



INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE  
DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

**CENTRE DE BREST**

**VALIDATION DU MODELE DE CIRCULATION GENERALE  
OCEANIQUE OPA7 DANS LE CADRE DU PROJET OPERA**

**Stéphane COEUR**

*Ce rapport a été rédigé par Stéphane Coeur dans le cadre d'un stage d'approfondissement pour les élèves-ingénieurs des Travaux de la Météorologie (ITM). Ce stage s'est déroulé au Centre ORSTOM de Brest entre décembre 1994 et juin 1995 sous la responsabilité de Jacques Servain (ORSTOM/UBO). Hervé Roquet (Météo-France) a participé activement à l'encadrement du stage.*

## REMERCIEMENTS

*Je tiens à remercier à l'issue de ce stage:*

*- Jacques SERVAIN qui par sa disponibilité, ses conseils et sa grande expérience de l'Atlantique tropical m'a aidé tout au long de ce travail.*

*-Hervé ROQUET qui malgré la distance a pu orienter mon travail et répondre à mes nombreuses questions.*

*-Alain DESSIER, grâce à son aide nous avons pu réaliser le traitement des mesures XBT le long du rail du Brésil.*

*-Thierry LUDJET dont l'aide a été très importante au cours du transfert des fichiers informatiques de Toulouse à Brest, ainsi que pour régler certaines difficultés informatiques.*

*-Daniel CORRE et JJ Le CHAUVE qui ont souvent contribué à faire fonctionner un programme récalcitrant.*

*-L'ensemble du personnel de l'ORSTOM qui m'a accueilli à Brest.*

## RESUME COURT

Le projet OPERA est la première expérience française de modélisation en temps réel de l'Atlantique tropical. Dans ce cadre, METEO-FRANCE assure les simulations du modèle de circulation générale de l'océan développé au LODYC. Ce modèle, OPA.7, a été forcé par les flux thermodynamiques issus du modèle météorologique opérationnel ARPEGE de janvier 1993 à décembre 1994. L'objectif de ce travail est la validation des simulations par comparaison aux observations océaniques disponibles. Il s'agit essentiellement de mesures de température, de courant et de salinité, contrôlées et archivées au Centre ORSTOM de Brest.

Si les grands traits de la circulation océanique de l'Atlantique tropical sont correctement reproduits, en revanche, les structures de méso-échelle observées au large du Brésil sont faiblement simulées. Les températures simulées sont trop froides dans la zone équatoriale, comme avec la version précédente OPA.4. L'absence de sous courant nord et sud équatorial dans les simulations constitue également une anomalie notable.

A l'issue de ces comparaisons, nous avons étudié la simulation de l'upwelling équatorial en quantifiant le refroidissement dynamique simulé, en dehors de l'influence directe des flux de chaleur. Pour disposer d'une climatologie de l'intensité de ces refroidissements, nous avons appliqué la même méthode sur les climatologies de température et de flux de chaleur. Au terme de cette étude, l'upwelling équatorial simulé apparaît réaliste. Cependant les erreurs dans le vent forçant le modèle, peuvent expliquer la persistance du refroidissement en fin d'année, période des erreurs maximales. Les erreurs de contenu thermique semblent donc principalement imputables aux erreurs locales des flux de chaleur.

## RESUME LONG

Le projet OPERA a pour but le suivi en temps réel de la circulation océanique dans l'Atlantique tropical. Dans ce cadre, la tension du vent et les flux de chaleurs simulés par le modèle opérationnel de METEO-FRANCE, ARPEGE, ont forcé le modèle océanique OPA.7 du LODYC de janvier 1993 à décembre 1994. L'objectif de ce travail, encadré par Jacques Servain au Centre ORSTOM de Brest, est de valider le modèle océanique du LODYC dans cette nouvelle configuration. Les modifications sensibles apportées à ARPEGE au cours de cette période influent sur les simulations océaniques. De plus, la méthode de rappel du modèle océanique, au travers des flux de chaleur, a changé en octobre 1993. La configuration du modèle OPA.7 n'est donc pas parfaitement constante durant ces deux années, cela explique certaines discontinuités des simulations.

Pour estimer la qualité du forçage appliqué au modèle océanique, comme pour valider les résultats de ses simulations, nous avons utilisé tous les champs analysés et toutes les mesures océaniques disponibles au Centre ORSTOM de Brest. Aux mesures de températures de surface de la mer (SST) effectuées par les navires sélectionnés et par les satellites METEOSAT et ERS-1, s'ajoutent les mesures de température de subsurface réalisées par XBT, ainsi que les mesures hydrographiques collectées au cours du premier trimestre de 1993 lors de la campagne océanographique CITHER.1 (Programme WOCE).

La tension du vent analysée par ARPEGE diffère sensiblement de celle déduite d'observations *in situ*. Certaines différences sont systématiques, y compris où le vent a une forte influence sur la dynamique océanique. Ainsi, à proximité des côtes du Brésil, le long de l'équateur, la tension issue d'ARPEGE est trop zonale et sous-estimée. Ce défaut apparaît également, mais nettement atténué, par rapport aux champs ERS-1. Ailleurs les écarts ne sont pas constants, ils montrent des décalages temporels et l'absence de certaines intensifications dans l'analyse de la tension du vent par ARPEGE. Par contre la localisation de la zone de convergence par le modèle météorologique correspond bien à celle qu'indiquent les observations.

Avant de forcer le modèle, les flux de chaleur sont modifiés afin d'intégrer un rappel à la SST réelle. Ce rappel est en fait établi à partir de la différence entre la température simulée à 5 mètres et une analyse de la SST. Comparée aux observations, cette analyse surestime la température, principalement dans les zones d'upwelling. Paradoxalement, ces erreurs compensent le déficit des flux. Il n'y a que le long des côtes sud de l'Afrique que le terme de rappel rend les flux initiaux plus forts que les flux climatologiques. Ce défaut s'atténue à partir de la modification intervenue dans la méthode de calcul du terme de rappel en octobre 1993.

L'évolution temporelle et la localisation par le modèle océanique des structures thermiques et des principaux courants sont conformes aux différentes descriptions et climatologies dont nous disposons. En particulier, par rapport à la version précédente (OPA.4), l'upwelling équatorial, perçu au travers de l'évolution de la SST, paraît beaucoup mieux simulé. Son déroulement temporel et le minimum thermique atteint sont nettement plus réalistes.

La simulation de la thermocline est meilleure que celle obtenue par la version OPA.4. Précédemment, la thermocline simulée était trop étalée selon la verticale. Les gradients thermiques verticaux sont maintenant proches de ceux observés. Les différences entre la profondeur de la thermocline simulée et celle observée sont, en partie, dues à des décalages

temporels dans les mouvements verticaux, mais aussi aux différences d'amplitude de ces mouvements. Ces erreurs relativement faibles, engendrent, au niveau de ces forts gradients thermiques, des écarts de température qui atteignent jusqu'à 8 °C dans la zone équatoriale. Ces erreurs sont certainement amplifiées par la faible résolution verticale du modèle.

En dessous de la thermocline, et au dessus des niveaux où la résolution verticale devient trop faible, et l'influence du rappel à la climatologie de Lévitus trop importante, le comportement du modèle est homogène sur l'ensemble du bassin. Les erreurs de températures présentent un biais froid de l'ordre de -0.4 °C à 100 mètres. Cet écart systématique est maximal dans la bande de latitude équatoriale (5N/5S).

Dans la couche de mélange, les erreurs sont fortement influencées par les écarts de simulation de la thermocline. Dans la partie nord du bassin un cycle saisonnier de l'erreur est très marqué. Ce cycle est moins perceptible dans la bande équatoriale où le biais froid est le plus fort.

Enfin, en surface, les erreurs sont fortes dans les zones d'upwelling (localement supérieures à 2°C). Un cycle saisonnier des erreurs est très nettement marqué, en particulier, au niveau de l'upwelling équatorial, les erreurs sont maximales en fin d'année, tandis qu'elles sont minimales aux mois de mars-avril.

La validation quantitative des courants et de la salinité ne concerne qu'une petite zone du bassin. Elle indique une bonne simulation du sous courant équatorial, mais souligne l'absence des sous courants nord et sud équatoriaux au premier trimestre 1993. Cette anomalie est également perceptible dans les champs thermiques simulés qui diffèrent nettement des mesures là où étaient observés les deux sous courants. La salinité simulée, quant à elle, est très légèrement surestimée sous la thermocline et au contraire sous estimée dans la couche de mélange.

Au terme de la validation, l'important déficit des températures simulées dans la zone de l'upwelling équatorial, nous conduit à étudier, en dehors de l'influence locale des flux de chaleur, le refroidissement simulé dans les couches superficielles de l'océan. Cette étude montre que l'upwelling équatorial est réaliste. Cependant le refroidissement équatorial simulé persiste aux mois d'octobre et novembre, tandis que le refroidissement équatorial moyen s'arrête fin septembre. Le vent local qui a forcé le modèle océanique est plus fort que le vent observé en fin d'année. Il contribue à la persistance excessive de l'upwelling équatorial.

Les défauts de la tension du vent forçant le modèle, par leur influence sur la dynamique équatoriale, participent ainsi aux erreurs de températures détectées en fin d'année. La contribution des flux de chaleur à ces erreurs est difficile à établir en l'absence de mesure. Cependant, le caractère réaliste du refroidissement dynamique, en dehors de l'influence locale de ces flux de chaleurs, nous conduit à conclure que les principales erreurs commises dans les simulations des températures superficielles sont dues à ces erreurs locales de flux de chaleur.

## TABLE DES MATIERES

	pages
<b>-1 INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
<b>-2 LE MODELE OCEANIQUE OPA.7 ET SA CONFIGURATION D'UTILISATION</b>	
<b>2.1 Les équations et hypothèses du modèle.....</b>	<b>2</b>
<b>2.2 La fermeture en TKE.....</b>	<b>3</b>
<b>2.3 Discrétisation des équations.....</b>	<b>4</b>
<b>2.4 Forçage utilisé et conditions aux limites.....</b>	<b>5</b>
<b>-3 LES MESURES OCEANQUES</b>	
<b>3.1 Mesure de température de surface de la mer (SST).....</b>	<b>6</b>
<b>3.2 Mesure XBT.....</b>	<b>7</b>
<b>3.3 Mesures de la campagne CITHER.1.....</b>	<b>7</b>
<b>-4 COMPORTEMENT QUALITATIF DU MODELE</b>	
<b>4.1 Aperçu climatique de l'océan Atlantique tropical.....</b>	<b>8</b>
<b>4.2 Les grands traits de la circulation océanique simulée par OPA.7.....</b>	<b>10</b>
<b>-5 VALIDATION DU MODELE EN 1993-1994</b>	
<b>5.1 Validation de la température</b>	
<b>5.1.1 Température de surface</b>	
5.1.1.1 Comparaison à la SST analysée par J. Servain.....	14
5.1.1.2 Comparaison à la SST analysée à partir des mesuresbateaux/satellite..	15
5.1.1.3 Comparaison à la SST analysée à partir des mesures ERS-1.....	16
<b>5.1.2 Température de subsurface</b>	
5.1.2.1 Comparaison à la campagne CITHER1.....	16
5.1.2.2 Comparaison aux mesures XBT.....	17
<b>5.2 Validation du courant.....</b>	<b>25</b>
<b>5.3 Validation de la salinité.....</b>	<b>25</b>
<b>5.4 Validation des forçages utilisés</b>	
<b>5.4.2 Tension du vent.fournie par ARPEGE.....</b>	<b>25</b>
<b>5.4.1 Flux fournis par ARPEGE.....</b>	<b>26</b>
<b>5.5 Synthèse de la validation, comparaison à la version OPA.4.....</b>	<b>27</b>
<b>-6 ANALYSE LOCALE DE L EVOLUTION DE LA QUANTITE DE CHALEUR</b>	
<b>6.1 La méthode.....</b>	<b>29</b>
<b>6.2 Les résultats comparés à une climatologie.....</b>	<b>30</b>
<b>-7 CONCLUSION.....</b>	<b>32</b>

## **-1 INTRODUCTION**

L'atmosphère et l'océan constituent les deux parties d'une « machine thermique » alimentée par le soleil. Ces deux parties interagissent continuellement à toutes les échelles de temps et d'espace. Chacune de ces parties peut être modélisée numériquement en imposant les conditions de surface de l'autre partie. Forcer un modèle numérique de l'atmosphère c'est d'abord lui fournir un champ de température de surface de la mer (SST). Forcer un modèle numérique de l'océan, c'est lui fournir le flux de quantité de mouvement (la tension du vent), ainsi que les flux d'échange de chaleur (turbulents et radiatifs), incluant le bilan de transfert en eau douce (précipitation moins évaporation). A cause de son application immédiate dans de nombreux domaines (aéronautique, agriculture, tourisme, etc...), la modélisation atmosphérique remonte à plusieurs décennies. Si la modélisation océanique est plus récente, elle a cependant rapidement progressé au cours des quinze dernières années. En ce qui concerne le flux dynamique de forçage, celui-ci est passé par exemple d'un champ de vent idéalisé, à l'utilisation de paramètres météorologiques observés, puis simulés par les modèles atmosphériques. Parallèlement à l'évolution des forçages, la dynamique des modèles, bénéficiant des techniques de la modélisation météorologique, progressait rapidement jusqu'aux modèles en équations primitives. Le projet OPERA (Observatoire Permanent de l'Atlantique tropical) s'inscrit dans cette évolution de la modélisation océanique.

