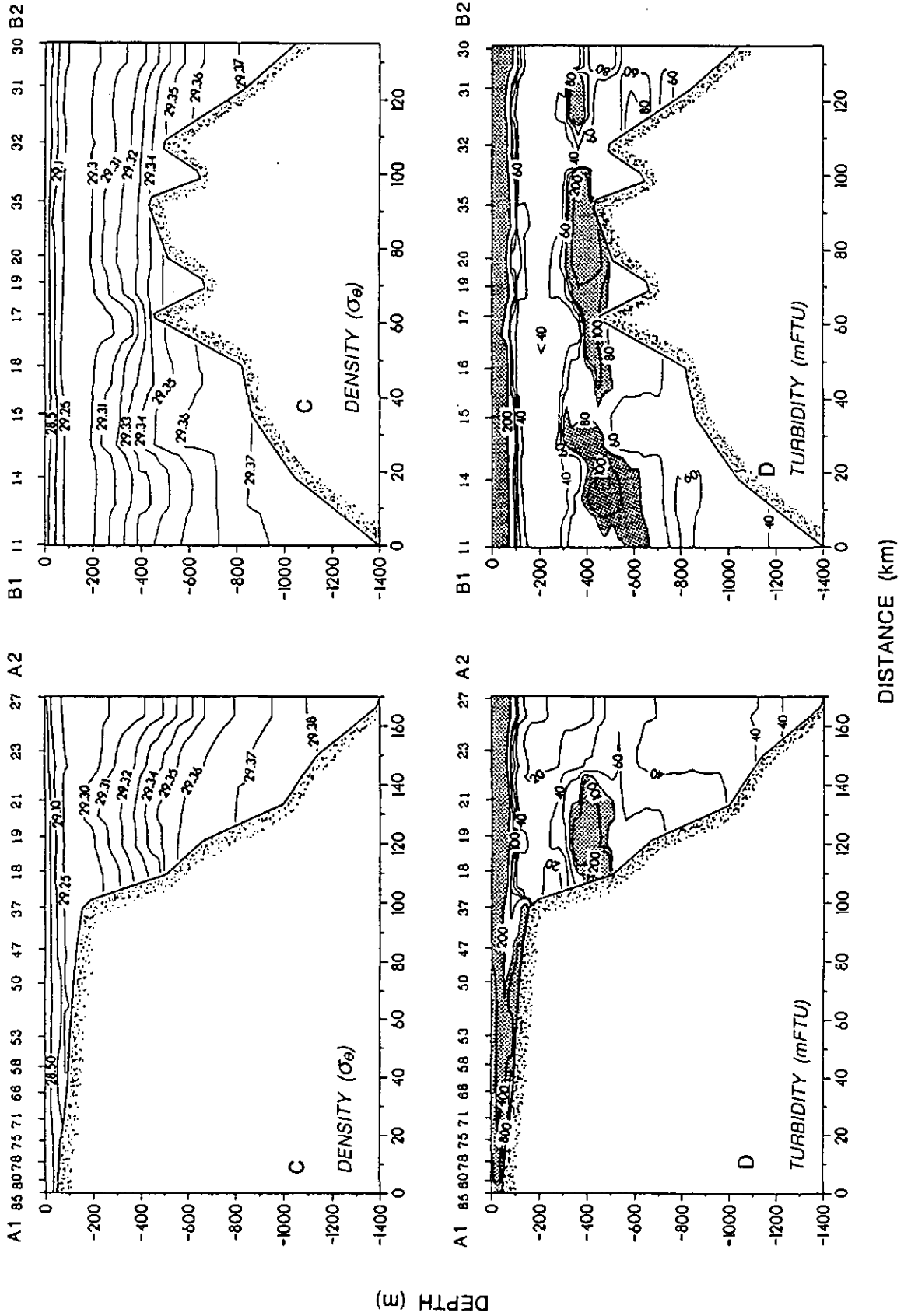


Fig. 5 Sections of (A) potential temperature, (B) salinity structures, (C) density and (D) turbidity along the axis of the margin and along the slope. Turbidity patterns greater than 200 mFTU in the surface layer and greater than 80 mFTU in the underlying water layer are shaded. See Fig. 2 for station locations.

### *Dynamic topography and circulation*

The circulation is inferred from dynamic considerations based on geostrophic assumption. The level of no motion in the deep basin is determined by an inverse method (Veronis, 1987), i.e., by minimizing the residual mass-flux across the SE section delineated by a dashed line in Fig. 2. The reference level along the sloping bottom is adjusted by assuming that the velocity is null at the greatest common depth for two adjacent stations (Groen, 1948). As a consequence of the experimental uncertainties of the dynamic calculation, the residual flux never vanishes in practice. The level of reference varies between 800 m and 1000 m, depending on the number of stations taken into account along the dashed section (Fig. 2). The estimate of the in-, respectively out-, fluxes through the eastern interface between the Sporades Basin and the Aegean Sea is  $0.85 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , and this means that the supply of freshwater by the rivers is negligible.

The circulation schema is deduced from four maps of the dynamic topography (Fig.7). The trends in the dynamic topographies are smooth, even between stations which are not at all synchronous. This supports a conclusion of a relative stability of the overall hydrodynamic system during the period of the cruise.

In the surface water layer (reference level to 1000 dbar), six gyre-cells are identified (Fig. 7A). These correspond to a mean cyclonic, although meandering, circulation on the shelf and along the slope, as well as to an anticyclonic eddy driven circulation over the deep Sporades Basin (delineated by the 800 m isobath).

Below the shelf-break depth (200 m), and with a reference level at 1000 dbar, the circulation in the basin is dominated down to deep levels by a large clockwise eddy (Fig. 7B, C, D), showing an input of Aegean Sea water along the Sporades shelf at the level of Pelagos and Allonissos islands. Two small anticlockwise eddy-cells are situated on either side of the interfluvial delimiting the two canyons (Fig. 7B, C); this indicating a topographic steering of the circulation near the slope.

## DISCUSSION

### *Circulation and SPM in the upper water layer*

The circulatory patterns of the surface layer match to some extent the usual schema found for the region and are in agreement with the surface currents measured during the cruise (Fig. 8). The main current effectively enters the shelf south of Kassandra but does not immediately follow the coast line of the peninsula. It first flows along the continental slope towards the south-west, and then abruptly turns to the right, penetrating the shelf area along its main axis, as a meandering stream. This meander system covers the whole shelf area, and almost reaches the western boundary at latitudes of  $39^{\circ}50'N$  and  $40^{\circ}20'N$  (i.e. the outlet of the river Pinios and near the head of Tharmaikos Shelf) before turning south along the southwest margin. On either side of the main flow, weak

currents are expected in the alternating low- and high-pressure areas. Along the southwestern shore line, the outflow towards the southeast is slightly away from the coast.

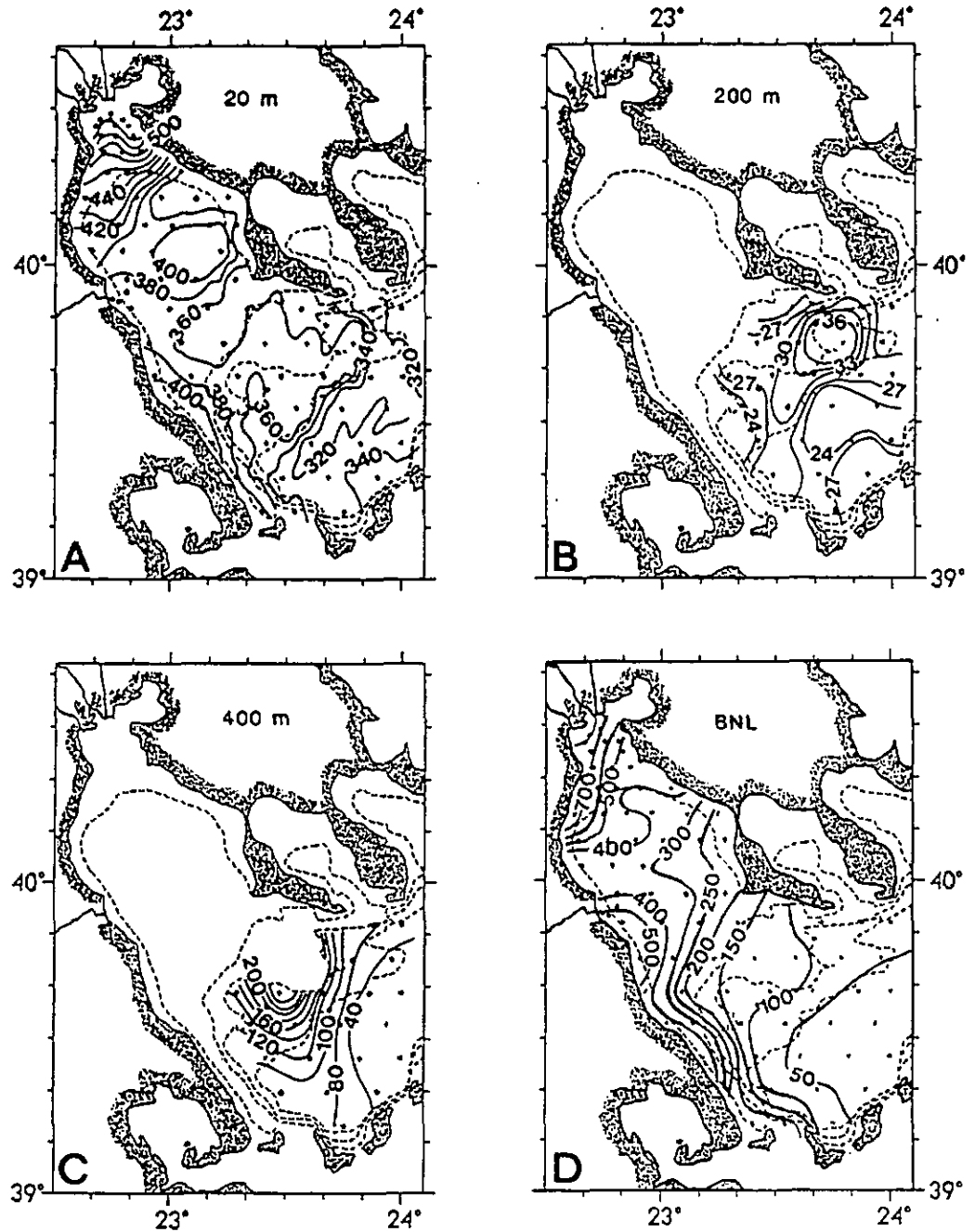


Fig. 6 Horizontal distribution of turbidity at (A) 20 m depth, (B) 200 m depth, (C) 400 m depth, and (D) mean turbidity of the bottom nepheloid layer.

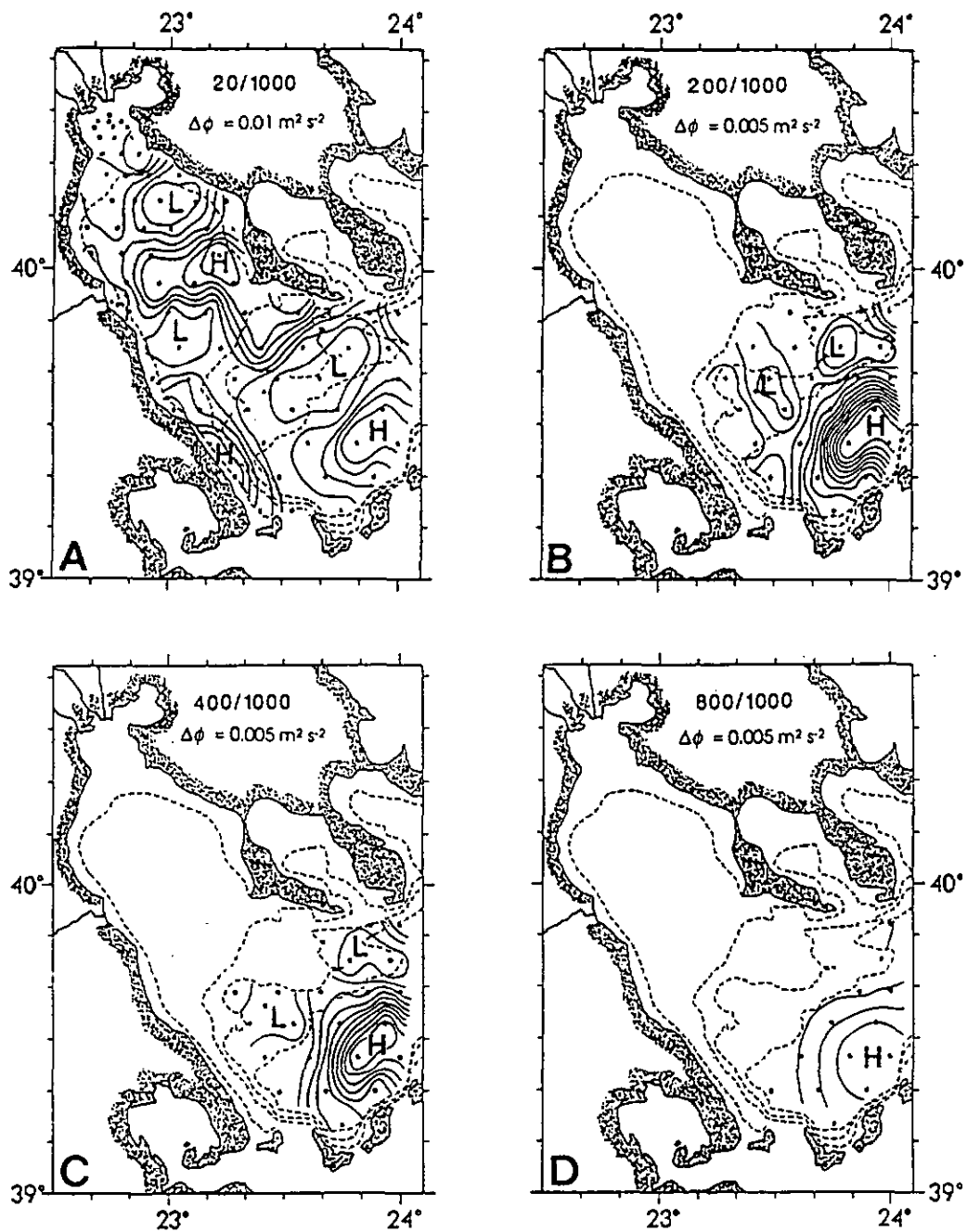


Fig. 7 Dynamic topographies of (A) 20-1000 dbar, (B) 200-1000 dbar, (C) 400-1000 dbar, and (D) 800-1000 dbar ( $10^4$  Pa).

This surface circulation of the whole system is well reflected in the distribution of the SPM patterns (Fig. 6A). South of Thermaikos Bay, where the main sources of SPM are located, turbidity variations are small, but high enough to indicate that the low pressure cells at 39°50'N and 40°10'N (Fig. 7A) are associated with cells of slightly lower turbidity (Fig. 6A). The opposite is true for the high pressure cells at 40°N and 39°20'N, which correspond to a turbidity of 400 mFTU. One can argue that the 380 mFTU roughly delineates the inflow of "clear" Aegean Sea surface water both along the shelf-break and the eastern shoreline, whereas the 400 mFTU cores at 40°N and 39°30'N match a trapping of turbid water.

The major outcome of these combined measurements is to mutually confirm the existence of a complex surface circulation meandering over the whole shelf with the presence of associated turbid patches about 20-25 km in size.

#### *Water masses and circulation in the deep basin*

One of the striking features of this survey is the presence, in June, of dense bottom water on the shelf and in the basin. The formation of dense water is a result of evaporation and winter cooling known to occur in the Aegean Sea.

Deep convective mixing in open sea areas and dense water formation over continental shelves contribute to the core of dense water that is known to fill the deep parts of the Aegean Sea (Lacombe *et al.*, 1958; Georgopoulos *et al.*, 1988; Lacombe, 1988; Gertman *et al.*, 1990). This dense water spreads isopycnally from the eastern Aegean sea, the main reservoir of dense water, to the northern and northwestern Aegean Sea as a result of displacement of the thermohaline front between the waters originating from the Black sea and the Levantine Sea (Gertman *et al.*, 1990).

The lack of continuity between SBW and BBW or even DW in the  $\Theta$ - $S$  diagrams (Fig. 4) invalidates the hypothesis of exchanges of dense water between the shelf and the basin at the time of the cruise. By analogy with the observations of dense water formation on adjacent shelves (Georgopoulos *et al.*, 1988; Gertman *et al.*, 1990), the SBW was probably remnant winter water formed locally.

The dense water masses identified in the deep basin with  $\sigma_\theta$  up to 29.39 (DW and BBW) were also observed in the winter of 1988 (Gertman *et al.*, 1990). They differ however from those reported by Sultan *et al.* (1987), who mentioned an autumn bottom water which was homogeneous between 600 m and the bottom, with  $T = 13.4$  °C,  $S = 38.87$  and  $\sigma_t = 29.30$  (BW, Fig.4A). Considering a total volume of  $4.1 \cdot 10^{12}$  m<sup>3</sup>, for both the Sporades Basin and Thermaikos Shelf, and an influx of  $0.85 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, the residence time of the water masses in June comes out to roughly 2 months. Therefore, the presence of these dense waters (SSW, DW and BBW) can well be transitory. The temporary advection of large volumes of deep dense waters formed during winter in the eastern Aegean Sea is thus a sensible hypothesis for the origin of the large anticyclonic eddy centered in the deep basin.

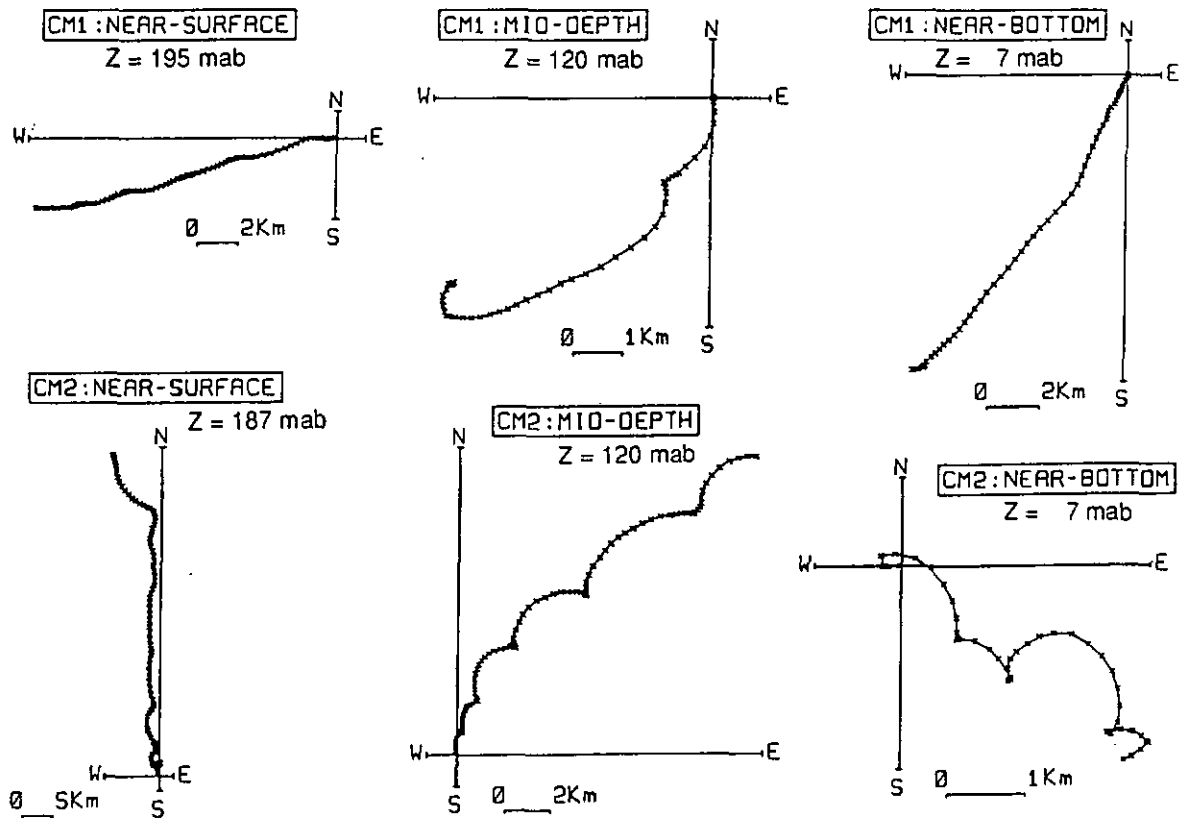


Fig. 8 Progressive vector diagrams in surface, mid-water depth and near-bottom for the moorings CM1 and CM2, localized in Fig. 2 (adapted from Balopopoulos and Papageorgiou, 1988). Z is the elevation above the bottom in meters (mab: meters above bottom), and the crosses mark 1 hour intervals.

The presence of a surface cyclonic cell over the northeastern slope (Fig. 7A) and of two companion residual cells, nestled over the canyons (Fig. 7B, C), demonstrates that the bottom topography significantly affects the circulation in the vicinity of the continental slope. Furthermore, this topographic steering and the existence of cyclonic flows close to the slope is supported by the shelfbreak depth and mid-depth turbidity patterns (Fig. 5D, Fig. 6B and C), indicating trapping over the canyons and a southerly drift of turbid plumes along the slope.

*Bottom transfer of SPM between the Thermaikos Shelf and the deep Sporades Basin across the continental slope*

The turbidity patterns reflect a multilayered structure, with a highly turbid BNL on the shelf. According to Chronis *et al.* (1988), as well as Lykousis and Chronis (1989), the BNL is mostly composed of abiogenic continental material supplied by rivers. Some of this material is deposited as sediment, but the rest is dispersed over the shelf. In Fig. 6D, the riverine inputs are clearly depicted, south of Thessaloniki Bay and Pinios river outlet, as turbidity maxima. Southwesterly bottom currents mentioned by Balopoulos *et al.* (1987) produce the dispersion of the BNL towards the outer shelf, but this transport apparently occurs mostly along the southwestern shore to the south. At the top of the northernmost interfluvial, a southeast near-bed residual current, measured during the cruise (CM2, Fig. 8), supports an off-shelf transfer of SPM, whilst, further south, a southwesterly near-bed water flow (CM1, Fig. 8) confirms the along-shore transport towards the south.

Should a significant transfer occur from the shelf to the deep basin, it would be reflected in turbidity patterns crossing the slope. In the canyons, the turbidity is less in the bottom layer than in the overlying water (Fig. 5D), suggesting that the canyons are inoperative as down-slope pathways. Although a clear water layer covers the basin between 100 and 300 m depth (Fig. 5D and 6B), there is some evidence of transfer of SPM across the shelf edge. This result is inferred from turbidity profiles for the open slope between the two canyons (Fig. 9) and the southernmost open slope (data not shown), as well as from the mean turbidity of the BNL (Fig. 6D), which show a prolongation of the BNL from the shelf to the open slope areas down to 400 m depth.

Moreover, the analysis of the mineralogical composition of the SPM indicates a continental origin and suggests that the INL along the slope derives from the BNL on the shelf (Kübler *et al.*, 1989). The SPM in the INL along the slope has the same mineralogical association than the SPM in the BNL on the outer shelf and near the river outlets. The mineralogical association with quartz, phengite, acid plagioclases and potash feldspars found in the different nepheloid layers are typical of a metamorphic province. The distinction between nepheloid layers is clearly evidenced by the relative enrichment of grain minerals, in particular quartz, as well as the relative impoverishment of phyllosilicates in the BNL and INL compared with the SNL. The presence of carbonates, as dolomite and calcite, in the BNL and the INL indicates a detrital origin (stripping of sedimentary rocks), although calcite also derives from biogenic production in the surface layer.

The absence of erosional structures on the interfluvial, inferred from sea-bed photographs (Lykousis and Collins, 1987), supports the suggestion that the INL around 400 m depth (fig. 5D and 6C) results, at least partly, from horizontal advection of material, derived from the shelf, by the along-slope cyclonic secondary circulation. This mid-slope turbid plume is bounded by the anticyclonic eddy centered within the deep basin which carries away and dilutes the suspended matter flowing seaward. The fluxes of SPM imported and exported of the basin by the geostrophic flows are both

about  $200 \text{ Kg s}^{-1}$  ( $120 \text{ Kg s}^{-1}$  if considering the portion of fluxes below the shellbreak depth). The similarity of these in- and out-fluxes suggests that no significant exportation of SPM occurs from the shelf to the open sea during this time of year.