Le projet OPERA, soutenu par le PNEDC, a été initialisé pour constituer un élément de la participation française au programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere). Il s'agit d'une coopération entre l'ORSTOM, le CNRS, l'IFREMER et METEO-FRANCE. L'objectif du projet OPERA est le suivi en temps réel de la circulation océanique dans l'océan Atlantique tropical. Il s'appuie essentiellement sur le modèle océanique aux équations primitives (OPA) développé au Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC, Université Paris 6). A l'origine du projet et durant la période de test (1988-1991), seul le forçage dynamique du modèle était déduit d'un champ d'observations *in situ*. Il s'agissait d'un champ de tension du vent calculé à partir d'observations météorologiques effectuées en routine à bord des navires marchands. Les flux de chaleur à l'interface air-mer étaient ceux d'une climatologie mensuelle. Durant les deux années de test en mode opérationnel (1990 et 1991) le projet OPERA fonctionna de cette manière et un bulletin mensuel (le Bulletin Océan Atlantique Tropical, BOAT) fut réalisé et distribué auprès de l'ensemble de la communauté scientifique internationale intéressée par le programme TOGA. Durant cette période, la plus grande partie du projet était réalisée entre le LODYC à Paris et le Centre ORSTOM de Brest. METEO-FRANCE à Toulouse a repris la responsabilité du projet en 1992. Depuis cette date, l'ensemble du forçage thermodynamique du modèle océanique est déduit des simulations du modèle météorologique opérationnel (EMERAUDE jusqu'à fin 1992, puis ARPEGE) réalisé à Prévi-Mar.

Il s'agit ici de procéder à une première validation systématique des résultats du modèle océanique produits depuis la prise en charge du projet par METEO-FRANCE sur le centre de calcul de Toulouse. La version du modèle OPA utilisé (OPA7) est décrite dans Blanke et Delecluse (1992). Les résultats de la simulation océanique sont confrontés à différents jeux d'observations océaniques disponibles au centre ORSTOM de Brest. Comme période de confrontation nous utiliserons les 24 mois allant de janvier 1993 à décembre 1994, c'est-à-dire lorsque le modèle de l'océan est forcé par les simulations du modèle atmosphérique ARPEGE.

Les mesures océaniques servant de référence aux résultats de la simulation océanique sont de natures très diverses : elles vont des mesures *in situ*, effectuées à bord de navires

marchands sélectionnés et transmises en temps réel par le Système Mondial de Télécommunications (SMT), aux observations satellitaires, en passant par les mesures automatiques de bouées ou flotteurs, et les campagnes océanographiques. Il est clair que les océanographes ne disposent pas, comme les météorologistes, d'un réseau d'observations mondial permanent et opérationnel qui couvre de façon homogène la surface océanique du globe. En dehors des mesures satellitaires, les observations océaniques n'apparaissent donc que relativement peu nombreuses et très souvent hétérogènes à la fois dans le temps et l'espace. Cette hétérogénéité des mesures nous contraint à valider la simulation océanique à différentes échelles spatiales et temporelles, qui elles-mêmes dépendent fortement du type de paramètre océanique considéré. Pour ce qui concerne les champs de SST dérivés des observations de bateaux marchands, il apparaît difficile d'accéder à une résolution temporelle inférieure à la quinzaine et à une résolution spatiale inférieure au degré de latitude/longitude. Le long des principaux rails de navigation, la densité des mesures de subsurface de température permet d'atteindre - quelquefois avec difficulté - une résolution temporelle mensuelle. En dehors des rails de navigation il demeure impossible de construire une série temporelle de température de subsurface qui soit suffisamment longue et continue. Enfin, si les mesures effectuées lors de campagnes océaniques sont très fiables, celles-ci ne sont disponibles qu'en un nombre très limité, et ne s'adressent qu'à des lieux et à des instants précis.

Au cours de notre travail de validation nous avons aussi tenter d'apprécier la qualité des différents forçages appliqués au modèle océanique. Lorsque nous ne disposions pas de mesures, ce qui est le cas pour les flux de chaleur, nous avons estimé ces champs en les comparant à différentes climatologies.

Enfin nous nous sommes plus particulièrement intéressé à l'upwelling saisonnier équatorial simulé par le modèle au centre du Golfe de Guinée. Nous savions en effet que la simulation exacte de ce phénomène est très difficile à réaliser (Servain *et al.*, 1994). Pour cette étude spécifique sur l'upwelling nous avons quantifié le refroidissement simulé par OPA7 en dehors de l'influence directe des flux. Puis nous avons comparé ce refroidissement à celui qu'indiquent les résultats de la même étude sur des données climatologiques.

## **-2 LE MODELE OPA ET SA CONFIGURATION D'UTILISATION**

Le modèle de circulation océanique utilisé dans le cadre du projet OPERA est la version 7.1 du modèle OPA développé par P. Delecluse et son équipe au sein du LODYC. Il s'agit d'un modèle de circulation générale qui résout les équations primitives de Navier-Stokes sous plusieurs hypothèses. Les principales différences entre la version OPA.7 du modèle utilisée ici et la version précédente (OPA.4), résident dans l'application d'une diffusion verticale turbulente dépendant de l'énergie cinétique turbulente (TKE) et dans la prise en compte d'une topographie réaliste incluant la présence des îles.

### **2.1 Les équations et hypothèses du modèle**

Les hypothèses posées sont celles habituellement rencontrées :

- La terre est supposée sphérique : les surfaces géopotentielles sont sphériques, la verticale est parallèle au rayon de la terre.

- Approximation de la pellicule mince : la profondeur de l'océan est négligeable devant le rayon terrestre.

- Hypothèse quasi-Boussinesq : il s'agit de l'hypothèse de Boussinesq (variation de la densité négligée sauf dans les termes de flottabilité); mais une équation non linéaire incluant température, salinité, pression et densité est maintenue. De plus chaleur et sel peuvent diffuser.

- Hypothèse hydrostatique : la force de pression verticale équilibre le poids.

- Hypothèse d'incompressibilité : la divergence du vecteur vitesse est supposée nulle.

Le jeu d'équations résultant de ces différentes hypothèses est le suivant :

Equation d'évolution de la vitesse horizontale :

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = - \left[ (\nabla U) U + \frac{1}{2} (U^2) \right]_h - f k \wedge U_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h P + D^u$$

Hypothèse hydrostatique :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = - \rho g$$

Hypothèse d'incompressibilité :

$$\nabla \cdot U = 0$$

Equation d'évolution de la température :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \nabla (T U) + D^T$$

Equation d'évolution de la salinité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \nabla (S U) + D^S$$

Equation d'état :

$$\rho = \rho(T, S, P_0)$$

## **2.2 La fermeture en TKE**

Il s'agit de la plus importante innovation du modèle OPA.7 par rapport à la version précédente. Le calcul de cette nouvelle diffusion verticale est basé sur l'évolution de l'énergie cinétique turbulente. Il s'appuie sur les équations développées par Gaspar *et al.* (1990). A elle seule, cette innovation modifie considérablement les résultats des simulations (Blanke and Delecluse, 1993).

En définissant l'énergie cinétique turbulente par

$$\bar{e} = \frac{1}{2} ( \overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} )$$

une équation pronostique peut être obtenue

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{e w'} + \frac{1}{\rho_0} \overline{p' w'} \right) - \overline{u'_h w'} \frac{\partial u_h}{\partial z} + \overline{b' w'} - \varepsilon$$

avec  $b = g \frac{\rho}{\rho_0}$  le terme de flottabilité, et  $\epsilon$  le terme de dissipation.

Les flux turbulents verticaux sont paramétrés sous la forme de coefficients d'échanges

$$-\overline{u_h' w'} = K_m \frac{\partial u_h}{\partial z}$$

$$-\overline{b' w'} = -\frac{g}{\rho_0} K_\rho \frac{\partial \rho}{\partial z} = K_\rho N^2, \text{ avec } N \text{ la fréquence de Brünt-Vaissala.}$$

Le flux vertical d'énergie cinétique turbulente est également paramétré sous la forme :

$$-\left(\overline{e w'} + \frac{1}{\rho_0} \overline{p' w'}\right) = K_\epsilon \frac{\partial \bar{e}}{\partial z}$$

avec  $K_m = C_k l_k \bar{e}^{-\frac{1}{2}}$ ,  $K_\rho = K_m$ ,  $K_\epsilon = \frac{K_m}{P_\pi}$  et  $P_\pi$  le nombre de Prandtl.

### 2.3 Discrétisation des équations

Les équations sont discrétisées spatialement en différences finies sur une grille C d'Arakawa (Fig. 2.1). Cela permet une plus grande précision des opérateurs en différences finies et supprime les instabilités numériques.

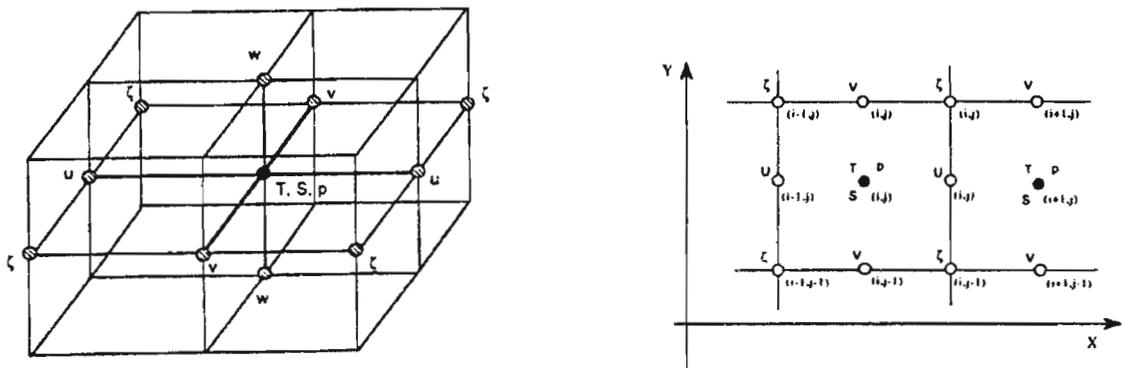


Fig 2.1

La grille utilisée n'est pas régulière. Sa résolution varie en latitude de  $0.33^\circ$  à l'équateur jusqu'à  $1^\circ 5'$  à  $50N$ ; en longitude elle est d'environ  $0.75^\circ$  (Fig. 2.2).

Verticalement le modèle comporte 16 niveaux. La différence de profondeur entre deux niveaux successifs passe de 10 m dans les 30 premiers mètres, à 1500 m près du fond.

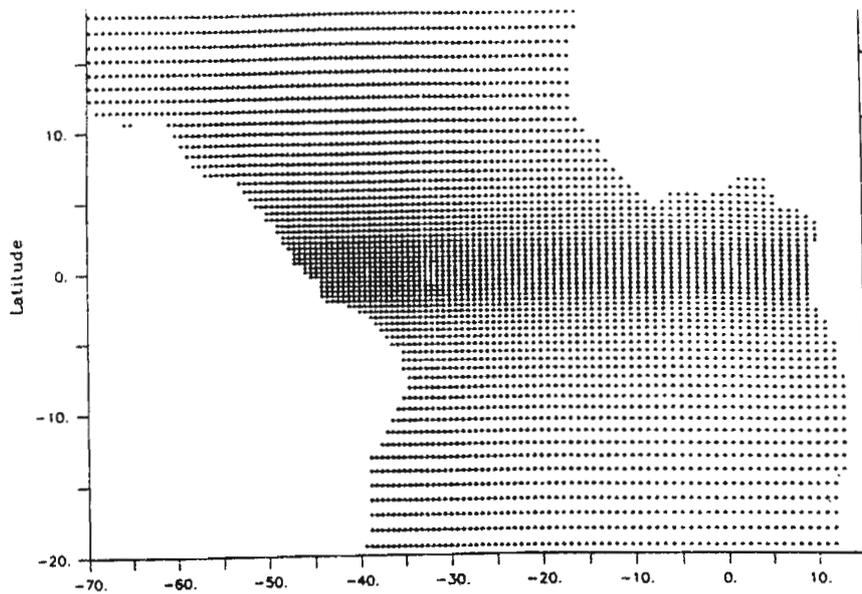


Fig 2.2

La technique de discrétisation temporelle employée est celle du "Leap-Frog" associé à un filtre d'Asselin. Le pas de temps est d'une heure.

#### 2.4 Forçage utilisé et conditions aux limites

Les conditions aux limites, et surtout les forçages appliqués, ont une influence considérable sur le comportement des modèles océaniques. Nous décrivons ici la configuration d'utilisation d'OPA.7 au cours des deux années de simulation 1993 et 1994. Cette configuration est très différente de celle de la version OPA.4 par l'utilisation des résultats du modèle atmosphérique ARPEGE.