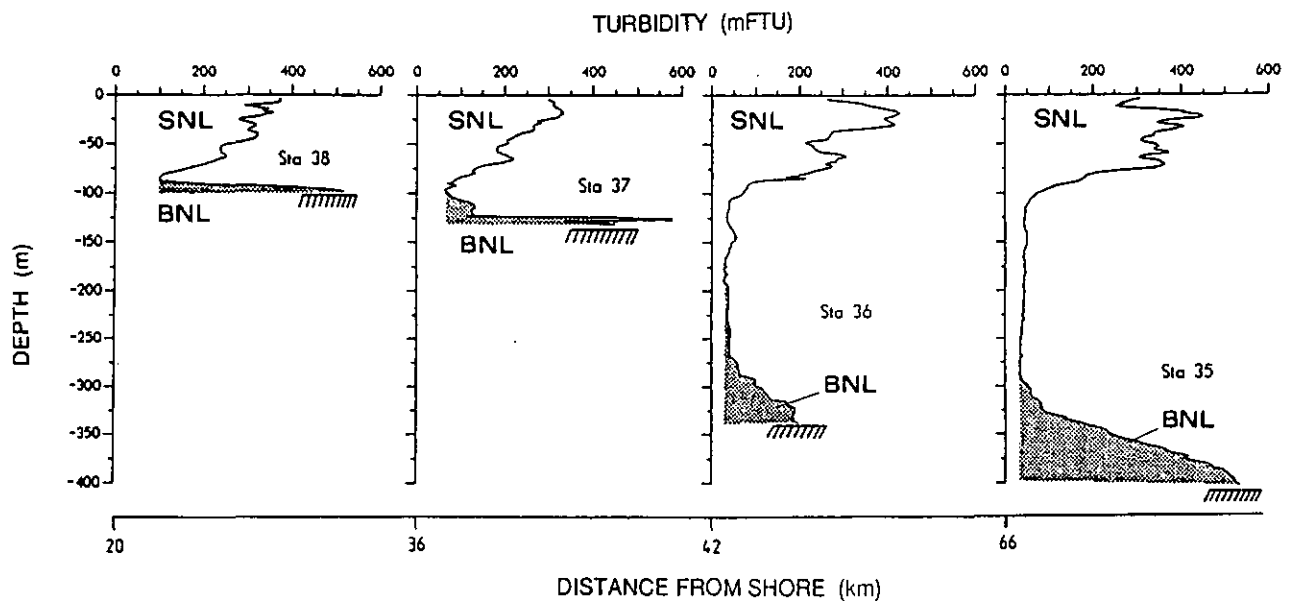


Fig. 9 Turbidity profiles for stations 38, 37, 36 and 35 indicating the continuity of the bottom nepheloid layer (BNL, shaded bottommost part of the profiles) along the main open slope of the Sporades Basin (section at a latitude of  $39^{\circ}45'N$ ). Surface (SNL) and bottom (BNL) nepheloid layers are labeled.

Thus, the narrow shelf along the southwestern coastline and its exit at the level of the western Sporades islands appear as a natural and preferential outlet for the SPM introduced by riverine inputs and transported on the shelf. However, a portion of the BNL moves beyond the shelf edge at the level of the open slope areas. The upper slope appears as a "buffer" zone collecting the SPM from the shelf before it is diluted seaward by the deep basin circulation. This scheme of SPM transport is related mainly to dense water circulation and is most likely transient, since dense water circulation is

believed to be merely temporary. However, the scheme of the sediment transport on the shelf and the assumption that only a minority of the SPM introduced onto the shelf is exported towards the basin is supported by seismic and sedimentologic observations (Lykousis and Chronis, 1989). The scheme of long term (Holocene) sediment transport on the shelf deduced from the distribution of silts, clays and clays minerals (smectite and illite) is similar to that inferred from the twin nephelometric and hydrographic measurements. These observations also show that 80-90% of the sediments dispersed from the rivers during the Holocene are captured by the extensive Thermaikos Shelf and that only minor amounts (10-20%) of very fine-grained material in suspension ( $< 30 \mu\text{m}$ ) are transported across the shelf edge.

### CONCLUSION

In this paper, the hydrographic and nephelometric data collection is used to characterize some major features of the SPM transport and the shelf-slope exchanges related to the circulation patterns. Our results are based on a single survey, and therefore do not address questions of temporal variability. However, existing hydrographic observations suggest a high seasonal variability of hydrodynamic conditions, which requires additional surveys over an annual period in order to better define the SPM transport in this region.

The observations emphasize the combined influence of the margin morphology and circulation on the SPM transport:

- The topography plays a major role in defining the circulation patterns. Although dynamic heights over the shelf are extrapolated, geostrophic calculations accord with what is known of water movements on the shelf and the current measurements performed during the cruise.
- There is a close correlation between aspects of the density-related flow field and the turbidity patterns indicating the major influence of isopycnal transfer processes in the dispersion of the SPM. On some occasions, interpretation of the turbid layers as tracers of water movements enhances the understanding of the circulation.
- The shelf waters are renewed by a cyclonic, but sinuous, circulation which disperses river-supplied suspended matter southward over the shelf. In the bottom nepheloid layer, advective flow conveys suspended particles mostly along the western coastline.
- Although canyons do not appear as pathways, there is some evidence for bottom transfer of suspended matter from the shelf to open slope areas. The circulation in the deep basin consists of a large anticyclonic eddy originating in the advection of deep water from the Aegean Sea and interacts with the topography. The cyclonic residual circulation close to the slope results in dispersion of suspended matter at mid-slope depth which originates from the shelf.

*Acknowledgements* - This research was performed within the framework of the program EURECOMARGE, and is supported by the Swiss National Science Foundation (projects 20.5194-86 and 20.25469-88) and the National Centre for Marine Research of Athens. The authors warmly thank the officers and crew of the R.V. Aegaio for their cooperation and assistance. Drs P.E. Biscaye, W.D. Gardner, A. Monaco, as well as anonymous reviewers, are gratefully acknowledged for their useful comments and suggestions. Thanks are also due to A. Conlon for his help in improving the English. This work forms part of a Ph. D thesis to be presented at the University of Neuchâtel.

## REFERENCES

- BALOPOULOS E.T. (1985) An analysis of the coastal water masses in the northwestern Aegean sea. *Thalassographica*, 8, 7-17
- BALOPOULOS E.T. (1986) Physical and dynamical processes in a coastal embayment of the northwestern Aegean sea. *Thalassographica*, 8, 59-78
- BALOPOULOS E.T. and A.E. JAMES (1984a) Surface currents in the N.W. Aegean Sea (Greece) as shown from the movement of driftcards. *VIII<sup>ème</sup> Journée d'Etude sur la Pollution*, Lucerne, CIESM, 129-139
- BALOPOULOS E.T. and A.E. JAMES (1984b) Drogue measurements of the upper layer circulation in Thermaikos Gulf, N.W Aegean Sea (Greece), *Thalassographica*, 7, 73-94
- BALOPOULOS E.T., M.B. COLLINS and A.E. COLLINS (1986) Satellite images and their uses in numerical modelling of coastal processes. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 905-919
- BALOPOULOS E.T., G. CHRONIS, V. LYKOUSIS and E. PAPAGEORGIU (1987) Hydrodynamical and sedimentological processes in the north-Aegean sea : Thermaikos plateau. in: *Colloque International d'Océanologie*, C.I.E.S.M., Perpignan, 24
- BALOPOULOS E.T and J. PAPAGEORGIU (1988) Current meter measurements in the North Aegean, Eastern Mediterranean Sea (Late Winter, 1987). *Rapports de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 31, 296
- CARSON B., E.T. BAKER, B.M. HICKEY, C.A. NITTRouer, D.J. DeMASTER, K.W. THORBJARNARSON and G.W. SNYDER (1986) Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - A summary. *Marine Geology*, 71, 1-13
- CHRONIS G., F. NYFFELER, E.T. BALOPOULOS, V. LYKOUSIS, C.H.GODET and E. PAPAGEORGIU (1987). Structures néphéloïdes benthiques et influence de la marge continentale dans le Golfe de Thermaikos et le bassin des Sporades, in: *Colloque International d'Océanologie*, C.I.E.S.M., Perpignan, 25
- CHRONIS G., V. LYKOUSIS, E.T. BALOPOULOS and E. PAPAGEORGIU (1988). Conditions hydrosédimentaires en Méditerranée nord-orientale. Application aux plateformes deltaïques N.O Mer Egée (plateau de Thermaïkos - bassin des Sporades): Projet EURECOMARGE. *Rapports de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 31, 296
- CHRONIS G., E.T. BALOPOULOS, V. LYKOUSIS and E. PAPAGEORGIU (1988). Les mécanismes d'alimentation du plateau de Thermaikos (N.O. mer Egée) par les couches néphéloïdes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXIII, 179-191
- GARDNER W.D. (1989) Baltimore canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research*, 36, 323-358

- GEORGOPOULOS D., A. THEOCHARIS, G. ZODIATIS and S. CHRISTIANIDIS (1988). On the formation of dense water over the shelf areas of the Northern Aegean Sea. *Rapports de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 31, 201
- GERTMAN I.F., I.M. OVCHINNIKOV and Y.I. POPOV (1990) deep water formation in the Aegean Sea. *Rapports de la Commission Internationale d'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, 32, 164
- GROEN P. (1948) Methods for estimating dynamic slopes and currents in shallow water. *Journal of Marine Research*, 7, 313-316
- KÜBLER B., C. BECK and F. NYFFELER (1989) Analyse par diffractométrie X, Scintag des suspensions des stations 9, 19, 26, 51 et 71, Golfe de Thermaïkos. *Etude 465 du laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie*, Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, pp 48
- LACOMBE H., P. TCHERNIA and G. BENOIST (1958). Contribution à l'étude hydrologique de la mer Egée en période d'été. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, X (8), 454-468
- LACOMBE H. (1988). Considérations générales sur l'océanographie physique méditerranéenne. *Océanologica Acta*, 9, 7-12
- LYKOUSIS V., M.B. COLLINS and G. FERENTINOS, 1981. Modern sedimentation in the N.W. Aegean sea. *Marine Geology*, 43, 111-130
- LYKOUSIS V. and M. COLLINS (1987) Sedimentary environments in the Northwestern Aegean Sea, identified from sea bed photography. *Thalassographica*, 10, 23-35
- LYKOUSIS V. and G. CHRONIS (1989) Mechanisms of sediment transport and deposition: sediment sequences and accumulation during the holocene on the Thermaïkos plateau, the continental slope, and basin (Sporadhes Basin), Northwestern Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 87, 15-26
- MALDONADO A. and H.H. NELSON (1990) The Ebro margin study, northwestern Mediterranean Sea - An introduction. In: C.H. Nelson and A. Maldonado (Editors) The Ebro continental margin, northwestern Mediterranean sea. *Marine geology*, 95, 157-163
- MONACO A., J. SOYER, P.E. BISCAYE, R. POCKLINGTON and S. HEUSSNER (1990) Particle fluxes and ECOsystem response on a continental MARGIN: ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10, 809-839
- NYFFELER F. and C.H. GODET (1986) The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. *Deep-Sea Research*, 33, 195-207.
- OVCHINNIKOV I.M. (1966) Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology*, 6, 48-59.
- ROBLES F.L.E., M.B. COLLINS and G. FERENTINOS (1983) Water masses in Thermaïkos Gulf, northwestern Aegean sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 16, 363-378
- SULTAN S.A.R., A.E. JAMES and M.B. COLLINS (1984) A note on processes influencing the mixed layer depth in the north western Aegean Sea. *Thalassographica*, 7, 5-18
- SULTAN S.A.R., A.E. JAMES and M.B. COLLINS (1987) Water masses in the northwestern Aegean sea, eastern Mediterranean sea (Autumn/Winter, 1978) *Thalassographica*, 10, 89-104
- VERONIS G. (1987) Inverse methods for ocean circulation. In: "General circulation of the ocean" (Eds H.D.I. ABARBANEL and W.R. YOUNG), Springer Verlag, New-York, 102-133
- WALSH J.J., P.E. BISCAYE and G.T. CSANADY (1988) The 1983-1984 Shelf Edge Exchange Processes (SEEP)-I experiment: hypothesis and highlights. *Continental Shelf Research*, 8, 435-456
- VANDEGRIESHEIM A., J.P. GOUILLOU and L. PRIEUR (1991) A deep-ocean nephelometer to detect bottom and intermediate nepheloid layers. *Deep-Sea Research* (in press)

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE L'HYDROLOGIE, DE LA DYNAMIQUE ET DES ÉCHANGES DE PARTICULES EN SUSPENSION DANS LE CANYON DU CAP-FERRET (MARGE AQUITAINE DU GOLFE DE GASCOGNE)

X. DURRIEU DE MADRON

Groupe Océane, 11, Rue Emile Argand, Université de Neuchâtel, 2007 Neuchâtel, Suisse

*Résumé* - 172 stations hydrologiques et néphélogométriques ont été collectées dans le cadre des campagnes ECOFER-I (juin 1989) et ECOFER-II (mai 1990) au voisinage du canyon du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne). Leur analyse met en évidence les caractères principaux de la circulation régionale et les échanges de particules en suspension entre le plateau et la pente continentale. La circulation principale est caractérisée par une forte veine de courant qui longe la marge. La direction de ce courant présente une forte variabilité à moyen terme (de l'ordre du mois). L'exportation de matière particulaire en suspension du plateau vers la pente s'effectue par la tête du canyon et le long de l'interfluve Sud. Les ondes internes apparaissent comme un moteur potentiel de la remobilisation du sédiment le long de la pente. La circulation principale limite l'extension des couches néphéloïdes intermédiaires vers le large et induit une dispersion parallèle à la pente. Sous l'action de courants de fond, le canyon canalise les transferts de matière particulaire en suspension entre la pente supérieure et le milieu profond.

### INTRODUCTION

Les fleuves et le ruissellement côtier déversent une grande quantité de matériel particulaire sur le plateau continental du Golfe de Gascogne (Fig. 1). La Gironde représente, avec un débit solide entre  $0.5$  et  $1.6 \cdot 10^6 \text{ T an}^{-1}$ , la principale source d'apports sédimentaires (~70%, Castaing & Jouanneau, 1987). Près du fond, la matière particulaire en suspension (MES) résulte de la dispersion du matériel continental, ainsi que de la remise en suspension par les courants de marée et la houle de sédiments déjà déposés sur le plateau (p.e. au niveau des vasières de la Gironde (Latouche *et al.*, 1988)). Les vasières retiennent ainsi 35% du matériel apportées par la Gironde, 25% sont stockées dans les marennes d'Oléron, et les 45% restant sont dispersées sur le plateau (Ruch, communication personnelle). Une partie de cette MES est transportée jusqu'en bordure du plateau externe, puis est exportée vers le large et le milieu abyssal. A ce titre, Castaing *et al.* (1982) ont montré un transfert de grains de quartz détritique vers le large avec un important phénomène de remise en suspension au niveau du plateau externe sous l'action conjuguée de la houle, des ondes internes et des courants.

La circulation dans le secteur Sud-Est du Golfe de Gascogne est globalement cyclonique (La Floch, 1969 et 1970). Un mouvement tourbillonnaire anticyclonique apparaît occasionnellement à l'extrémité orientale du bassin. L'évolution temporelle de la circulation est très rapide et peut se traduire par une inversion locale des courants. La marée est dominée par la composante barotrope semi-diurnale qui induit des courants maximums, orientés vers le sud, au niveau de la rupture de pente (Le Cann, 1990).

Une étude du transtert de la MES du plateau continental aquitain vers le large, au voisinage du canyon du Cap-Ferret (Fig. 1), a été entreprise dans le cadre du programme ECOMARGE (Dinat *et al.*, 1990; Monaco *et al.*, 1990). Ce canyon a une largeur de 30 km au niveau de la rupture de pente et une profondeur de 2500 m à la base de la pente continentale (Fig. 2). En complément des mesures de flux particulières et de courants à stations fixes, le programme tente de caractériser les conditions hydrologiques et hydrosédimentaires. Cette étude hydrologique et néphélogique utilise les mesures obtenues au cours des campagnes ECOFER-I (19-27 juin 1989) et ECOFER-II (5-15 mai 1990) (Fig. 2). Nous nous sommes attachés plus particulièrement à déterminer l'influence de la circulation régionale, déduite du champ de densité, sur l'exportation de la MES du plateau vers le large.

## INSTRUMENTS ET METHODES

Les paramètres hydrologiques (température, conductivité, pression) ont été déterminés sur toute la colonne d'eau à l'aide d'une sonde CTD Neil Brown Mark III. Un néphélogique associé à la sonde mesure la diffusion de la lumière par les particules en suspension. L'intensité diffusée (corrigée en absorption) est traduite en terme de turbidité par un étalonnage préalable en laboratoire avec des solutions de Formazine (Nyffeler & Godet, 1986). La turbidité ainsi calculée s'exprime en Formazine Turbidity Unit (FTU).

L'évolution temporelle à court terme des structures turbides a été étudiée lors de la mission ECOFER-II pour plusieurs séries de profils réalisées en continu pendant 3 à 5 heures (Fig. 3). Les profils de turbidité montrent, entre 50 et 150 m de profondeur, des écarts allant jusqu'à  $\pm 100\%$  alors que la température et la salinité varient très peu (écarts intérieurs à 0.05%). Ce résultat implique que par la suite seules les variations supérieures à 100 mFTU seront considérées comme significatives pour les zones de subsurface à forts gradients de turbidité verticaux ou horizontaux. La variabilité pour les profondeurs supérieures à 200 m est faible et l'incertitude maximale est alors estimée  $\pm 10$  mFTU.

La composante barocline du courant est obtenue à partir des données hydrologiques en utilisant l'approximation géostrophique des équations de mouvements. Le choix de la profondeur de référence vers 2000 m s'appuie sur les résultats de courantométrie (Jouanneau, communication personnelle)

qui montrent à cette profondeur une vitesse résiduelle très faible ( $\sim 0.5 \text{ cm s}^{-1}$ ). L'ajustement des hauteurs dynamiques sur la pente et le plateau considère une vitesse nulle au point commun le plus profond pour chaque paire de stations (Groen, 1948).

Les modifications hydrologiques provoquées par la marée perturbent le champ de densité. La variabilité à court terme des hauteurs dynamiques a été déterminée localement pour les profils répétés. Cette évolution temporelle, estimée à  $\pm 0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  pour la colonne d'eau entre 20 et 2000 dbar, représente au maximum 30% de la variation horizontale des hauteurs dynamiques pour les transects perpendiculaires à la marge. Malgré la perturbation engendrée par la marée, la distribution des géopotentiels est considérée comme représentative de la distribution moyenne des hauteurs dynamiques et de la circulation parallèle à la marge.

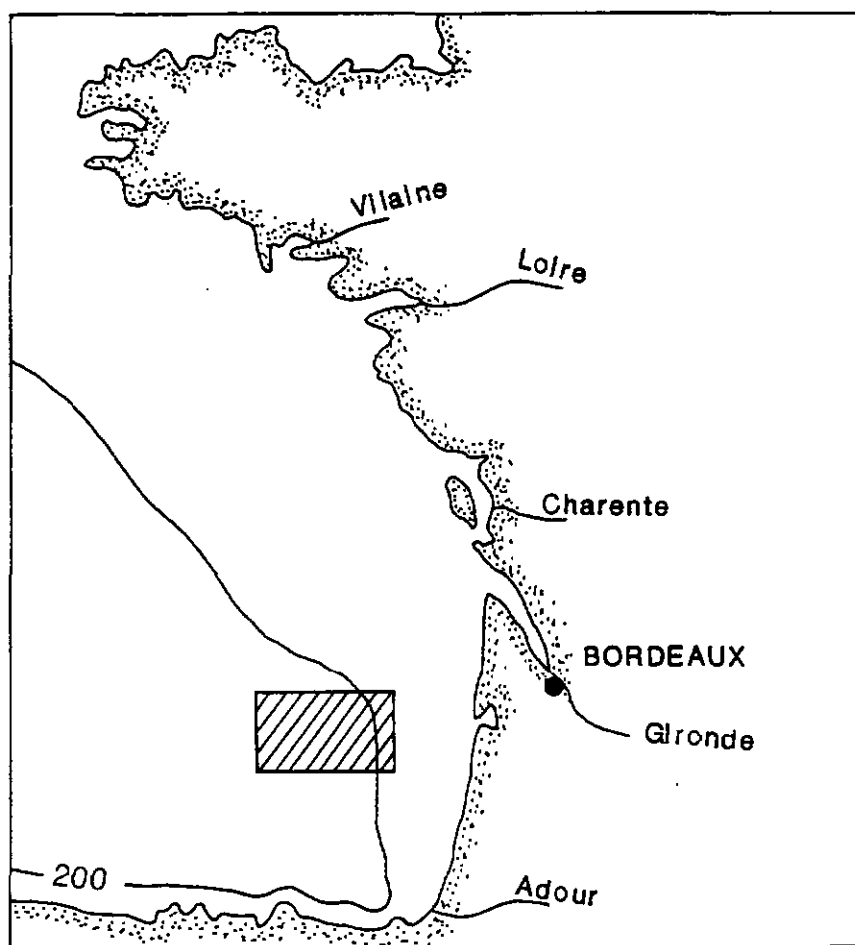


Fig. 1 Zone d'étude (région hachurée) du canyon du Cap-Ferret sur la marge aquitaine du Golfe de Gascogne.

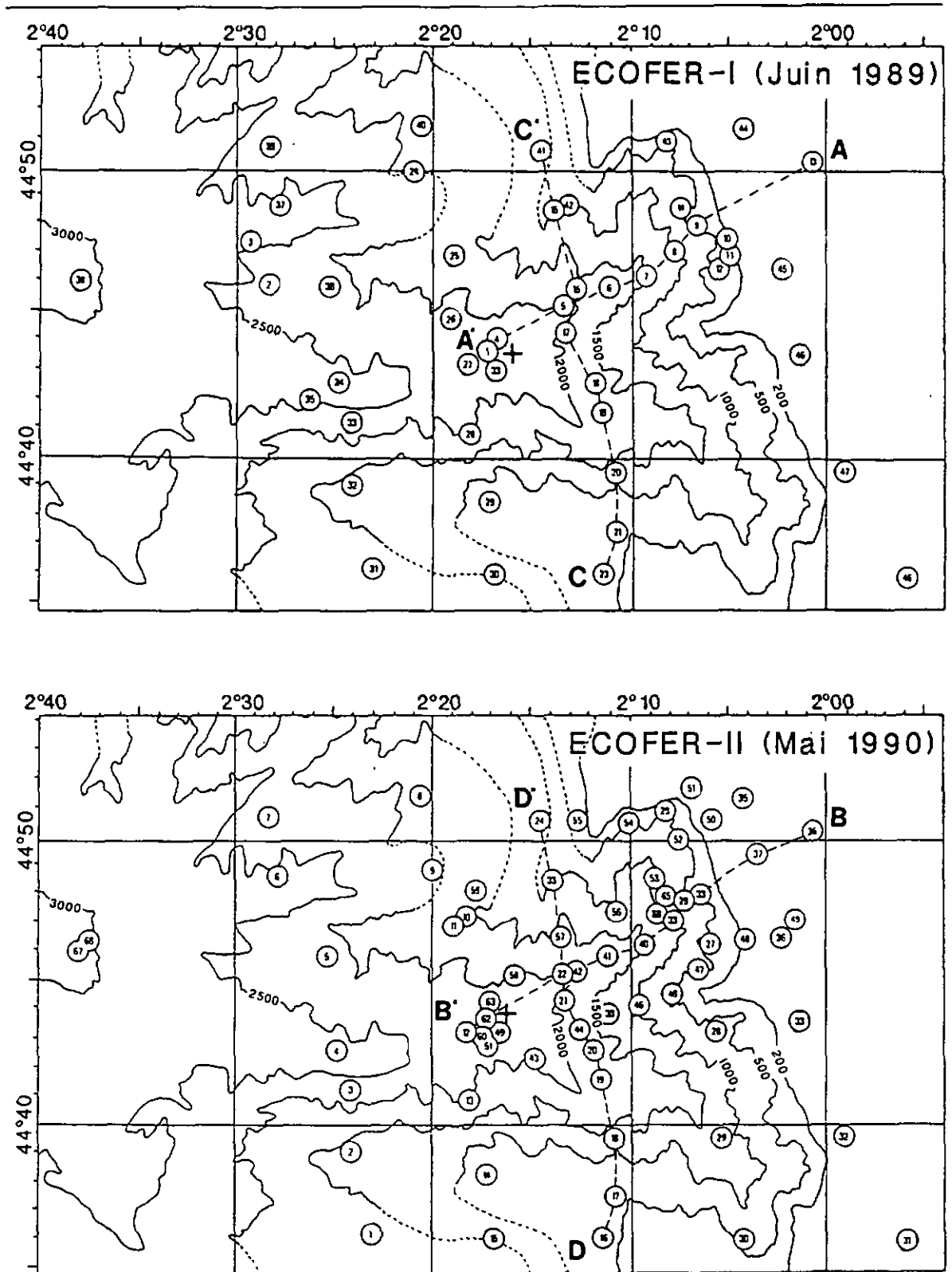


Fig. 2 Position des stations lors des missions ECOFER-I (23 - 27 juin 1989) et ECOFER-II (5 - 15 mai 1990). Les croix représentent la localisation de la ligne de courantomètres et de pièges à sédiments dans l'axe du canyon.