##### Conditions aux limites

Aucun flux de chaleur et de sel n'est possible ni près du fond, ni au niveau de la côte. De plus, près des côtes, un amortissement linéaire est appliqué à la quantité de mouvement. Aux limites latérales nord et sud, température et salinité sont relaxées vers la climatologie de Lévitus (Lévitus, 1982). Ceci a pour conséquence de limiter le domaine "réellement" simulé aux latitudes comprises entre 20°N et 20°S. De plus, la circulation thermohaline étant directement liée aux conditions au delà de ces limites, celle ci ne peut non plus être prise en compte. Enfin à la surface les flux de quantité de mouvement, salinité, et chaleur sont prescrits par :

$$K_m \frac{\partial U_h}{\partial z} = \frac{\tau}{\rho_0} \quad K_p \frac{\partial S}{\partial z} = ES \quad K_p \frac{\partial T}{\partial z} = (\rho_0 C_p)^{-1} Q^*$$

- avec :
- $\tau$  tension du vent
  - $E$  évaporation - précipitation
  - $Q^*$  partie non pénétrante du flux net de chaleur à la surface  $Q$  ( $Q^* = Q - Q_{sr}$ )
  - $Q$  bilan net des flux à la surface
  - $Q_{sr}$  flux solaire visible

##### Forçages de surface

Les différents paramètres nécessaires au modèle océanique pour établir les flux précédents à la surface sont issus du modèle ARPEGE. Il s'agit des flux produits par le cycle d'assimilation du modèle météorologique opérationnel, c'est à dire provenant des six

premières heures d'intégration après l'analyse. Ces flux assurent le forçage de surface du modèle océanique toutes les 6 heures.

$\tau$  tension du vent : elle résulte directement de l'analyse du vent au dernier niveau du modèle ARPEGE.

$E$  est également fourni par ARPEGE.

$Q$  se déduit du rayonnement solaire et des flux de chaleur sensible et latente issus d'ARPEGE. Ce flux net de chaleur est corrigé avant de forcer OPA.7. Cette correction permet de rappeler le modèle océanique vers une SST analysée. Ainsi, là où la température simulée à 5 m est trop faible, les flux sont augmentés, et inversement, diminués là où la température simulée est excessive. Ce terme de rappel s'écrit sous la forme  $F_c = \gamma(T_{sim} - T_{anal})$ .

Il faut cependant noter que cette méthode de correction a été modifiée en octobre 1993. La raison de ce changement est qu'auparavant le champ de SST d'ARPEGE et celui de la SST simulée n'avaient pas la même résolution spatiale. Afin d'y remédier, le terme de rappel n'est plus calculé sur la grille du modèle océanique mais sur la grille du modèle atmosphérique. De cette façon le terme de rappel est plus juste.

### **-3 LES MESURES OCEANIQUES**

Cette validation est principalement basée sur la comparaison entre les résultats de la simulation d'OPA durant la période 1993-1994 et les mesures océaniques disponibles qui nous serviront ici de référence. Ces observations océaniques sont d'origines diverses; nous donnons ci-après leurs principales caractéristiques.

#### **3.1 Mesures de température de surface de la mer (SST)**

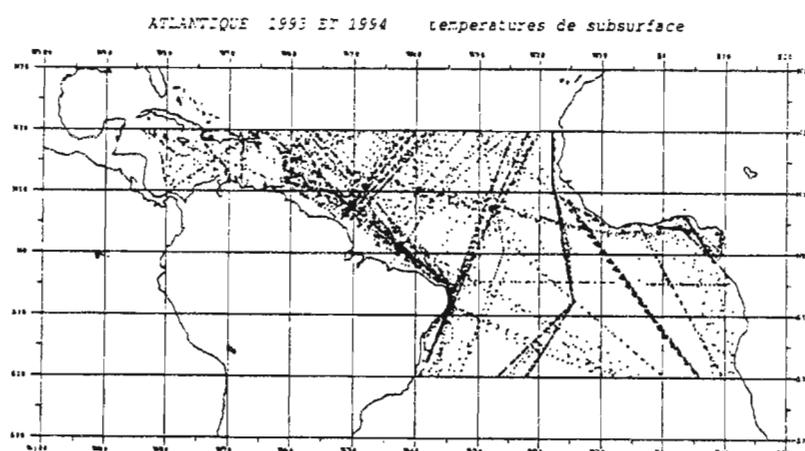
Les mesures *in situ* de SST obtenues à bord de navires marchands sélectionnés sont réalisées de diverses façons. Cela va de l'utilisation du classique seau météo à celle, pour les navires français, de la station Pommar, en passant par des mesures de température de l'eau à l'entrée du circuit de refroidissement des machines du navire. La qualité de ces mesures, relativement peu nombreuses, est très variable. Etablir un champ de SST observé suivant une résolution spatio-temporelle acceptable n'est donc pas chose aisée. Utilisant seulement ce type d'observations, Servain (1991) utilise une méthode d'analyse objective (Cressman, 1959) pour obtenir un champ mensuel de SST (et de tension du vent) sur l'Atlantique tropical suivant une résolution de 2° latitude par 2° longitude. Cependant, au cours des traitements statistiques préalables, les mesures sont considérées à l'intérieur de « boîtes » de 5° de longitude par 2° de latitude. Le champ moyen mensuel obtenu est donc très lissé et ignore les petites structures thermiques, en particulier en dehors des principaux rails de navigation.

Une autre technique consiste à utiliser l'observation satellitaire pour compléter les mesures *in situ* des navires marchands. C'est ce qui est réalisé en collaboration avec l'ORSTOM à Dakar par l'UTIS (Unité de Traitement de l'Image Satellitaire), à partir des mesures de SST du satellite METEOSAT. Nous avons disposé du champ issu de ces traitements mais seulement pour l'année 1993 (Demarcq, comm. person). Il faut souligner que les mesures de SST de METEOSAT sont perturbées par la présence de vapeur d'eau atmosphérique. Il est donc délicat d'utiliser ce type d'information satellitaire en zone équatoriale, en particulier là où la présence de la ZCIT est quasi permanente.

Cet inconvénient est évité par le satellite ERS-1. En effet celui ci, en visant un même point sous plusieurs angles, permet de tenir compte de la contamination de la mesure par la vapeur d'eau. Ainsi la précision du champ mensuel de SST obtenu atteint 0.5 °C. Sa résolution spatiale est de 0.5° par 0.5°. Nous avons obtenu de Prévi-Mar ce champ pour la période de mars 1993 à mars 1994.

### **3.2 Mesures XBT**

La mesure XBT (eXpendable BathyThermograph) est une mesure de température dans les premières centaines de mètres de profondeur de l'océan. Elle est réalisée par une sonde constituée d'un « obus » plombé comprenant un thermocouple. La vitesse de descente de l'obus, supposée constante, permet de déterminer la profondeur des mesures de température. Celles ci sont transmises au bateau au travers d'un fin fil de cuivre qui le relie à la sonde tout au long de la descente. Les qualités annoncées par les constructeurs indiquent une vitesse de descente constante à 2% près et une précision de 0.1 °C. Cependant le stockage des sondes sur le bateau, entraîne vraisemblablement un biais chaud des mesures dans les premiers mètres de la descente (Roquet, 1993).



*Fig 3.1*

La figure 3.1 représente les 2250 mesures XBT réalisées durant les deux années 1993 et 1994. Celles-ci ont été validées et sont actuellement archivées par le Centre TOGA de Subsurface à Brest. Les mesures sont essentiellement concentrées le long des rails de navigation. De plus la répartition temporelle de ces mesures n'est pas homogène : certains mois sont très pauvres en données, particulièrement en 1993 dans la zone sud du domaine d'étude. Au cours des traitements effectués sur ces mesures, un contrôle de qualité en réduit encore le nombre.

### **3.3 Mesures de la campagne CITHER1**

Le programme CITHER (Circulation Thermohaline) est l'une des contributions française au programme international WOCE (World Ocean Circulation Experiment). Son objectif est de réaliser la mesure de paramètres hydrologiques, courantométriques et géochimiques le long de quelques radiales dans l'Atlantique tropical. Au cours de la campagne CITHER.1, qui s'est déroulée au premier trimestre de l'année 1993, les mesures ont

été réalisées le long de deux radiales transocéaniques à 7°30N et à 4°30S, ainsi que le long des deux méridiens 35W (de 7°30N à 4°30S) et 4W (de 4°5N à 4°30S).

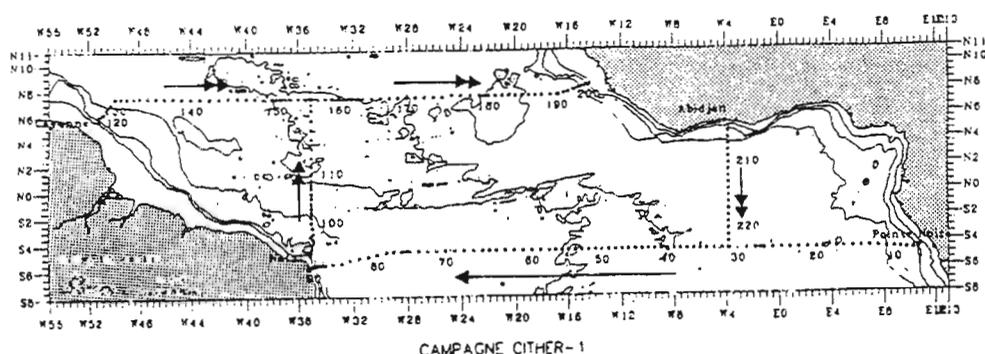


Fig 3.2

Du 3 janvier au 15 mars 1993, 223 stations hydrologiques de la surface jusqu'au fond ont été réalisées le long des quatre radiales (Fig. 3.2). A chacune de ces stations, une bathysonde CTD-O2 était descendue, enregistrant des mesures de température, de salinité, d'oxygène dissous et de pression. Au cours de la remontée, à des niveaux choisis au vue des profils thermiques, des bouteilles étaient fermées afin de prélever un échantillon d'eau de mer à chacun des niveaux désirés. Ces prélèvements servaient à la calibration des différents capteurs électroniques de la bathysonde.

Le capteur de température utilisé combine un thermomètre à résistance de platine de type Rosemount et une thermistance de type Fenwall. Le contrôle de la qualité des mesures a fixé l'incertitude maximale à  $10^{-2}$  °C.

Pour le capteur de pression de type Paine; l'erreur maximale est de 2 dbars.

Les mesures courantométriques ont été réalisées par un profileur à effet Doppler (ADCP) placé sous la proue du navire. Celui-ci permet une mesure continue du courant de 28 m à environ 300 m.

#### **-4 COMPORTEMENT QUALITATIF DU MODELE**

Il nous a semblé que le premier regard sur le comportement du modèle devait rester synthétique et se situer à grande échelle. C'est pourquoi, après avoir brièvement décrit la circulation de l'Atlantique tropical, nous présenterons ce que nous en avons retrouvé dans les simulations.

##### **4.1 Aperçu climatique de l'océan Atlantique tropical**

L'océan Atlantique tropical est soumis au régime des Alizés de nord-est et de sud-est. La zone de convergence de ces vents (ZCIT) oscille au cours de l'année, passant dans l'est du bassin d'une position sud (niveau de l'équateur) durant l'hiver boréal, à une position nord (20N) en été. Ces variations saisonnières conditionnent celles de l'océan. Ainsi la zone nord suit les saisons de l'hémisphère nord, tandis que les zones équatoriale et sud équatoriale suivent celles de l'hémisphère sud.

### Température de surface et profondeur de la thermocline

Ces paramètres sont caractérisés par un signal saisonnier très fort, plus fort que le signal interannuel. Ceci est particulièrement vrai dans l'est de la zone équatoriale et le long des côtes africaines où les upwelling saisonniers génèrent une variabilité maximale (Servain *et al.*, 1985; Morlière *et al.*, 1989).

#### *Dans l'ouest des zones équatoriale et sud équatoriale*

Le signal saisonnier est très net dans l'évolution de l'épaisseur de la couche homogène (environ 100 m) qui augmente de mai à août, puis diminue, pour être minimale en mars. La variabilité saisonnière de la température de surface reste faible (1 à 2 °C).

#### *Dans l'est des zones équatoriale et sud équatoriale*

Ici, au contraire, la variabilité saisonnière de la température de surface est très importante (5 à 7° C). Ceci est dû à la faible épaisseur de la couche homogène (minimale en août, 30 à 40 m) et aux remontées d'eaux équatoriales et côtières. Les mouvements de la thermocline sont à l'opposé de ceux observés dans l'ouest : ils correspondent à un balancement de la pente équatoriale montante vers l'est entre une valeur minimale en mars et une valeur maximale en août.

#### *Les principales zones d'upwelling*

Elles se situent (Reverdin *et al.*, 1991) :

- le long des côtes africaines, principalement à proximité de Dakar, Abidjan, Cape Lopez et Cape Frio (Fig. 4.1).
- le long de l'équateur de 5E à 25W.
- à 10N, au niveau du dôme de Guinée.
- à 10S, au niveau du dôme d'Angola.

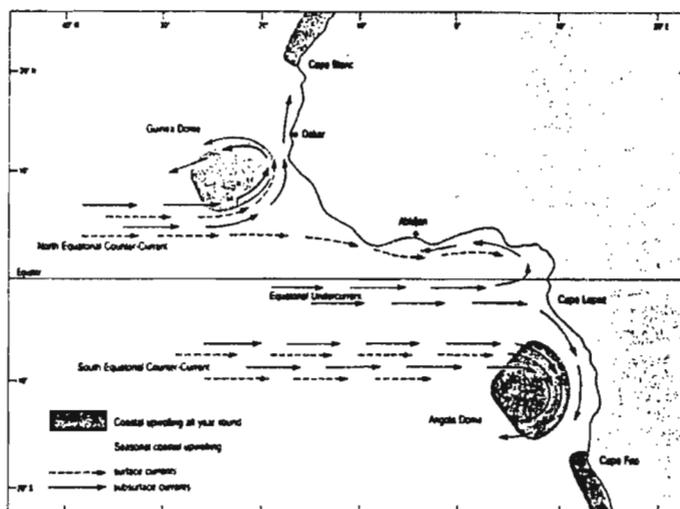


Fig 4.1

### Courants

L'Atlantique tropical présente deux principaux courants de surface directement liés au régime des vents, le **courant nord équatorial** (CNE) et le **courant sud équatorial** (CSE). Leur cycle saisonnier est lui même lié à celui des alizés. Lorsque l'influence des vents est faible, c'est la force de pression qui génère les courants, ici d'ouest vers l'est. Il s'agit du **sous courant équatorial** (SCE), situé à une profondeur où l'influence des vents devient faible, et

du contre courant nord équatorial (CCNE) situé dans la zone des vents faibles associés à la ZCIT (Voituriez, 1983).

#### 4.2 Les grands traits de la circulation océanique simulée par OPA.7

Nous avons recherché dans les résultats des simulations les grands traits de la circulation océanique de l'océan Atlantique tropical. Pour cela de nombreux champs de moyenne mensuelle ont été tracés :

- température à différents niveaux,
- profondeur de l'isotherme 20 °C, souvent assimilée à la profondeur de la thermocline,
- contenu thermique des 300 premiers mètres,
- courant à différents niveaux et suivant plusieurs axes zonaux et méridiens.

##### Structures thermiques

Les structures thermiques simulées par OPA.7 sont en accord avec les caractéristiques climatiques de l'Atlantique tropical. Les zones de forte variabilité de la température de surface sont correctement localisées. L'amplitude de ces variations est réaliste puisqu'elle apparaît maximale entre avril (mois le plus chaud) et juillet (mois le plus froid), en particulier dans la zone de l'upwelling équatorial où elle atteint 5 °C (Fig 4.2).

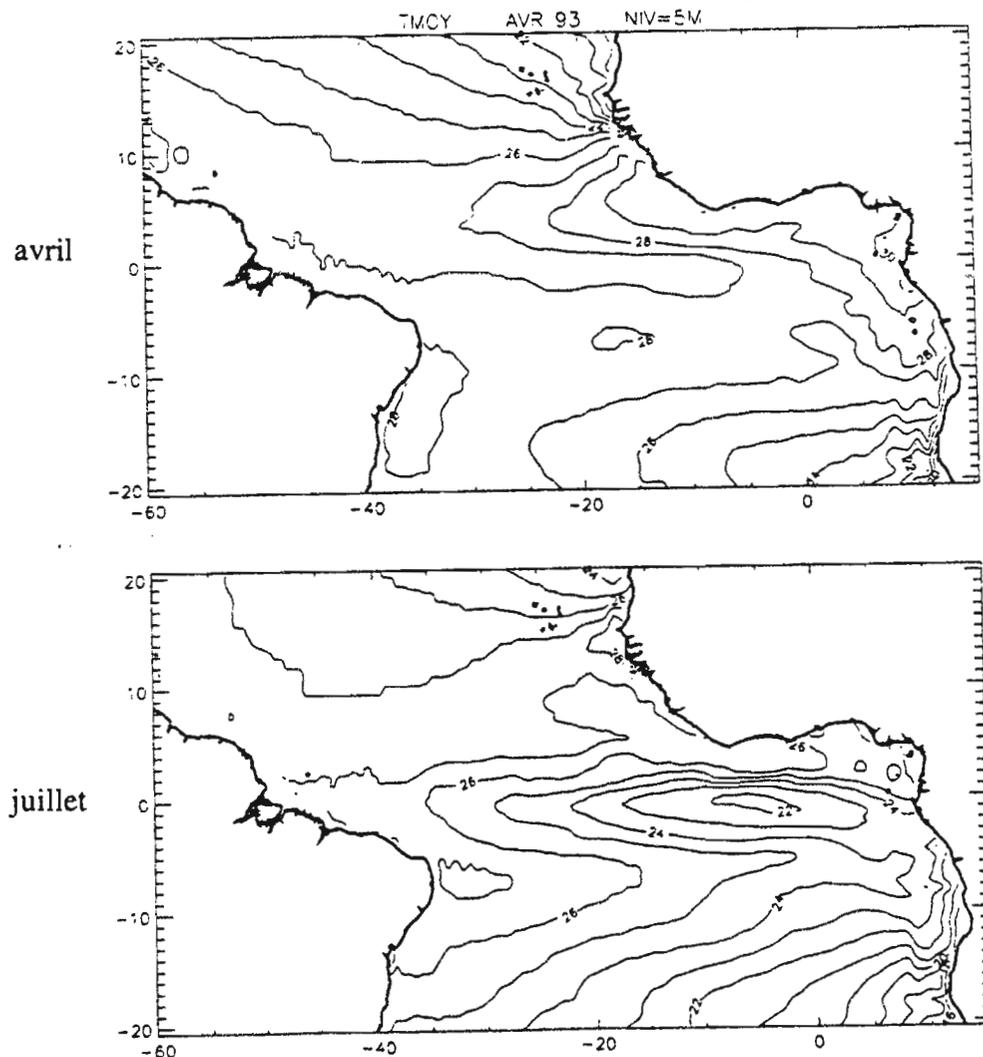


Fig 4.2

L'évolution temporelle (1993-94) de la température jusqu'à la profondeur de 300 m en un point particulier permet d'appréhender certains aspects des mouvements verticaux des isothermes. Nous distinguons sur la figure 4.3 le cycle saisonnier à la fois dans le mouvement vertical de la thermocline et dans la variation de température de surface.

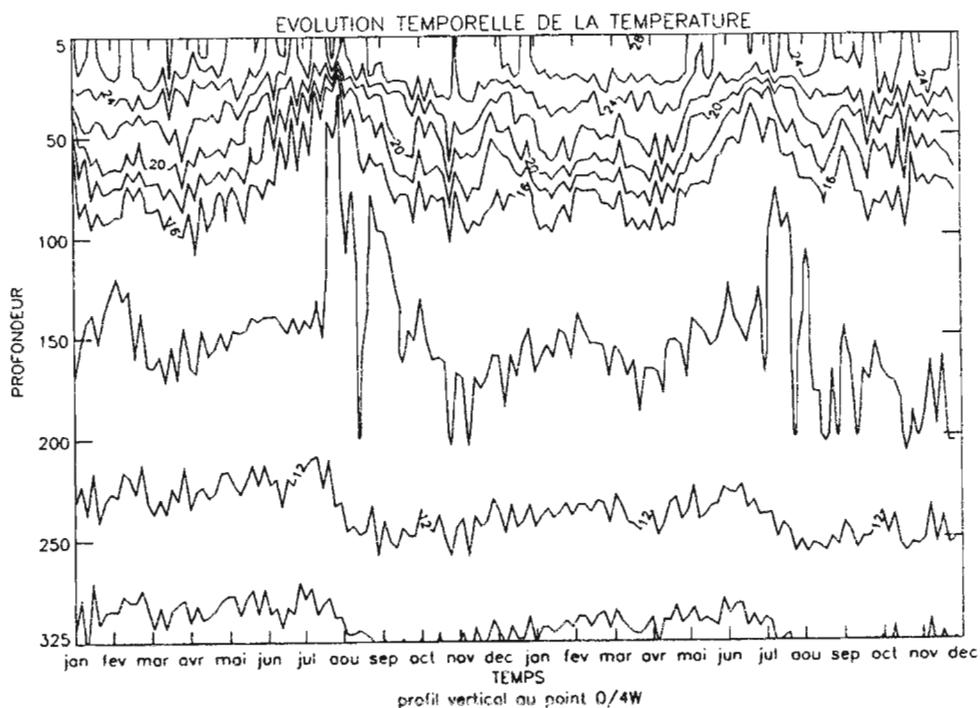


Fig 4.3

La pente est/ouest de la thermocline apparaît bien dans le tracé de la profondeur de l'isotherme 20 °C (Fig 4.4). Ainsi, au mois d'août 1993, cette isotherme se situe par 20 m de profondeur en de nombreux points le long des côtes africaines, tandis qu'à l'opposé le long des côtes de l'Amérique du sud, elle est nettement plus profonde, puisque fréquemment située à 150 m et plus.

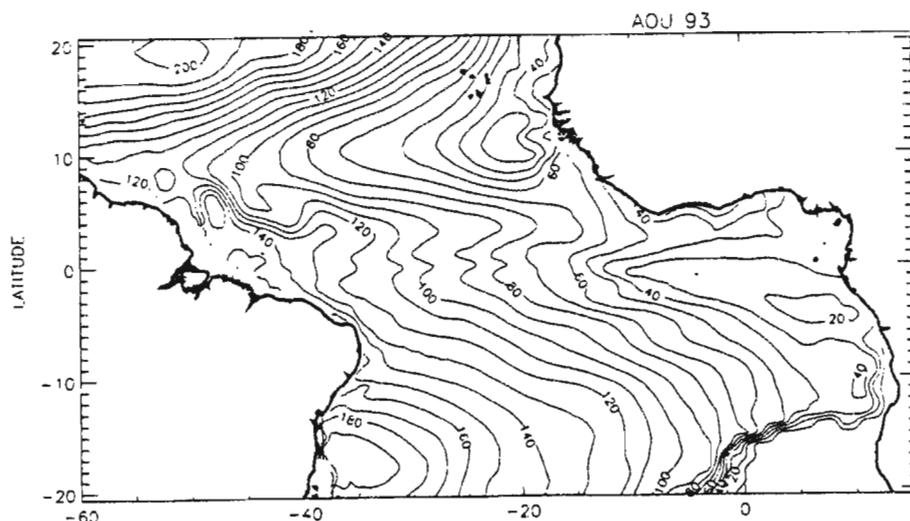


Fig 4.4

Le tracé de l'évolution temporelle de la profondeur de l'isotherme 20° C dans la bande de latitude 2N-2S indique également l'opposition est/ouest de l'évolution de l'épaisseur de la couche homogène.

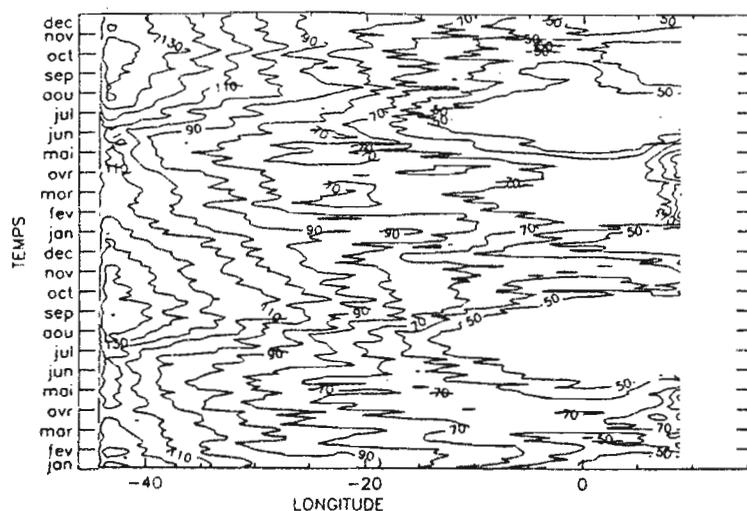


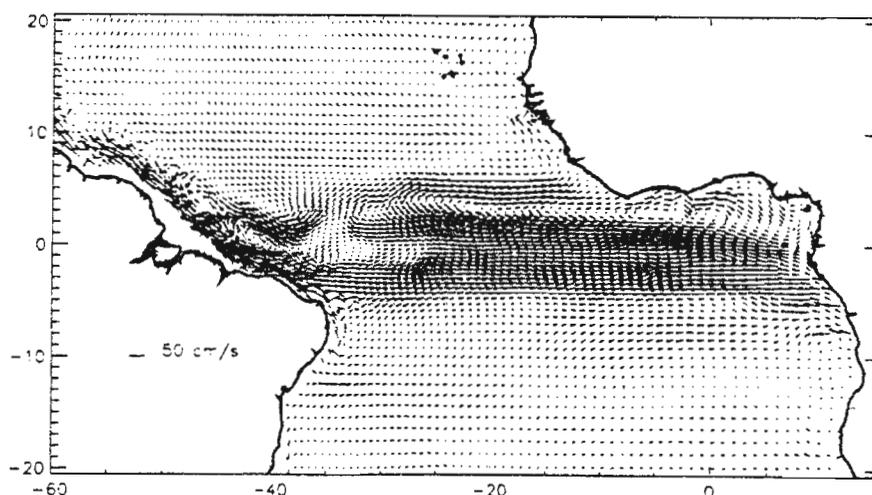
Fig 4.5

### Courants

Les simulations sont également réalistes par la bonne localisation et l'intensité plausible des principaux courants océaniques :

- au delà de 10N, le courant nord équatorial, d'intensité toujours inférieure à 20 cm/s,
- le courant sud équatorial maximal en juillet (80 cm/s en 1993 et 1994),
- le contre courant nord équatorial d'intensité maximale de 40 cm/s en octobre; il se prolonge par le courant de Guinée.