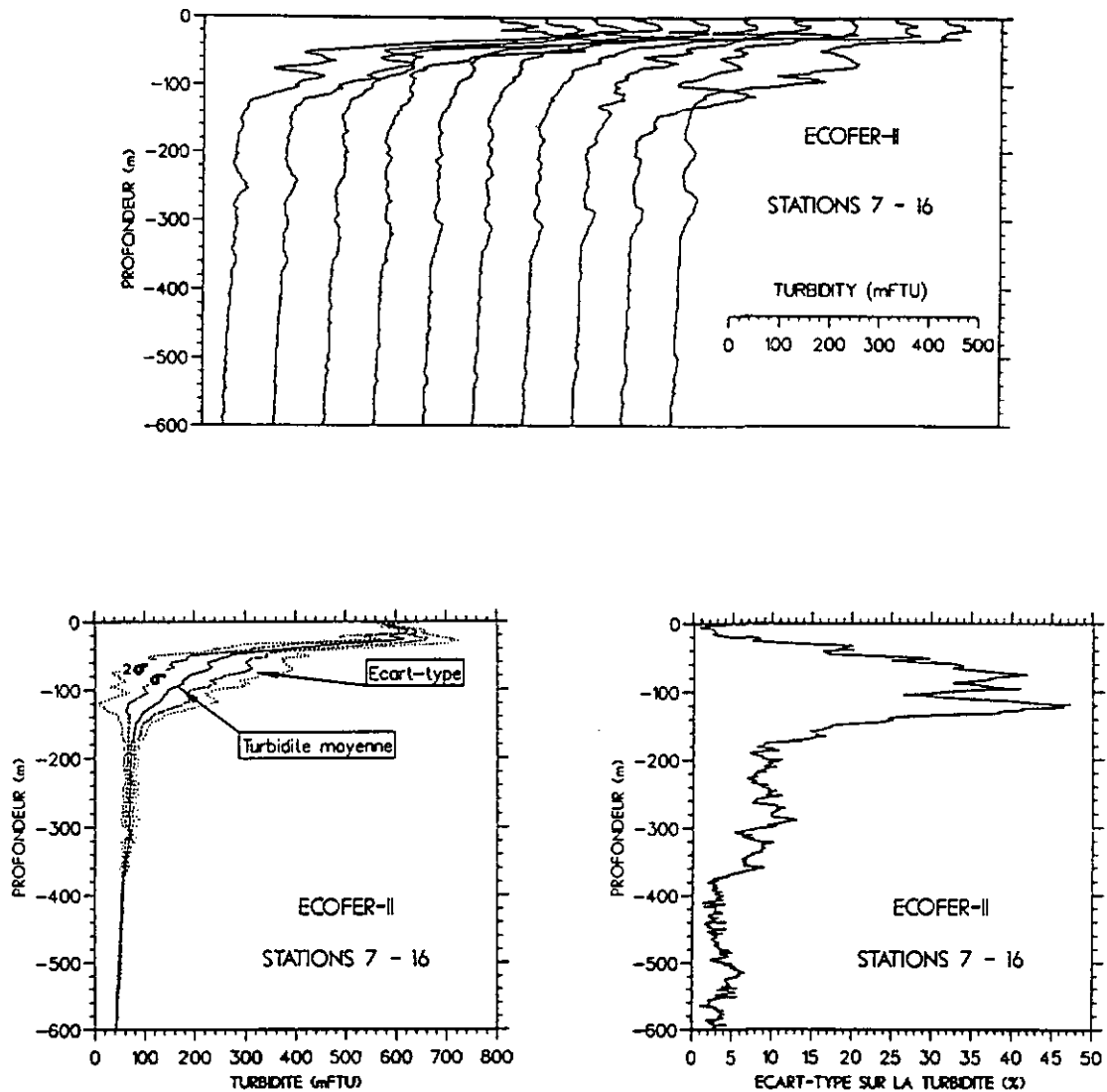


Fig. 3 Série de 10 profils néphéométriques, répétés toutes les 15-20 minutes à station fixe, lors de la mission ECOFER-II (mai 1990). L'incertitude est décrite comme étant égale à l'écart-type ( $\sigma$ ) déduit de l'analyse statistique des profils. La variabilité temporelle à court terme montre des écarts par rapport à la valeur moyenne très faible en dessous de 300 m et atteignant  $\pm 100\%$  ( $\approx 2\sigma$ ) à 150 m. Des résultats similaires ont été obtenus dans les 300 premiers mètres de la colonne d'eau pour d'autres profils répétés pendant cinq heures.

## RESULTATS

### *Hydrologie*

Les caractères généraux de l'hydrologie lors des deux missions sont identiques en dessous de la couche de surface (> 100 m). Les diagrammes  $\Theta.S$  obtenus pour l'ensemble des stations (Fig. 4) et la distribution verticale des paramètres hydrologiques dans l'axe du canyon (Fig. 5) permettent de distinguer de la surface vers le fond l'influence de trois masses d'eau:

- l'eau centrale Nord-Atlantique (E.C.N.A), entre 200 et 500 m de profondeur, dont la limite inférieure est caractérisée par un minimum de salinité vers 500 m. Cette masse d'eau est originaire de la zone centrale de la circulation générale anticyclonique de l'Atlantique Nord (Sverdrup *et al.*, 1942);
- l'eau méditerranéenne (E.M), entre 800 et 1200 m de profondeur, caractérisée par un maximum de salinité vers 1000 m;
- l'eau de fond (E.F), pour les profondeurs supérieures à 2000 m, essentiellement influencée par l'eau de fond Antarctique (Byun, 1980).

D'autre part, une masse d'eau dite eau de Labrador (E.L) se situe entre 1500 et 2000 m de profondeur et se propage sur la surface isopycne  $\sigma_\theta = 27.8$ . Cette masse d'eau est caractérisée par un maximum d'oxygène dissous et par un minimum de salinité. Ce dernier diminue au fur et à mesure du déplacement de cette masse d'eau vers l'est jusqu'à disparaître au niveau du Golfe de Gascogne (Byun, 1980).

### *Circulation régionale*

La topographie dynamique montre les grandes lignes du mouvement des masses d'eau (Fig. 6). Une intense circulation, nettement perceptible jusqu'à 1500 m de profondeur, longe la pente continentale à l'aplomb des isobathes 1000 à 2000 m (Fig. 7). Ce courant, d'une largeur de 10 km, est associé à un front thermo-halin occupant la partie supérieure de la pente (Fig. 5). Malgré une faible dénivellation des isopycnales, ce front présente un fort gradient horizontal de densité ( $\Delta\sigma_\theta/\Delta x$ , jusqu'à  $5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ ) dû à une importante stratification. La veine de courant principale est globalement orientée du Nord vers le Sud en Juin 1989 avec un débit de l'ordre de  $4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . En mai 1990, le courant s'écoule dans le sens inverse avec un débit de l'ordre de  $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Les géopotentiels en juin 1989 indiquent un méandre longeant précisément la bathymétrie du canyon, alors qu'en mai 1990 le courant traverse le canyon sans perturbation apparente et pénètre sur le plateau à la hauteur de son flanc Nord (Fig. 6).

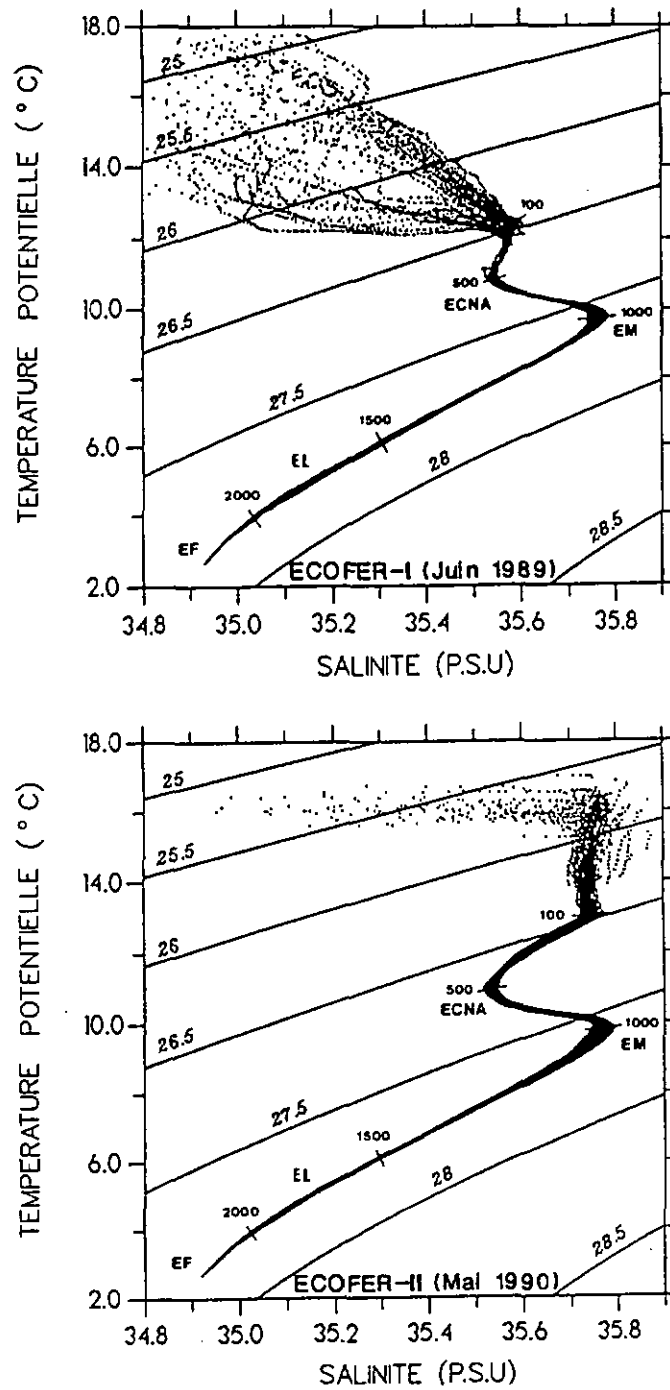


Fig. 4 Diagrammes  $\Theta$ -S pour l'ensemble des stations pour chaque mission. ECNA : Eau centrale Nord-Atlantique, EM : Eau Méditerranéenne, EL : Eau du Labrador et EF : Eau de Fond.