5 Mètres  
juin 1993



90 Mètres  
juin 1993

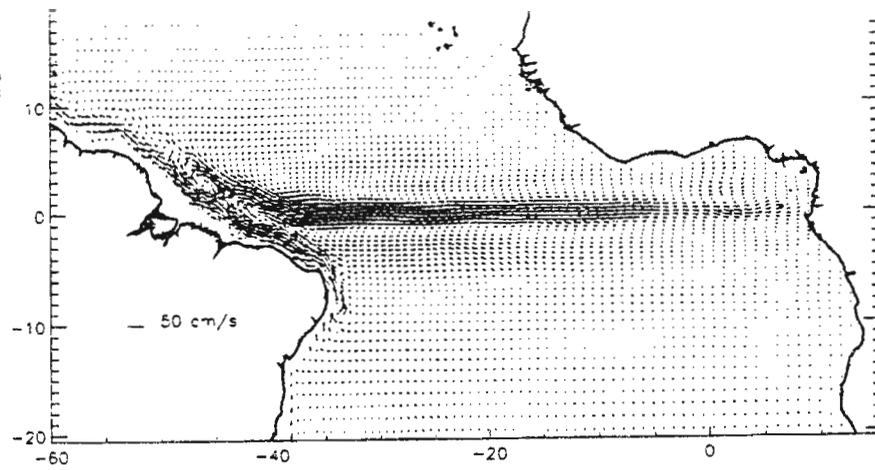


Fig 4.6

- Le sous courant équatorial est également conforme à la climatologie. Il est minimum au mois d'août et atteint son maximum (80 cm/s en 1993, supérieur à 1 m/s en 1994) en octobre (Fig 4.7).

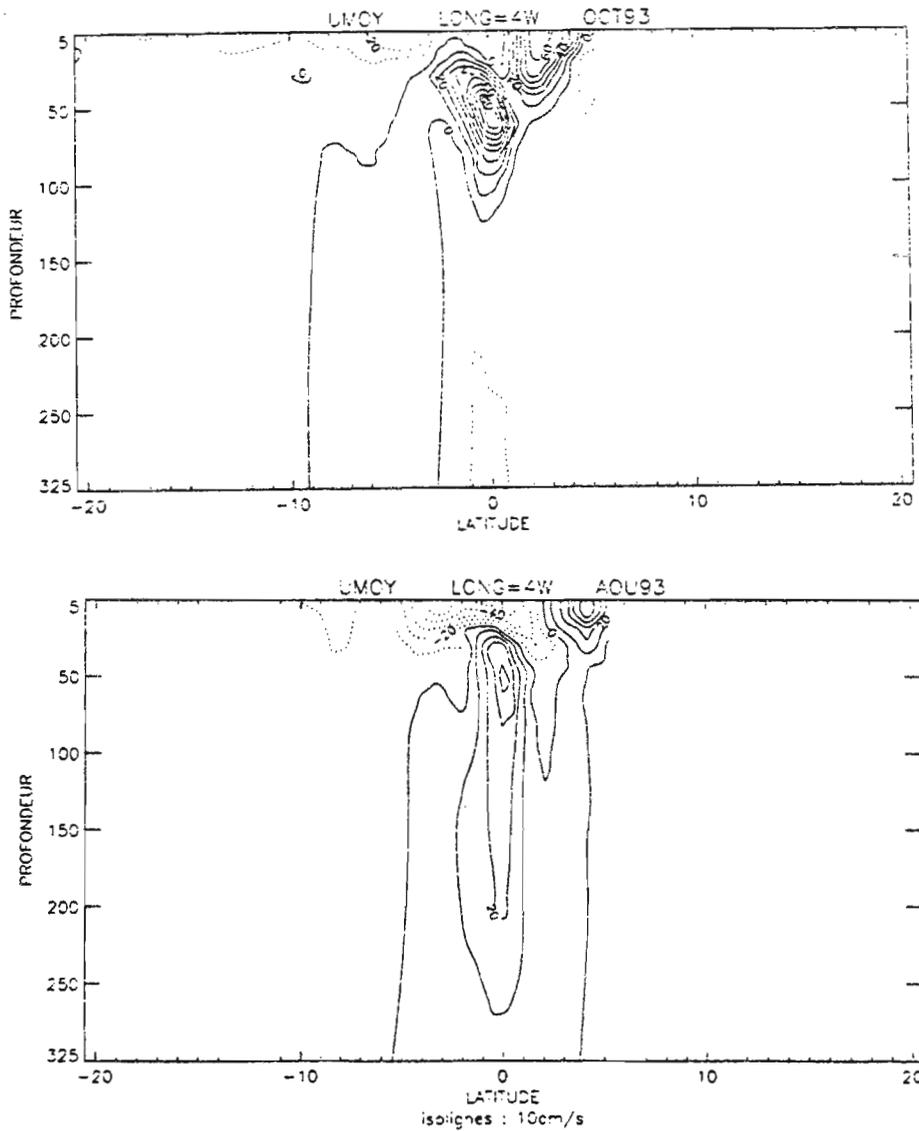


Fig 4.7

A ce stade de la validation, nous nous situons vraiment à un niveau d'appréciation très général du modèle. Cependant les résultats sont très satisfaisants puisque les structures thermiques et leur évolution, de même que celles des courants sont très cohérentes avec la description qui en est généralement faite. Nous pouvons donc passer au stade suivant de la validation, qui consiste à comparer quantitativement les paramètres simulés aux mesures.

## **-5 VALIDATION DU MODELE EN 1993-1994**

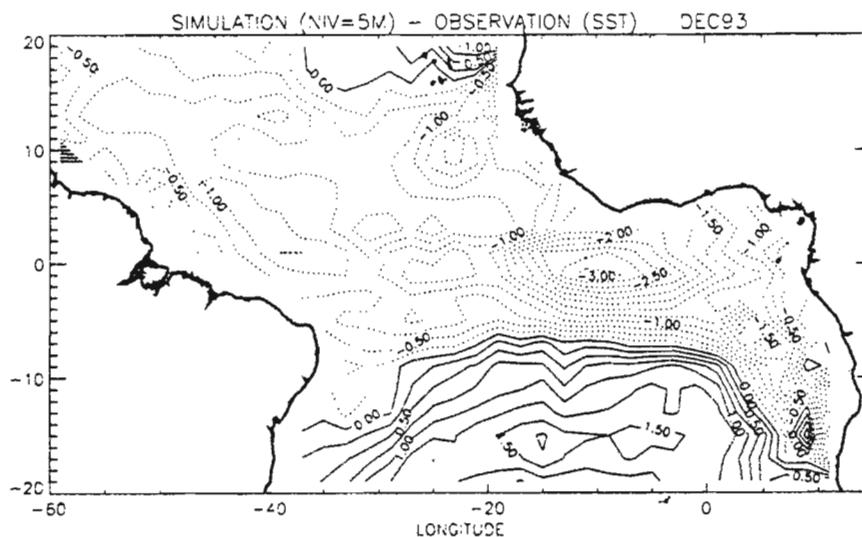
### **5.1 Validation de la température**

La température de surface est le premier paramètre que nous confrontons aux mesures. C'est également le plus difficile à simuler puisqu'il synthétise de nombreux phénomènes physiques et peut donc présenter une accumulation d'erreurs de diverses origines.

Les cartographies de ce paramètre sont regroupées : *pages 1 à 6 en annexe.*

#### **5.1.1 Validation de la température de surface**

5.1.1.1 Comparaison de la température simulée à 5 m au champ de température analysé par Servain.



*Fig 5.1*

La simulation de la SST s'éloigne de l'observation principalement en trois zones de latitude. La température simulée est trop basse entre 7S et 13N; de 1.5 °C jusqu'à 3 °C localement en décembre 1993 (Fig 5.1). Au sud de 7S, ainsi qu'au nord de 13N, la température simulée est le plus souvent trop élevée. Ici l'erreur mensuelle peut atteindre 2°C.

Les différences entre SST simulée et SST observée sont relativement faibles à l'ouest du bassin (en moyenne inférieures à 1.2 °C à l'ouest de 30W). Ce sont les zones d'upwelling qui sont affectées par les différences maximales, et particulièrement la zone d'upwelling équatorial où la différence moyenne est supérieure à -1.5 °C (moyenne sur les deux ans).

La variabilité interannuelle dans la zone équatoriale de l'upwelling saisonnier est maximale en été (Servain *et al.*, 1985). Paradoxalement, la différence entre simulation et observation dans cette zone est minimale pendant cette période (Fig 5.2). Cet accord constaté entre simulation et observation est peut-être dû au fait qu'entre 1993 et 1994 la variabilité interannuelle reste inférieure à 0.5 °C. L'écart négatif maximal se produit en décembre, mois intermédiaire entre saison froide et saison chaude. Durant la saison chaude qui suit (mars-avril), la SST simulée reste trop froide.

Deux représentations identiques (Fig 5.2) aux points (9W,11S) et (35W,17N) montrent également que la transition rapide est correctement simulée tandis que les écarts lors de la transition saison froide/saison chaude sont importants.

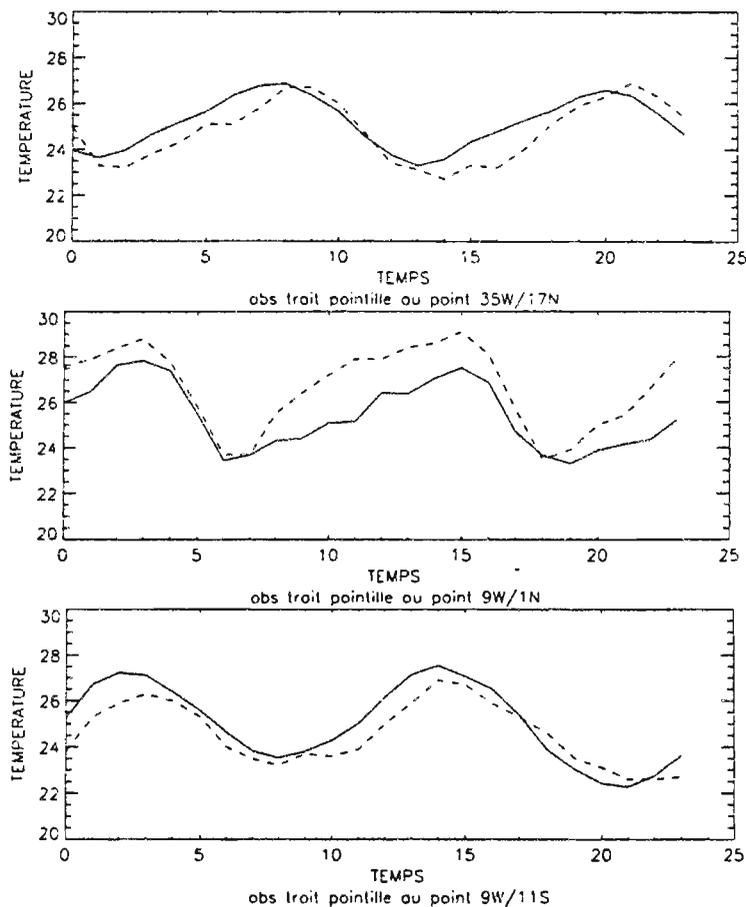


Fig 5.2

En résumé, cette comparaison entre SST simulée et observée montre l'existence d'un biais froid dans la zone équatoriale. Elle met en évidence la difficulté du modèle à simuler correctement la variation de la SST dans les zones d'upwelling tout particulièrement quand l'épaisseur de la couche homogène augmente.

5.1.1.2 Comparaison entre la température simulée à 5 m et le champ de SST analysé à partir de données bateaux et satellite.

D'une façon générale, nous retrouvons les éléments déjà obtenus précédemment :

- Sur une vaste zone équatoriale située de 5S à 5N le modèle est systématiquement trop froid. On y détecte chaque mois localement une erreur minimale de 0.5 °C. L'erreur maximale est observée au mois de décembre; elle atteint localement 3 °C.

- Au nord de cette bande équatoriale le modèle est également trop froid, particulièrement le long de la côte africaine où, d'octobre à février, les erreurs peuvent dépasser 2 °C. Cependant à l'extrême nord-ouest du domaine, des erreurs positives de l'ordre de 1 °C sont notées d'avril à août.

- Au sud de la bande équatoriale les erreurs principales sont également positives, mais relativement faibles puisqu'elles n'atteignent que rarement 1.5 °C.

5.1.1.3 Comparaison entre la température simulée à 5 m et le champ de SST déduit des mesures du satellite ERS-1.

Du fait de sa résolution spatiale plus fine, le champ de SST obtenu à partir des mesures du satellite ERS-1 est sensiblement différent des deux précédents champs de SST intégrant les observations « bateaux ». Il distingue en particulier de petites structures thermiques précédemment ignorées. Par exemple, en août 1993, le minimum thermique associé à l'upwelling équatorial atteignait 24 °C pour le champ UTIS, 23 °C pour le champ Servain et 22 °C pour le champ ERS-1. Ainsi, le choix de ce dernier champ d'observations de SST comme champ de référence réduit les différences précédentes dans la zone équatoriale (-1 °C en décembre 93). Si l'erreur n'est plus systématiquement négative, elle demeure toutefois très négative aux mois de novembre/décembre. Dans les autres zones, les différences locales entre SST mesurée par ERS-1 et simulée sont du même ordre que précédemment (jusqu'à +2°C d'erreur).