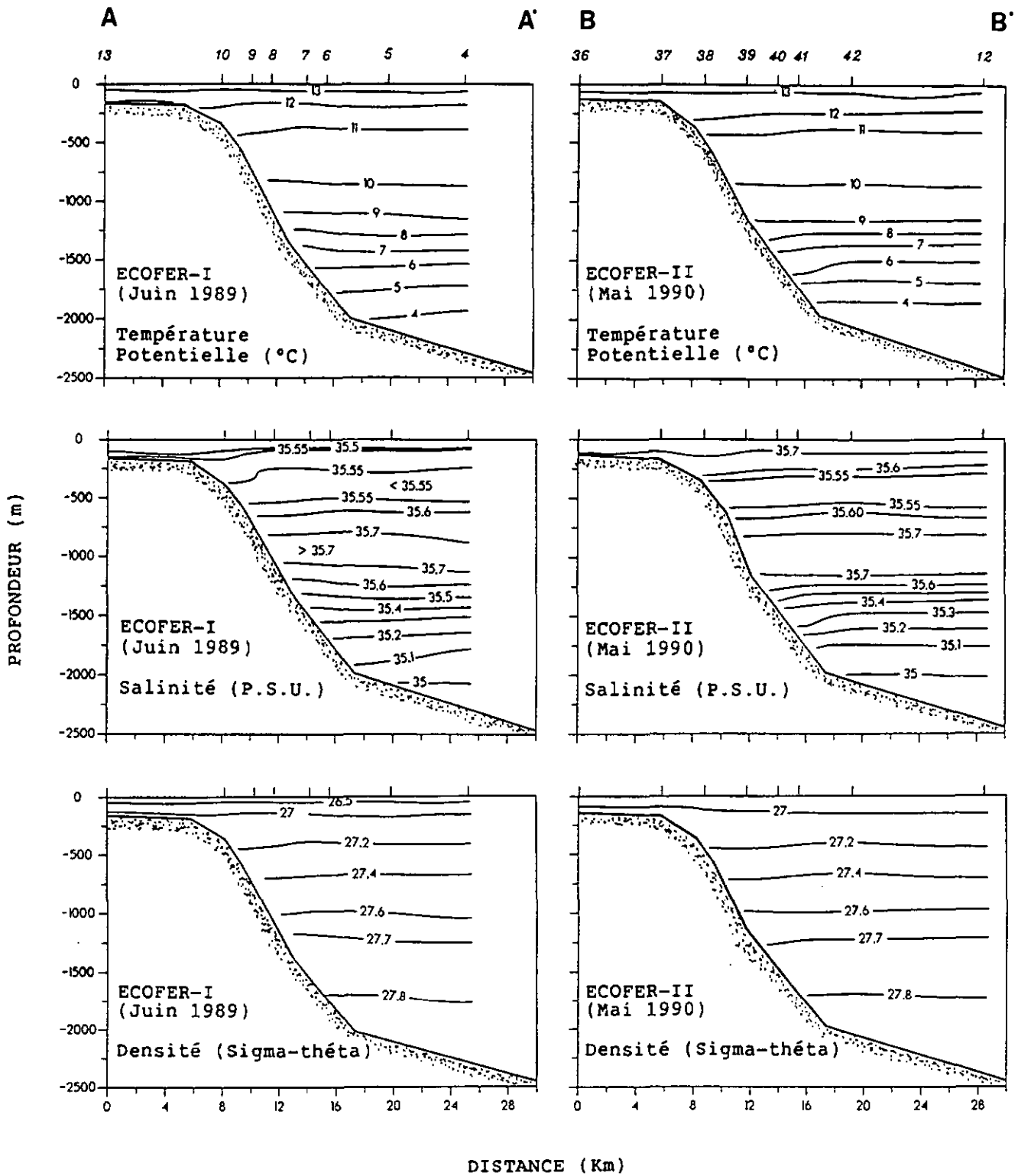


Fig. 5 Structures hydrologiques verticales le long de l'axe du canyon du Cap-Ferret Voir Fig. 2 pour la position des transects: A - A' (ECOFER - I) et B - B' (ECOFER - II).

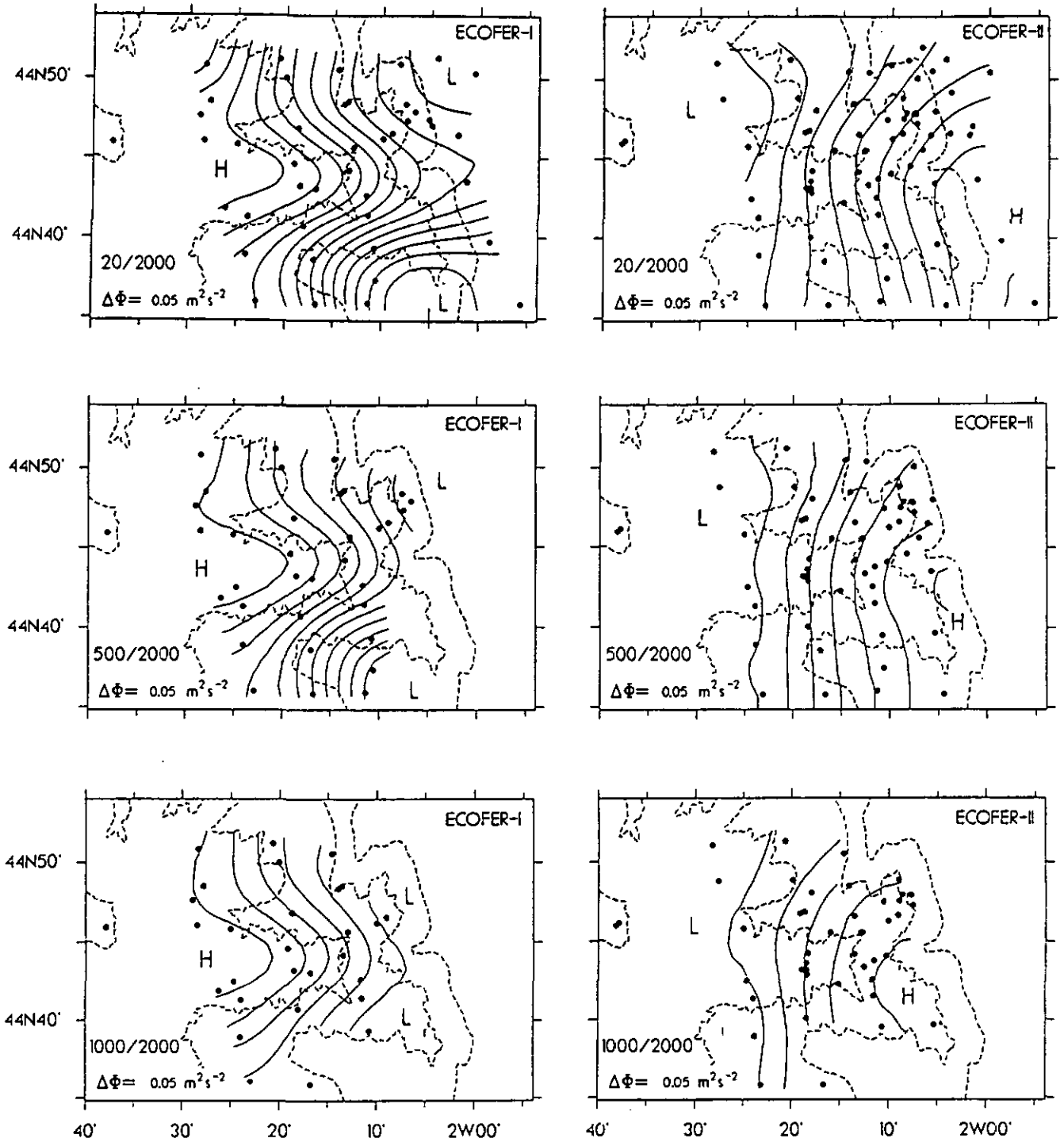


Fig. 6 Topographies dynamiques à 20, 500 et 1000 dbar par rapport à 2000 dbar (dbar= $10^4$  Pa). Les géopotentiels indiquent, en assumant l'approximation géostrophique, une circulation N-S en Juin 1989 longeant la bathymétrie et une circulation S-N en Mai 1990 (L: Low pressure, H: High pressure). Les isobathes 200,1000, 2000 et 3000 sont indiquées par des pointillés.

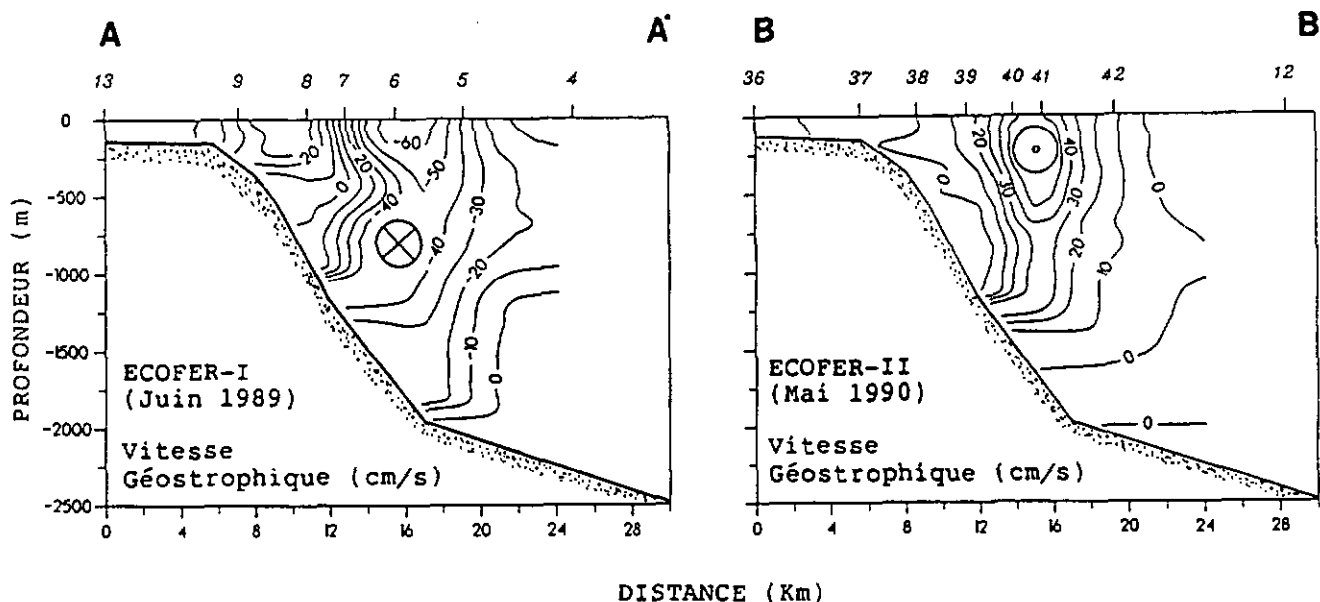


Fig. 7 Sections verticales des vitesses géostrophiques le long de l'axe du canyon du Cap-Ferret. La profondeur de référence est fixée à 2000 dbar ( $\text{dbar}=10^4 \text{ Pa}$ ) et l'ajustement le long de la pente assume une vitesse nulle au niveau commun le plus profond entre chaque paire de stations. Les stations de ces sections sont positionnées dans la Fig. 2 et sont les mêmes que celle présentées dans les sections de la Fig.5.

#### *Structures néphéloïdes*

La distribution verticale des structures néphéloïdes est illustrée par des sections parallèles et perpendiculaires à l'axe du canyon (Fig. 8). En dessous de la couche néphéloïde de surface, les valeurs de la turbidité ne montre pas de différences significatives d'une campagne à l'autre. Les eaux les plus claires ont une turbidité de l'ordre de 20 mFTU et apparaissent au large à la profondeur de la veine d'eau du Labrador. Sur le plateau continental, la couche néphéloïde de fond à la latitude de la tête du canyon déborde le long de la pente (Fig. 8A et B). Plusieurs couches néphéloïdes intermédiaires, dont une très importante vers 500 m de profondeur, se détachent de la pente. La taille

et l'intensité des structures turbides le long de l'axe du canyon diminuent avec la profondeur jusqu'à 1000 m. En dessous de cette profondeur, la base du canyon est occupée par une couche néphéloïde de fond d'une épaisseur moyenne de 500 m qui se prolonge dans l'axe du canyon jusqu'à grande profondeur (Fig. 8A et B). Dans la partie sud du plateau, une couche néphéloïde de fond longe l'interfluve jusqu'à une profondeur de 500 m (Fig. 8B). Cette couche décolle du flanc sud du canyon pour former une couche néphéloïde intermédiaire se développant quasi-horizontalement entre les isopycnales 27.2 et 27.4 (Fig.5). En Mai 1990, ce panache turbide s'étend en travers du canyon alors qu'en juin 1989 la dispersion est réduite aux abords immédiats du flanc Sud du canyon. Les couches néphéloïdes intermédiaires sont confinées à la partie supérieure de la pente. La distribution isopycnale de la turbidité montre une dilution vers le large parallèle à la direction générale du talus (Fig. 10).

La couche néphéloïde de fond correspond à l'augmentation de turbidité entre la profondeur du minimum de turbidité et le fond. Cette couche, relativement homogène, présente des valeurs de turbidité entre 30 et 60 mFTU légèrement supérieures à celles des eaux claires sus-jacentes. Sur la partie inférieure de la pente (profondeur > 2000 m), l'ensemble des stations à l'intérieur ou à l'extérieur du canyon montre, au niveau de la veine d'eau de fond ( $\sigma_\theta > 27.8$ ), une couche néphéloïde homogène pouvant atteindre 1000 m d'épaisseur. La turbidité moyenne dans la couche néphéloïde de fond décroît du plateau vers le milieu profond (Fig. 9). Cette représentation met bien en évidence les apports au niveau de la tête de canyon et des interfluves. La partie profonde dans l'axe du canyon présente une légère augmentation de turbidité vers l'aval par rapport aux zones avoisinantes.