A l'issue de la validation de la SST simulée, nous soulignons l'importance des erreurs qui atteignent jusqu'à 2°C à proximité des zones d'upwelling côtiers ou équatorial. Nous retenons aussi un aspect saisonnier des différences au nord de 5S, particulièrement perceptible par la sous-estimation systématique des températures équatoriales en fin d'année.

Après cette étude de la SST simulée, nous poursuivons la validation de la température en passant aux autres niveaux du modèle.

## **5.1.2 Température de subsurface**

### **5.1.2.1 Comparaison à la campagne CITHER.1**

La durée de chacune des radiales CITHER est de l'ordre de deux-trois semaines. Chaque profil CITHER décrit l'état de l'océan de la surface au fond à un endroit et un instant précis. La comparaison des mesures avec les résultats du modèle a du être faite sur chaque profil. Pour cela, à un profil CITHER doit être associé un profil issu du modèle. Ce dernier est obtenu par interpolation spatiale et temporelle des profils OPA encadrant au mieux le profil CITHER. La comparaison est donc ici encore très exigeante puisqu'elle se fait en un point et à un instant précis. Voici, pour chacune des radiales de la campagne CITHER.1, les résultats de cette comparaison. Les tracés sont regroupés en annexe.

#### ***Radiale 7°30 N du 13 février au 5 mars 1993 (voir en annexe pages 7 et 9)***

La différence des structures thermiques entre mesures et simulation est flagrante. Il faut tenir compte du fait que la méthode d'interpolation des profils simulés produit un lissage des structures thermiques. En renonçant à l'interpolation temporelle (l'interpolation spatiale n'a que peu d'impact sur les résultats) les structures simulées sont plus proches de celles mesurées mais les différences restent très importantes.

Dans la couche homogène, le modèle simule des températures entre 25 et 26 °C tandis que les mesures CITHER.1 indiquent des températures supérieures à 26 °C. La thermocline observée est très accidentée, avec un gradient de température intense. Le modèle simule

cependant une thermocline peu tourmentée et un gradient thermique relativement faible. Ces fortes différences entre les thermoclines observée et simulée entraîne à ce niveau des écarts de température pouvant atteindre  $+7^{\circ}/-8^{\circ}\text{C}$ . Cependant, les fortes oscillations de thermocline observées sont dues à des structures à méso-échelle liées à un phénomène de réflexion de la circulation. Ces phénomènes de méso-échelle, encore mal expliqués, sont alimentés en partie par le courant sud équatorial lorsqu'il atteint la côte américaine. Cette réflexion à  $7^{\circ}30\text{N}$  n'est visiblement pas simulée par le modèle océanique en début d'année 1993. Cependant plus au sud ( $5^{\circ}\text{N}$ ), ainsi que plus tard dans l'année, la structure des courants simulés indique la simulation de ce type de phénomène (Fig 4.5).

#### **Radiale 4°30 S du 1 au 31 janvier 1993** (voir en annexe pages 8 et 9)

Dans les couches superficielles, le déficit en température de la simulation est compris entre  $-0.5$  et  $-1^{\circ}\text{C}$  et jusqu'à  $-1/-2^{\circ}\text{C}$  juste au dessus de la thermocline. Au niveau de la thermocline l'erreur est plus importante, jusqu'à  $-4^{\circ}\text{C}$ , et pratiquement toujours négative.

#### **Radiale 4W du 5 au 15 Mars et Radiale 35W du 31 janvier au 13 février 1993** (voir en annexe pages 10 à 12)

Nous sommes amené à faire ici les mêmes remarques que précédemment, c'est à dire que les températures simulées dans la couche homogène sont trop froides, que la thermocline simulée est peu variable en profondeur et que le gradient thermique y est trop faible. Il apparaît que dans les parties nord et sud de ces deux radiales les mesures CITHER.1 indiquent un enfoncement important de la thermocline qui est peu ou pas présent dans les simulations. Ceci engendre d'importantes différences de température ( $-6/+2^{\circ}\text{C}$  à  $4^{\circ}\text{W}$ ).

Les différences de SST entre la simulation et les mesures CITHER dans la zone équatoriale sont conformes aux résultats précédents : erreur froide de surface de l'ordre de  $0.5-1^{\circ}\text{C}$  pouvant atteindre  $2^{\circ}\text{C}$ . Pour ce qui concerne les températures simulées en profondeur les erreurs se situent principalement à proximité de la thermocline. Elles atteignent ponctuellement  $-8^{\circ}\text{C}/+7^{\circ}\text{C}$  et sont pratiquement toujours négatives. La simulation apparaît donc également trop froide en profondeur. Il faut cependant souligner qu'un simple décalage temporel ou géographique de la simulation peut entraîner de fortes erreurs. De plus, au niveau de la thermocline les erreurs très importantes peuvent être en partie expliquées par la relative faiblesse de la résolution verticale du modèle ( $10\text{m}$ ). La période de janvier à mars 1993 est insuffisante pour généraliser ces résultats. L'étude des comparaisons entre simulation et mesures XBT permet de suivre le modèle au cours des deux années de simulation et sur l'ensemble du domaine. Elle nous fournira une autre approche du comportement du modèle sous la surface.

#### 5.1.2.2 Comparaisons aux mesures XBT

Les profils XBT sont peu nombreux au cours de la période 1993-1994. De plus leur répartition spatio-temporelle est irrégulière. Cela oblige à mener la comparaison entre températures simulées et températures observées par deux méthodes.

##### **Première méthode :**

En m'inspirant des validations déjà réalisées (Roquet, 1993), nous avons interpolé chaque profil XBT sur les différents niveaux du modèle. Nous avons ensuite interpolé spatialement et temporellement les profils issus du modèle au point de chaque mesure XBT. Une moyenne de l'erreur de température ainsi qu'un écart-type moyen sont alors calculés mensuellement pour différentes zones à chaque niveau du modèle.

La définition de la profondeur de la thermocline retenue pour valider les simulations est celle de la profondeur du point de gradient maximal de température. Pour calculer cette

profondeur chaque profil thermique est interpolé par la méthode des splines cubiques. Cette interpolation a également permis de calculer la différence des gradients thermiques verticaux, simulés et mesurés, à chaque niveau du modèle.

*Est de la zone équatoriale de 5N à 5S (Fig. 5.3)*

Température par niveau :

Le biais froid atteint  $-0.7$  °C environ de 5 à 25 m. Une amélioration de l'erreur moyenne est sensible aux niveaux inférieurs à partir de décembre 93 et avant la dégradation de juin/juillet 94. Parallèlement, l'écart type augmente. Un aspect faiblement saisonnier de l'erreur se perçoit par des maximums atteints en avril-mai et octobre-novembre de chaque année. De mai à août 1993, à proximité de la thermocline, les erreurs sont fortes et de signe variable.

Gradients thermiques verticaux :

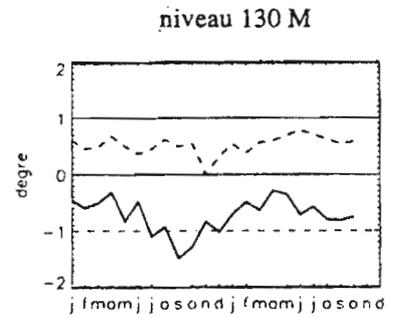
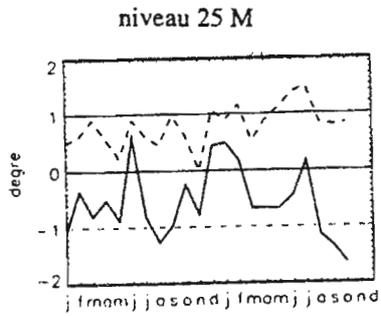
Au mois d'août 1993 OPA.7 réduit trop l'épaisseur de la couche homogène. La répartition géographique des XBT (rail Dakar/Le cap) nous situe trop à l'ouest pour percevoir clairement l'opposition est/ouest de la variation de l'épaisseur de la couche homogène. Ce problème a également une influence sur l'atténuation de l'intensité moyenne du gradient en 1994. OPA.7 semble cependant générer de trop faibles gradients, surtout en 1994.

Profondeur de la thermocline :

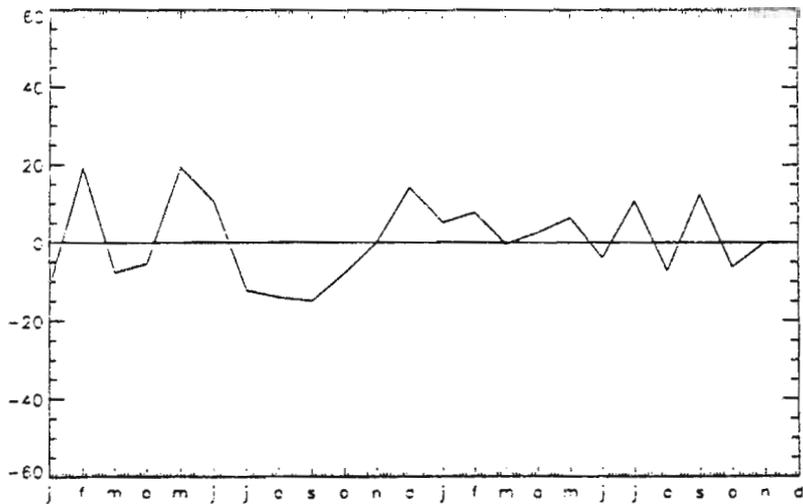
Les erreurs de profondeurs de la thermocline restent comprises entre  $-20$  et  $+20$  m. Elles s'atténuent en 1994. Cependant, la méthode du gradient maximal ne traduit pas toutes les différences entre thermocline simulée et observée. Ainsi au mois d'août 1993 l'erreur de profondeur détectée reste relativement faible tandis que les deux thermoclines sont bien différentes.

## BANDE DE LATITUDE 5°N/5°S A L'EST DE 25°W

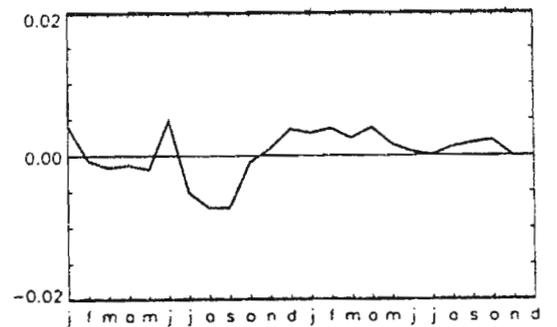
évolution de l'erreur de température par niveaux (trait plein) et écart type (pointillé)



évolution de l'erreur  
de la profondeur de la thermocline



évolution de  
l'erreur de gradient thermique vertical

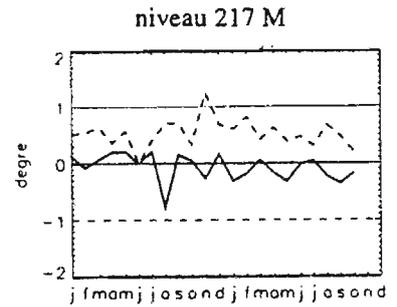
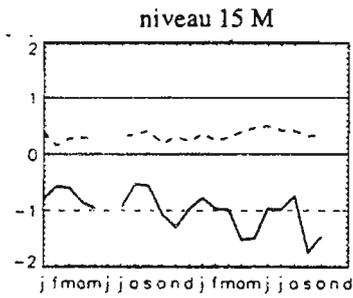


*isolignes degré/mètre*

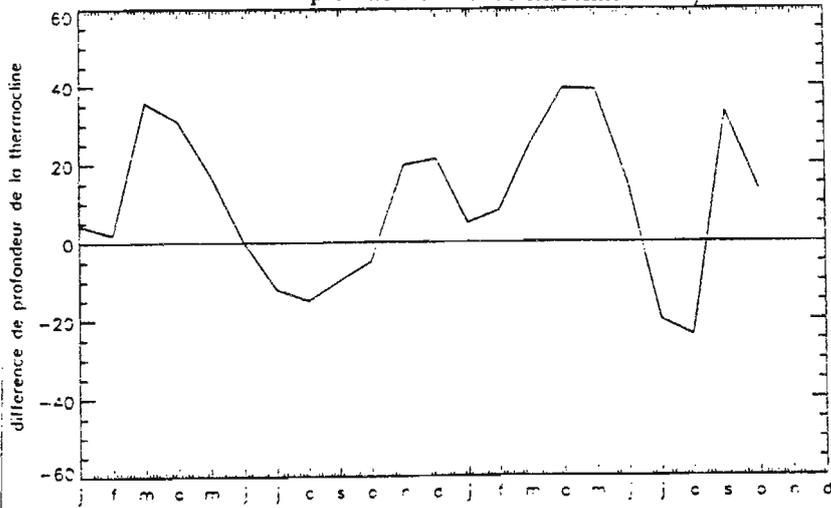
figure 5.3

## BANDE DE LATITUDE 5°N/5°S A L'OUEST DE 30°W

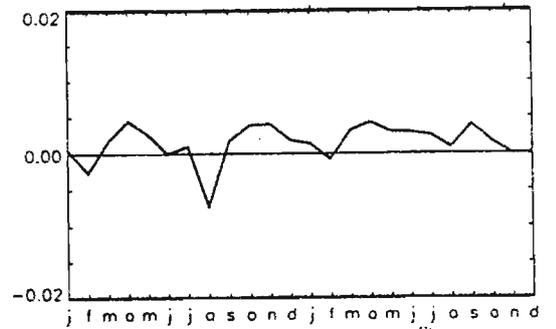
évolution de l'erreur de température par niveaux (trait plein) et écart type (pointillé)



évolution de l'erreur de la profondeur de la thermocline



évolution de l'erreur de gradient thermique vertical



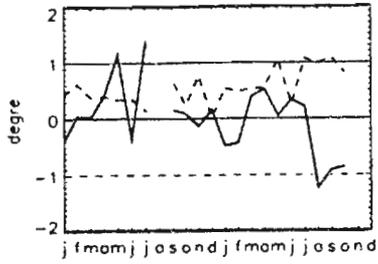
isolignes degré/mètre

figure 5.4

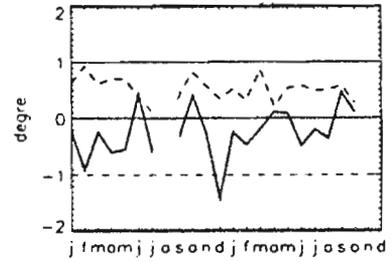
## BANDE DE LATITUDE 10°N/20°N A L'EST DE 25°W

évolution de l'erreur de température par niveaux (trait plein) et écart type (pointillé)

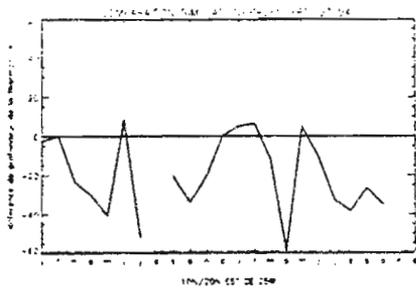
niveau 25 M



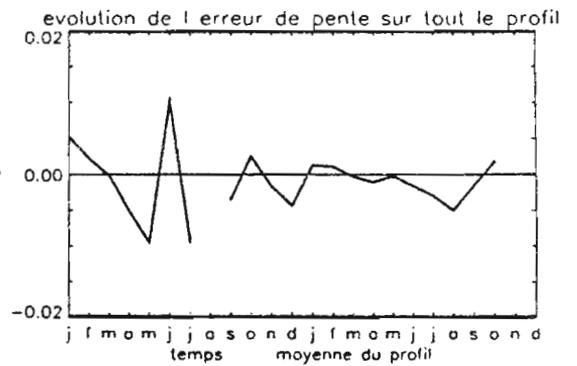
niveau 217 M



évolution de l'erreur  
de la profondeur de la thermocline



évolution de  
l'erreur de gradient thermique vertical



isolignes degré/mètre

figure 5.5

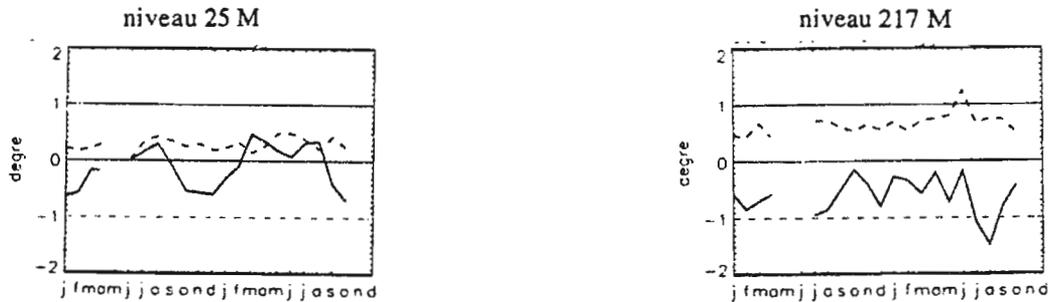
**BANDE DE LATITUDE 10°N/20°N A L'OUEST DE 25°W**

évolution de l'erreur de température par niveaux (trait plein) et écart type (pointillé)

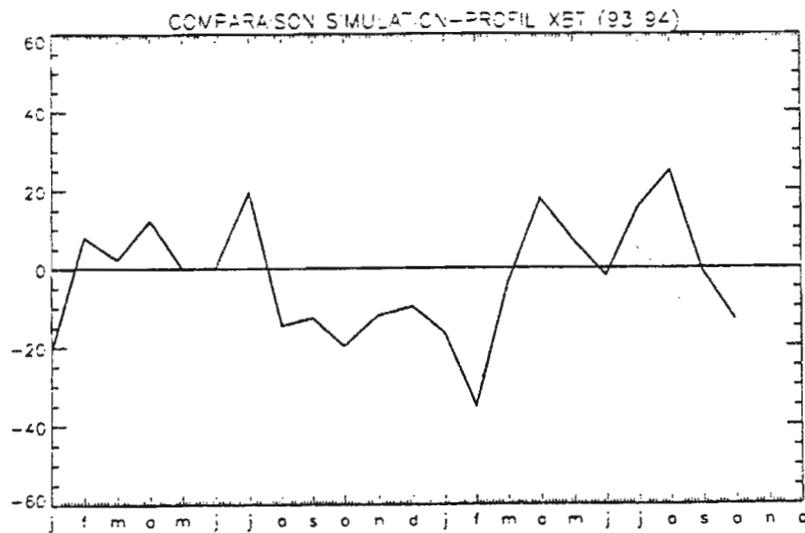


**BANDE DE LATITUDE 10°N/20°N A L'OUEST DE 30°W**

évolution de l'erreur de température par niveaux (trait plein) et écart type (pointillé)



évolution de l'erreur de la profondeur de la thermocline



évolution de l'erreur de gradient thermique vertical

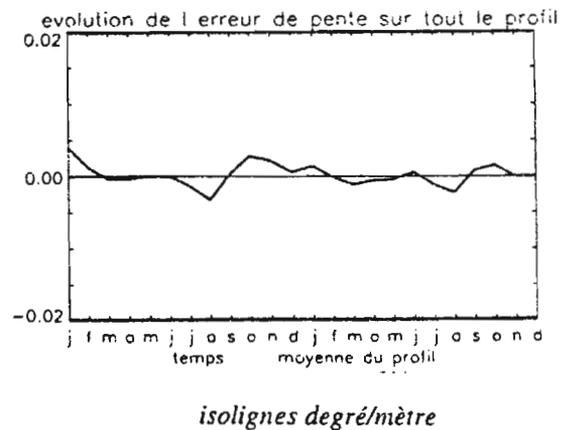


figure 5.6

### *Ouest de la zone équatoriale de 5N à 5S (Fig. 5.4)*

#### Température par niveau :

Le biais froid dans les couches superficielles est d'environ  $-0.8$  °C en 1993; il s'aggrave en 1994 pour dépasser  $-1$  °C. Cependant vers 200 m ce biais froid est très faible tout au long des deux années 1993-94. Nous retrouvons de fortes erreurs négatives en avril-mai et octobre-novembre de chaque année.

#### Gradients thermiques verticaux :

L'évolution temporelle de l'épaisseur de la couche homogène est bien simulée. De la même manière que dans les observations, nous retrouvons son minimum en mars-avril et son maximum en août, bien que ce maximum soit décalé en août 1993.

#### Profondeur de la thermocline :

Les erreurs détectées de cette profondeur ne sont pas systématiques. Elles ne présentent pas de cycle saisonnier apparent.

### *Est de la zone tropicale de 10N à 20N (Fig. 5.5)*

#### Température par niveau :

Jusqu'à 90 m de profondeur, l'erreur de température par niveau est centrée sur 0. Elle est cependant très variable, particulièrement en 1993 où elle passe rapidement de fortes valeurs positives à de fortes valeurs négatives ( $+1$  à  $-1$  °C à 15 m de profondeur). Aux niveaux inférieurs nous retrouvons un biais froid d'environ  $-0.3$  °C vers 200 m et une variabilité plus faible de l'erreur sauf en décembre 1993 (forte rupture aux environs de 150 m). Nous distinguons un cycle saisonnier avec des températures simulées trop chaudes de mars à septembre ( $+0.5$  °C à 25 m) dans les premières couches (sauf en juin 1993).

#### Profondeur de la thermocline :

La simulation place en moyenne la thermocline 20-25 m au dessous de la thermocline observée, sauf de décembre 1993 à février 1994. L'erreur varie brusquement en juin 1993 et avril 1994 et dépasse alors 40 m.

#### Gradients thermiques verticaux :

Avant août 1993 l'erreur de gradient est importante et change brusquement de signe en juin. Cela correspond à la brusque variation de l'erreur de profondeur de la thermocline. Les mesures XBT montrent une importante augmentation de la pente de la thermocline ajoutée à une brusque remontée de celle-ci. OPA.7 simule bien cette évolution mais moins intensément. Hormis cette différence et d'autres écarts d'amplitude en décembre 1993 et avril 1994 OPA.7 simule bien les mêmes structures thermiques que celles observées.

### *Ouest de la zone tropicale de 10N à 20N (Fig. 5.6)*

Nous ne disposons pas de mesure XBT dans cette zone aux mois de mai et juin 1993. Il faut l'étendre jusqu'à 20W pour obtenir une comparaison continue. Nous n'avons cependant pas voulu étendre la limite méridienne au delà de 30W vers l'est pour ne pas mélanger les dynamiques très différentes de l'est et de l'ouest du bassin.

#### Température par niveau :

Les erreurs de températures moyennes présentent un très fort cycle saisonnier aux faibles profondeurs. Les températures superficielles simulées sont trop chaudes de mars à septembre ( $+0.3/+0.4$  °C à 25 m), trop froides le reste de l'année. Le maximum d'erreur froide

est atteint en novembre/décembre ( $-0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  à 25 m). Le biais froid augmente avec la profondeur de  $-0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  à 130 m jusqu'à  $-1^{\circ}\text{C}$  à 325 m, tandis que le cycle saisonnier devient peu perceptible.

Profondeur de la thermocline :

La thermocline simulée est trop profonde de février à juillet 1993, puis d'avril à septembre 1994 et trop proche de la surface le reste de l'année. L'erreur maximale est atteinte en février 1994 (+35 m). Ces erreurs de profondeur de la thermocline sont cohérentes avec les erreurs de température détectées à ces niveaux.

Gradients thermiques verticaux :

L'évolution temporelle de l'épaisseur de la couche homogène est bien simulée. Les erreurs de pente semblent liées à des décalages temporels des renforcements de gradients verticaux. Généralement OPA simule une thermocline trop "pentue".

### ***Zone tropicale sud de 5S à 20S***

Le peu de donnée XBT dans cette zone n'a pas permis de réaliser une étude similaire à la précédente.

### **Deuxième méthode :**

Dans cette deuxième méthode nous avons analysé les mesures XBT disponibles afin de produire une moyenne mensuelle de température mesurée. Cela n'est possible que là où les mesures sont le plus nombreuses, c'est à dire le long de rails de navigation. Ici nous utiliserons le rail « Dakar-Rio de Janeiro ». La méthode d'interpolation utilisée est un krigeage spatio-temporel (Dessier, comm. person.). A partir des résultats de la simulation et des observations XBT, nous avons déterminé la profondeur de quelques isothermes, puis tracé leur différence en fonction de la latitude. Il s'agit des isothermes 22, 20 et  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  situées dans les 200 premiers mètres (Fig. 5.7). Globalement au cours des deux années 1993-94, la simulation conduit à une profondeur des isothermes trop faible d'environ 20-30 m (ponctuellement davantage) par rapport à celle déduite des observations XBT. Ceci se traduit bien évidemment par un état simulé de l'océan trop froid dans la couche des 200 premiers mètres. Nous pouvons distinguer la zone de 0 à 5S où les erreurs sont faibles et positives. En surface au nord de 15N, nous retrouvons nettement un cycle saisonnier dans les erreurs, les températures étant trop chaudes de février à septembre de chaque année.

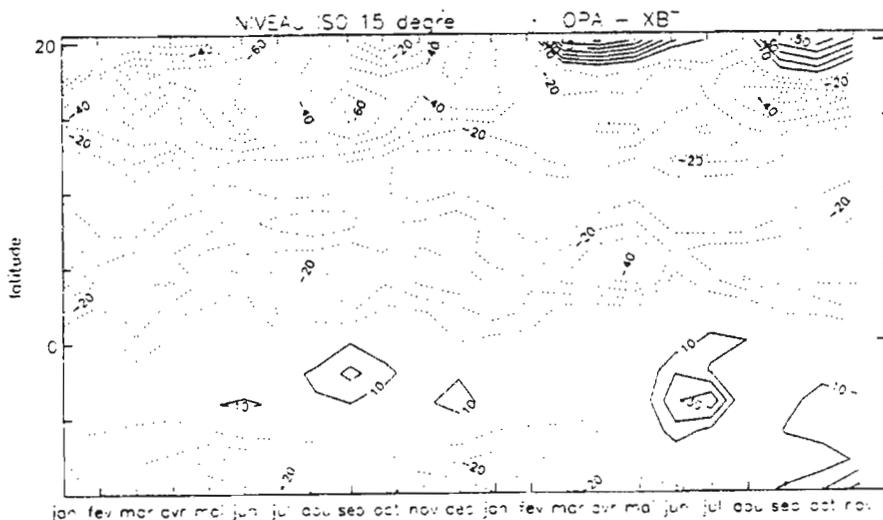


Fig 5.7

## **5.2 Validation du courant**

*(voir en Annexe pages 13-24)*

Les mesures de courant effectuées lors de la campagne CITHER.1 sont les seules dont nous disposons. Elles nous permettent uniquement d'estimer ponctuellement la qualité de plusieurs courants simulés.