## DISCUSSION

### *La circulation régionale*

La circulation dans le bassin au large du canyon du Cap-Ferret est principalement cyclonique (Le Floch, 1969 et 1970) et présente une évolution rapide de l'ordre de quelques jours. Elle peut se scinder en deux pour former un mouvement cyclonique dans la partie Nord et un mouvement tourbillonnaire anticyclonique au Sud du bassin. Sur le plateau, Castaing *et al.* (1982) ont décrit une divergence de la direction des courants de fond, de part et d'autre d'une zone centrée sur le 45° parallèle. Les enregistrements courantométriques montrent une grande variation à moyen terme de l'ordre du mois de la direction du courant (Fig. 11). La variabilité de la circulation générale à proximité du canyon du Cap-Ferret et la présence de circulations secondaires à l'échelle du bassin est sans doute à l'origine de l'inversion du courant observée entre les deux campagnes.

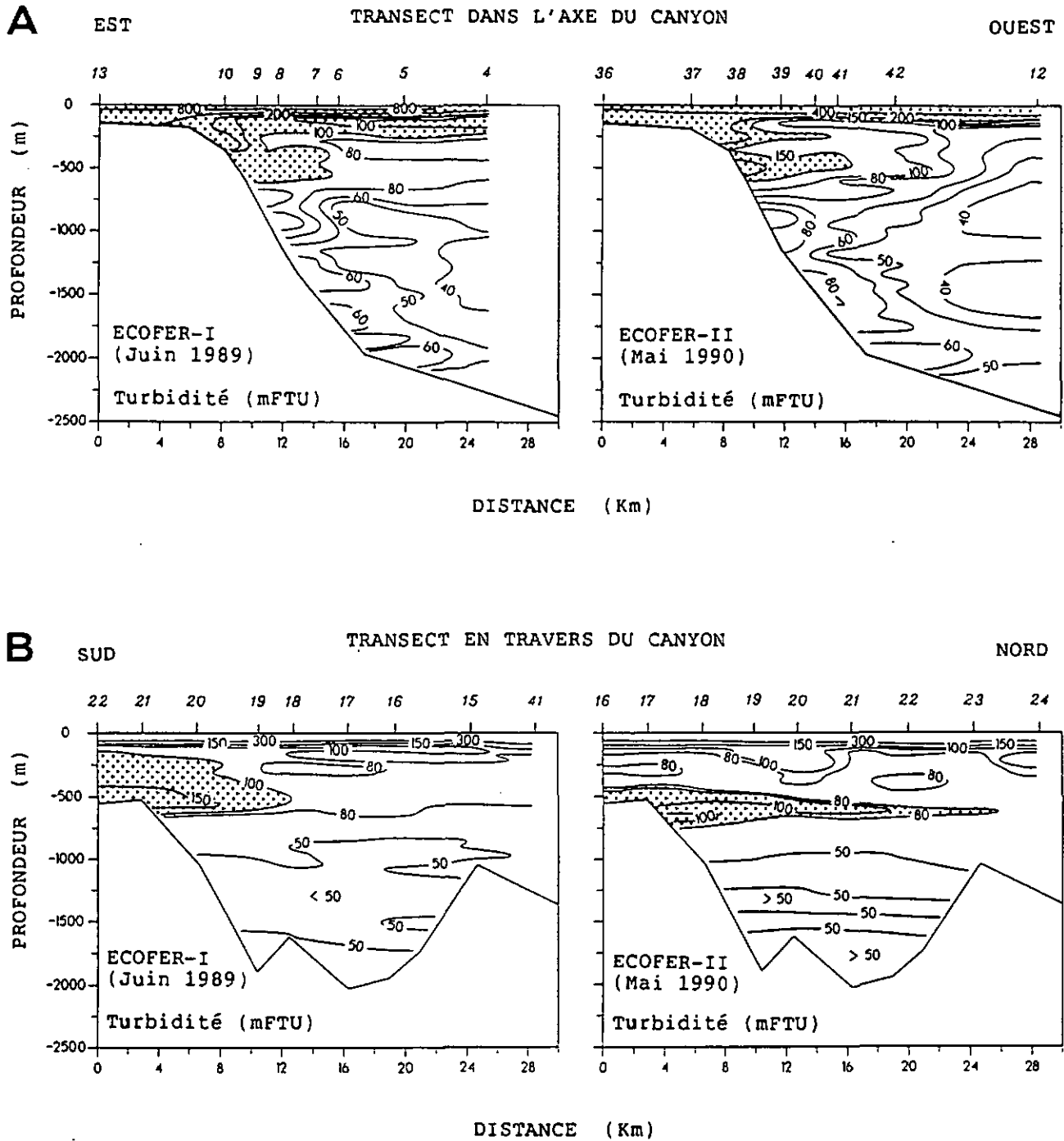


Fig. 8 Structures néphéloïdes le long de l'axe (transects: A - A' et B - B' dans la Fig. 2) et en travers du canyon du Cap-Ferret (transects: C - C' et D - D' dans la Fig. 2).

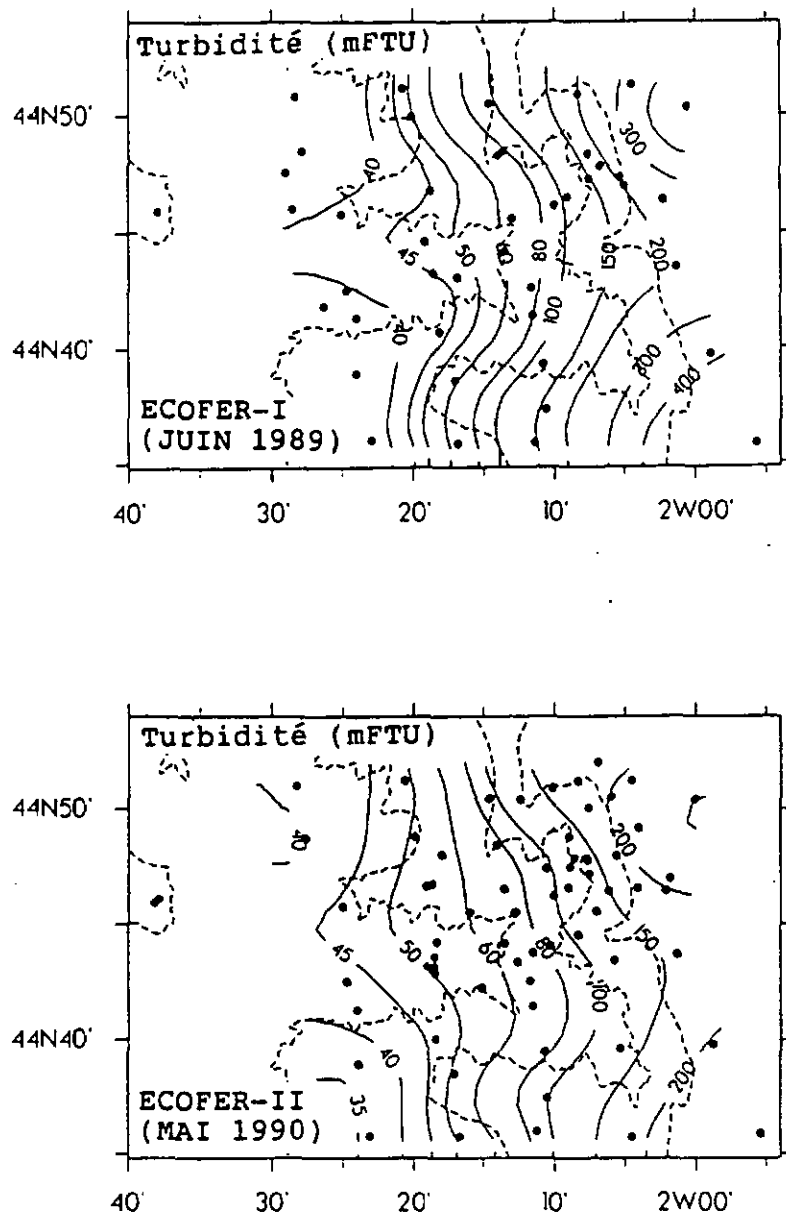


Fig. 9 Turbidité moyenne dans la couche néphéloïde de fond. Cette couche s'étend entre le niveau correspondant au minimum de turbidité dans les eaux claires et le fond.

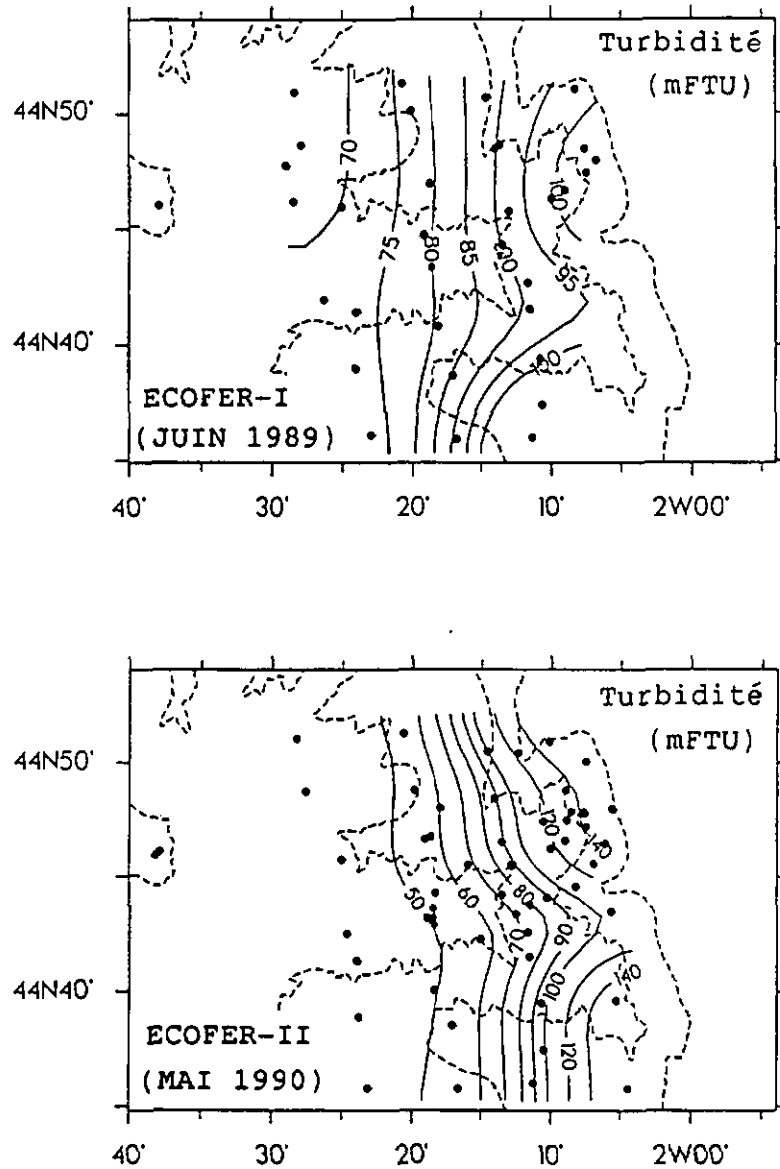


Fig. 10 Structures turbides sur les isopycnales ( $\sigma_{\theta} = 27.2$ ). L'extension des structures vers le large est limitée par la présence du fort courant géostrophique liée au front thermo-halin le long de la pente.

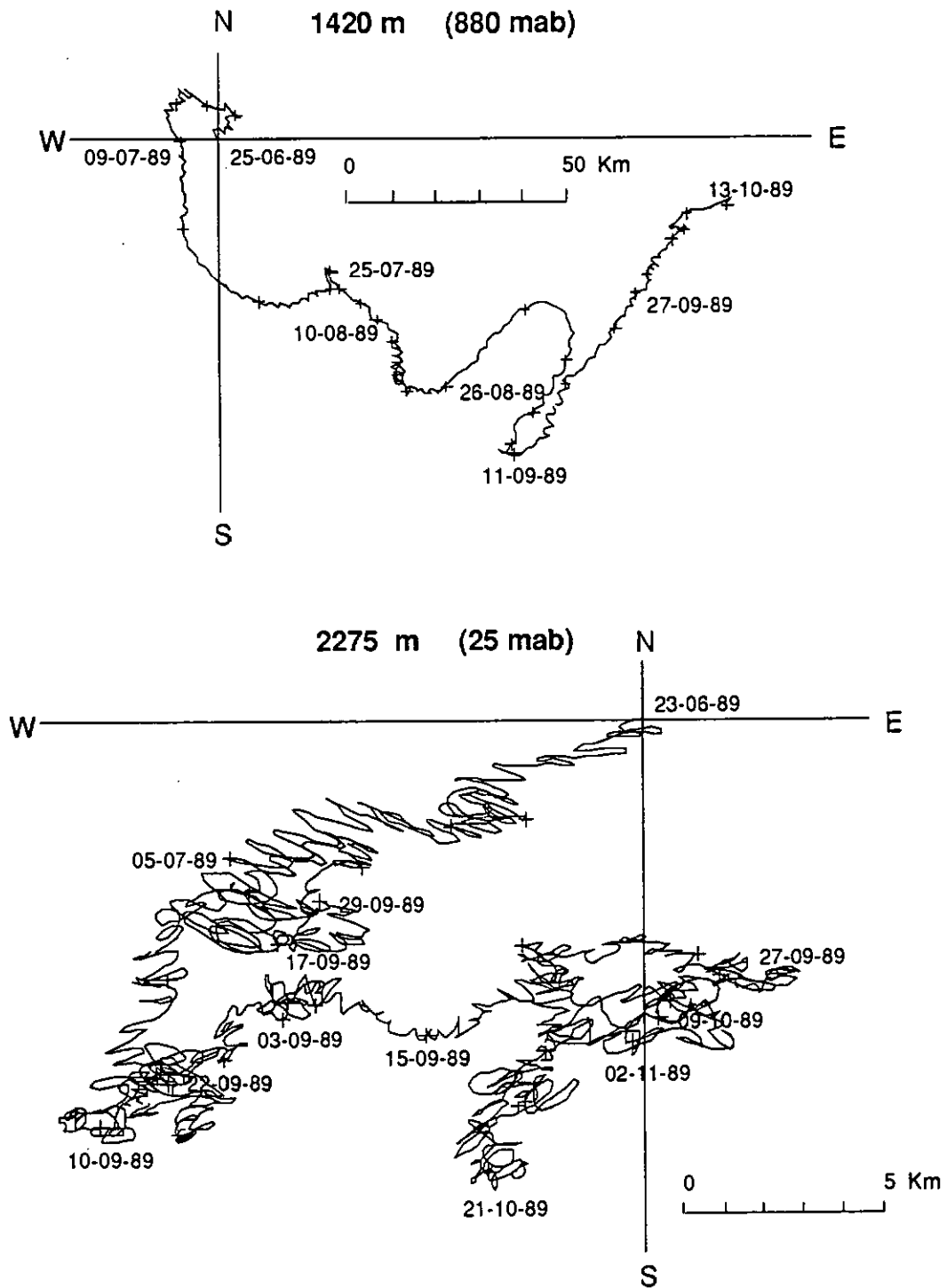


Fig.11 Hodographes des courants mesurés à 1420 et 2275 m de profondeur dans l'axe du canyon du Cap-Ferret entre le 23 Juin et Octobre-Novembre 1989 (d'après Jouanneau, communication personnelle). La hauteur des courantomètres par rapport au fond est indiquée entre parenthèses (mab: meter above bottom). La position du mouillage est indiquée par une croix dans la Fig. 2.

*Le transfert des couches néphéloïdes intermédiaires*

Les couches néphéloïdes intermédiaires qui apparaissent le long de la pente se développent principalement le long des surface isopycnales séparant les masses d'eau. Ce phénomène est bien illustré par le panache turbide qui se détache de la tête et du flanc Sud du canyon (Fig. 8A et B) et se propage dans la zone de transition entre l'eau centrale nord-atlantique et l'eau méditerranéenne (Fig. 5). Plusieurs auteurs indiquent l'existence d'une resuspension du sédiment jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur le long de la pente, sous l'action conjuguée de la topographie et des ondes internes liées à la marée (Hotchkiss & Wunsch, 1982; Cacchione & Drake, 1986). Dickson & McCave (1986) ont montré que pour qu'il y ait resuspension du sédiment par les ondes internes, l'inclinaison de ces ondes devait se rapprocher de celle de la bathymétrie. L'inclinaison des ondes internes est déterminé par l'expression  $[(\sigma^2 - f^2)^{1/2} / (N^2 - \sigma^2)^{1/2}]$  (Huthnance, 1981), où  $N$  représente la fréquence de Brunt-Vaisala,  $f$  le facteur de Coriolis ( $\approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) et  $\sigma$  la fréquence de la marée. Dans le canyon du Cap-Ferret la pente des ondes internes associées à la composante semi-diurnale de la marée ( $\sigma_{M2} = 1.4 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) varient entre 0.012 et 0.016. Les cartes bathymétriques ne nous permettent pas d'estimer avec précision la pente du talus continental, mais la pente de la tête du canyon (entre 0.1 et 0.2) est globalement plus inclinée que les ondes internes. Les régions de la rupture de pente et de l'interfluve sud présentent toutefois des inclinaisons plus faibles ( $< 0.04$ ) qui se rapprochent de celles des ondes internes. Localement, la bathymétrie la pente présente vraisemblablement une inclinaison similaire ou très proche de celles des ondes internes; ces régions forment alors des sites potentiels de resuspension du sédiment. Un transport subséquent du matériel resuspendu s'effectue le long des isopycnales, impliquant la prédominance de l'advection par rapport aux échanges verticaux. Le transfert advectif par la veine de courant longitudinale à la pente est illustré par l'extension en travers du canyon d'une couche néphéloïde intermédiaire. En Mai 1990, ce panache turbide traverse le canyon en suivant la veine principale du courant, orientée vers le nord. Compte tenu de la vitesse du courant à cette profondeur, ce transfert advectif du matériel resuspendu au niveau de l'interfluve sud peut s'effectuer en moins d'un jour. En juin 1989, son extension réduite est liée au sens du courant qui suit la bathymétrie du canyon vers le sud.

L'extension vers le large des couches néphéloïdes intermédiaires provenant du plateau ou de la pente est contrôlée par le courant qui apparait comme une barrière cinématique le long de la pente. Il s'agit d'une barrière en terme de concentration, mais pas en termes d'exportation car le courant induit un transport de MES parallèle à la pente. L'entraînement et la dilution subséquents de MES, pénétrant dans la veine de courant, se traduit par une diminution de la turbidité vers le large. Le sens du courant longitudinal à la pente n'affecte pas ce schéma.

L'analyse des structures hydrologiques et néphélométriques établit ainsi que les régions directement influencées par la circulation régionale et les apports de matériel particulaire du plateau continent à

la rupture de pente. Elle montre ainsi que les mesures de courants et de flux particulières collectées sur le mouillage dans la partie centrale du canyon décrivent un environnement externe aux zones d'échanges principales entre le plateau et la pente.

*Les échanges de MES entre le plateau et le milieu profond*

La couche néphéloïde de fond sur le plateau est nettement associée à une couche limite de fond qui s'étend en moyenne sur 50 m d'épaisseur, indiquant ainsi un transport actif par les courants de fond.

La continuité de la couche néphéloïde de fond le long de la pente (Fig. 9), est compatible avec un transfert de MES du plateau vers le milieu profond. Toutefois, la distribution régulière de la turbidité moyenne sur l'ensemble de la pente supérieure suggère également une advection de la MES parallèlement au talus et à proximité du fond. Sur la partie inférieure de la pente, l'épaisseur et l'homogénéité de la couche néphéloïde de fond implique un mélange vertical dans la veine d'eau de fond. La langue de turbidité qui se prolonge vers l'aval résulte vraisemblablement d'une canalisation des transferts dans l'axe du canyon. L'observation de courants de fond, à 25 m (Fig. 11) et 230 m (données non montrées) au dessus du sol sur un fond de 2275 m (Fig. 11), principalement orientés suivant l'axe du canyon renforce cette dernière hypothèse. De tels courants de fond peuvent résulter d'un processus d'ajustement du gradient de pression induit par courant géostrophique longitudinal à la pente, comme l'ont montré Baker et Hickey (1986) et Klinck (1989).

## CONCLUSION

Ces deux campagnes d'étude hydrologique et néphélogométrique au voisinage du canyon du Cap-Ferret permettent de mettre en évidence les principaux caractères de la circulation et des échanges de particules en suspension entre le milieu néritique et le milieu pélagique.

La partie supérieure de la pente continentale (< 1000 m de profondeur) apparaît comme une zone de transition entre le plateau et la forte veine de courant longeant la pente. Les courants présentent une forte variabilité à moyen terme (≈ mois) de leur direction. Cela se traduit par une inversion du sens de la circulation principale entre les deux campagnes. La distribution spatiale des structures néphéloïdes est similaire pour les deux missions. Les échanges de MES entre le plateau et la pente s'effectuent principalement au niveau des têtes du canyon et le long de l'intertluve au sud du canyon. Des processus de remise en suspension interviennent le long de la pente sous l'action d'ondes internes; l'advection qui s'ensuit induit des couches néphéloïdes intermédiaires.

L'exportation du matériel en suspension est influencée par la veine de courant parallèle à la pente. Elle a pour effet majeur apparent de limiter l'extension des couches néphéloïdes intermédiaires vers

le large et d'entraîner le matériel en suspension parallèlement à la marge. Enfin, les structures turbides à proximité du fond caractérisent un transfert de MES du plateau vers le milieu profond, principalement le long de l'axe du canyon.

*Remerciements* - Cette étude a été financée par le Fond National Suisse de la Recherche Scientifique (requêtes n° 20.5194-86 et 20.25469-88) et le programme ECOMARGE. Nous remercions les capitaines et les équipages des N/O Noroit et Suroit pour leur assistance et leur coopération. Cet article fait partie d'une thèse présentée à l'université de Neuchâtel.

#### REFERENCES

- BAKER E.T. & B.M. HICKEY (1986) Contemporary sedimentation processes in and around an active west coast submarine canyon. *Marine Geology*, **71**, 15-34.
- BYUN S.K. (1980) Les eaux profondes de l'Atlantique nord-est. Hydrologie et circulation. Thèse de 3° cycle de l'Université de Bretagne Occidentale, pp 40.
- CACCHIONE D.A. & D.E. DRAKE (1986) Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slope. *Geo-Marine letters*, **6**, 147-152
- CASTAING P. & J.M. JOUANNEAU (1987) les apports sédimentaires actuels d'origine continentale aux océans. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **41**, 53-61.
- CASTAING P., I. PHILIPPS & O. WEBER (1982) Répartition et dispersion des suspensions dans les eaux du plateau continental aquitain. *Oceanologica Acta*, **5**, 85-96.
- DICKSON R.R. & I.N. Mc CAVE (1986) Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine bank. *Deep-Sea Research*, **6**, 791-818.
- DINET A., M. CREMER, H. ETCHEBER, J.M. FROIDEFOND, J.M. JOUANNEAU, O. WEBER, X. DuURRIEU DE MADRON, F. NYFFELER, J. CARBONNE, S. HEUSSNER, P. BISCAYE, O. DONNARD, J. URRUTIA & P. LABORDE (1990) Flux study in the Cap-Ferret canyon, Bay of Biscay (Northeast Atlantic). *MSA/AGU Spring meeting*, Baltimore, 29 mai- 1 juin, 532
- DRAKE D.E. & D.S. GORSLINE (1973) Distribution and transport of suspended particulate matter in Hueneme, Redondo, Newport and La Jolla submarine canyons, California, *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 3949-3968.
- GROEN P. (1948) Methods for estimating dynamic slopes and currents in shallow water. *Journal of Marine Research*, **7**, 313-316.
- HOTCHKISS F.S. & C. WUNSCH (1982) Internal waves in Hudson canyon with possible geological implications. *Deep-Sea Research*, **29**, 415-442.
- HUTHNANCE J.M. (1981) Waves and currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, **10**, 193-226
- KLINCK J.M. (1989) Geostrophic adjustment over submarine canyons. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 6133-6144.

LE CANN B. (1991) Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research*, 11, 723-758.

LE FLOCH J. (1969) Evolution rapide de régimes de circulation non permanents des couches d'eaux superficielles dans le secteur sud-est du Golfe de Gascogne. *Cahiers Océanographiques*, XXII, 269-276.

LE FLOCH J. (1970) . Sur la circulation de l'eau d'origine méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne et ses variations à courte période. *Cahiers Océanographiques*, XXIII, 653-661.

MONACO A., J. SOYER, P.E. BISCAYE, R. POCKLINGTON & S. HEUSSNER (1990) Particle fluxes and ECOsystem response on a continental MARGIN: ECOMARGE. The 1985-1988 Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10, 809-839.

NYFFELER F. & C.H. GODET (1986) The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. *Deep-sea Research*, 33, 195-207.

SVERDRUP H.U., M.W. JOHNSON & R.H. FLEMING (1942) The oceans: their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New-Jersey. pp 1087.