*Sous courant équatorial (SCE) :*

Bien localisé par OPA.7 et d'une intensité correcte à 35W, le SCE orienté vers l'est est légèrement sous estimé à 4W (10 cm/s). Il s'étend moins profondément que le courant mesuré.

*Sous courant nord et sud équatorial (SCNE et SCSE) :*

Il est important de noter que ces deux courants ne sont pas simulés, aussi bien à 35W qu'à 4W où les mesures CITHER.1 indiquent un courant vers l'est supérieur à 30 cm/s. De même, le long de la radiales 4°30 S, les mesures CITHER.1 montrent de nombreux noyaux de courant d'intensité de 20 à 30 m/s (vers l'est) absents de la simulation.

L'absence de ces deux sous-courants est également sensible dans les champ de températures simulées le long des deux radiales méridienne. Elle se relie bien évidemment aux erreurs maximales de températures présentes aux extrémités nord et sud de la radiale 4W. Ces deux sous courants permanents n'apparaissent nullement au cours des 24 mois de simulation. Il s'agit là donc d'une lacune importante du modèle en terme de dynamique océanique.

*réflexion à proximité de l'Amérique du sud :*

Au travers des courants simulés, apparaît à nouveau l'absence de simulation de la réflexion mise en évidence par les mesures CITHER.1. Bien perceptible par la composante méridienne du courant mesuré, la réflexion n'apparaît pratiquement pas dans la composante méridienne du courant simulé par OPA.7.

## **5.3 Validation de la salinité** *(voir en Annexe pages 25 à 30)*

De même que pour les mesures de courant océanique, les mesures de salinité de la campagne CITHER.1 sont les seules dont nous disposons pour la période 1993-94. Elles nous permettent d'apprécier la simulation de ce paramètre le long des quatre radiales transocéaniques effectuées lors de la campagne.

Sous la thermocline les erreurs sont faibles, au maximum de -0.2 à +0.3 g/kg. Elles se situent généralement dans les zones où les courants simulés sont fortement éronnés. Les défauts de simulation de la thermocline apparaissent nettement dans le tracé de la différence entre salinité observée et salinité simulée. Les erreurs atteignent à ce niveau des valeurs de -0.8 à +0.6 g/kg. La couche de mélange montre une salinité simulée trop faible de (-0.5 g/kg) Enfin le modèle montre une salinité trop importante (>1 g/kg) près de la côte africaine par 4°30 sud.

## **5.4 Validation des forçages utilisés**

### **5.4.1 Tension du vent fourni par ARPEGE**

La qualité des champs de tension de vent utilisés pour forcer les modèles océaniques a une forte influence sur la qualité des simulations (Morliere *et al.*, 1989). L'analyse du vent par le modèle ARPEGE tient compte des observations de vent des bateaux, mais aussi de toutes autres observations de vent en surface ou en altitude. De plus, la déduction de la donnée « tension du vent » à partir de la donnée « vent » bénéficie de la modélisation complète de la couche limite de surface, et en particulier prend en compte les effets de stabilité atmosphérique. Il est donc clair que la tension du vent fournie par le modèle ARPEGE bénéficie à la fois d'une analyse du vent très fine et d'une relation vent-tension très complexe.

Les champs mensuels de tension du vent calculés par Servain (1991) sont uniquement déduits des mesures de navires marchands. La méthode d'analyse est similaire à celle de la SST, ainsi que nous avons eu l'occasion de la discuter précédemment. Ces champs mensuels de la tension du vent observé sont donc forcément entachés d'erreurs. Cependant celle-ci est difficilement mesurable. Afin de confirmer ou non les écarts mesurés entre « tension du vent ARPEGE » et « tension du vent bateaux » - et en complément de notre étude - nous avons utilisé des champs de tension de vent issus des mesures du diffusiomètre embarqué sur ERS-1 (Quilfen, comm. person).

Le tracé de la divergence de la tension du vent permet de suivre l'évolution temporelle de la ZCIT. Cette évolution apparaît identique dans les deux champs fournis par la simulation ARPEGE et par l'analyse des mesures *in situ*. En particulier nous distinguons l'apparition de la zone secondaire de convergence au sud de la ZCIT. A noter que les noyaux de convergence ou de divergence sont nettement plus forts dans le champ obtenu à partir des mesures bateaux. Le champ ERS-1 indique globalement les mêmes structures.

Les écarts entre la composante zonale des champs de tension du vent simulés par ARPEGE et celle calculée à partir des mesures bateaux mettent en évidence des différences absolues importantes dans la zone équatoriale à proximité des côtes du Brésil. C'est dans cette zone que s'initialise le processus de forçage à distance de l'upwelling équatorial (Servain *et al.*, 1982). La tension zonale du vent ARPEGE y est plus faible (de l'ordre de 15 N/M<sup>2</sup>) que celle calculée par Servain. Par contre, elle est plus forte (de l'ordre de 10 N/M<sup>2</sup>) dans le nord-est de notre domaine d'étude. La différence entre ces deux champs présente des écarts variables dans la zone est équatoriale, où un décalage temporel (retard pour ARPEGE) d'environ un mois est noté en 1993. La comparaison de la composante zonale de la tension du vent simulée par ARPEGE à celle déduite des mesures d'ERS-1 confirme ces points, mais avec des écarts plus faibles.

La composante méridienne de la tension du vent simulée par ARPEGE présente d'importants écarts avec celle issue des mesures bateaux. Ceci est particulièrement vrai le long de la côte africaine (Angola) au sud de notre domaine d'étude où la tension du vent forçant le modèle est largement plus forte (jusqu'à 30 N/M<sup>2</sup>) que le « vent-bateaux ». Cet écart est d'ailleurs confirmé par la comparaison au champ de tension du vent déduit des mesures ERS-1. C'est dans cette zone que se produit un upwelling côtier ainsi que le renforcement vers l'ouest du courant sud équatorial (Voituriez, 1983)

Il apparaît donc que le champ de la tension du vent simulé par ARPEGE est significativement différent des champs déduits des observations (« bateaux » et ERS-1). Ceci est particulièrement vrai pour la comparaison au « vent-bateaux » dans les zones où la dynamique océanique est très sensible au vent (sous-estimation de la composante zonale à proximité du Brésil, surestimation de la composante méridienne près du sud de l'Afrique).

#### **5.4.2 Flux fournis par ARPEGE**

Nous avons fait plusieurs comparaisons pour valider le flux de chaleur net forçant le modèle océanique. Tout d'abord nous avons confronté la SST analysée pour calculer le terme

de rappel à la SST déduite des données « bateaux ». La SST utilisée pour le terme de rappel présente plusieurs défauts. Elle est généralement trop froide (de l'ordre de 0.5 °C) sauf dans les zones d'upwellings saisonniers où elle est trop chaude (+ 0.5/1 °C) au cours des mois d'activité de ces upwellings. Il apparaît en fait que la SST de rappel est très peu variable. En conséquence, le terme de rappel va fortement modifier les flux dans les zones d'upwelling: le gain de chaleur de l'océan y sera augmenté.

Nous ne disposons malheureusement pas d'observations directes de flux de chaleur à l'interface air-mer. Aussi la seule validation possible des flux ARPEGE consiste en une comparaison aux valeurs climatologiques. C'est ce que nous avons réalisé en comparant les flux ARPEGE avec l'atlas climatologique de Hastenrath et Lamb (1977), puis avec des flux climatologiques issus des données COADS (da Silva, 1994).

Les flux directement issus du modèle ARPEGE diffèrent très sensiblement des deux climatologies. Ils sont plus faibles. Ainsi en mars la climatologie indique un noyau de 100 W/m<sup>2</sup> à 2S-18W, alors que dans cette zone le flux ARPEGE est inférieur à 60 W/m<sup>2</sup>. Le long de la côte nord africaine le flux climatologique est largement supérieur à 100 W/m<sup>2</sup> alors que les valeurs d'ARPEGE atteignent seulement 80-100 W/m<sup>2</sup>.

La modification des flux due au terme de rappel sur la SST est importante. Elle augmente de façon importante les flux en deux zones, d'une part le long de l'équateur et d'autre part le long des côtes d'Afrique. Dans la zone équatoriale cette correction rapproche les flux ARPEGE des valeurs climatologiques (écarts de +20 W/m<sup>2</sup> en moyenne et jusqu'à 40 W/m<sup>2</sup>). Les noyaux les plus importants sont alors bien localisés. A proximité des côtes nord de l'Afrique les flux corrigés par le terme de rappel sont assez proches de la climatologie. Les écarts y atteignent cependant certains mois 60 W/m<sup>2</sup>, et indiquent un déficit des flux corrigés. Enfin dans l'extrême sud le long des côtes africaines la différence reste considérable. Il semble ici que la correction apportée entraîne une excessive augmentation des flux. Des écarts de plus de 60 W/m<sup>2</sup> sont fréquents et toujours positifs en 1993. A partir d'octobre 1993, la nouvelle méthode de calcul du terme de rappel que nous avons décrit précédemment atténue nettement ce défaut. D'autre part les flux sont plus faibles en 1994.

Paradoxalement il apparaît donc que l'erreur commise dans la SST utilisée comme terme de rappel dans la simulation OPA.7 augmente l'intensité des flux ARPEGE, et par là même corrige leur déficit apparent. De cette façon les flux servant réellement au forçage du modèle océanique sont comparables aux climatologies. Ces flux semblent toutefois excessifs en certaines zones, particulièrement avant la modification intervenue en octobre 1993 dans le calcul du terme de rappel. En raison notamment de l'absence de mesures directes de flux, il nous est cependant difficile de conclure sur ce point avec certitude.

### **5.5 Synthèse de la validation - Comparaison à la version OPA.4**

Les simulations de la version précédente d'OPA (OPA.4) ont été validées dans plusieurs configurations. L'upwelling équatorial saisonnier était simulé souvent trop à l'ouest (d'environ 10-15 degrés de longitude) et la plupart du temps trop tôt (d'environ 2 mois). Une analyse multi-annuelle (1982-88) des résultats de la simulation OPA.4 a permis de constater que la SST simulée était constamment trop froide dans la zone équatoriale entre 20W et 30W (Servain *et al.* 1994). L'étude menée sur l'année 1984, (Morlière *et al.* 1989) souligne que l'une des grande faiblesse du modèle était l'étalement excessif de la thermocline selon la verticale, particulièrement dans l'est du bassin. Là les erreurs de SST atteignaient +1.6 degré en moyenne au mois de juin.

Le comportement d'OPA.7 est différent de celui d'OPA.4. Cette fois-ci l'upwelling équatorial est bien situé en longitude (10W-15W) et il apparaît au bon moment au cours de l'année (juin-juillet). La thermocline est maintenant correctement simulée, y compris dans

l'est du bassin. Cependant d'autres défauts apparaissent : si les erreurs de température sont relativement faibles au nord de l'équateur météorologique loin des côtes africaines, en revanche elles sont maximales et importantes dans la zone de latitude 5S-5N où un biais froid demeure présent tout au long des deux années de simulation. Dans ces deux zones l'erreur présente un cycle saisonnier, fluctuant entre des valeurs négatives et relativement élevées en décembre à des valeurs plus faibles ou positives en mars-avril. A proximité des côtes africaines, les erreurs de SST sont importantes ( $> 1$  °C) et elles suivent là-aussi un cycle saisonnier, tout en étant le plus souvent positives en dehors de la zone équatoriale. La structure verticale des profils thermiques simulés par OPA.7 est globalement bonne. Cependant des écarts ponctuels, nombreux en 1993, semblent dus à des "accidents" de simulation de la thermocline consistant soit en des décalages temporels, soit en des différences d'amplitude de ses mouvements verticaux.

Pour ce qui concerne la simulation des courants, le défaut principal que nous avons détecté est l'absence de simulation des sous courants nord et sud équatoriaux. Ces courants atteignent pourtant en général des intensités de 30/40 cm/s, et ils sont au minimum de 20/30 cm/s en 1993 d'après les mesures de la campagne CITHER.1. Plus ponctuellement la simulation présente bien un phénomène de rétroflexion près de l'Amérique du sud, mais qui apparaît localisé trop au sud au début de 1993. Parallèlement à l'absence des sous courants nord et sud équatoriaux, nous distinguons bien à 5N, le long du rail du Brésil la persistance d'une anomalie de la température à la profondeur de l'isotherme 15 degrés (100 à 150 m).

L'élément le plus remarquable de la validation est donc l'important déficit des températures simulées dans la bande équatoriale. Or l'upwelling équatorial se produit dans l'est de cette zone en été boréal. Ce processus complexe est généré par plusieurs éléments incluant un effet dynamique local et un effet dynamique lointain. En ce qui concerne ce dernier effet - souvent appelé « remote forcing » - il est maintenant communément admis qu'il joue le rôle de « déclencheur » du processus d'upwelling dans l'est du bassin équatorial (Servain *et al.*, 1982). Ce "remote forcing" consiste en la propagation vers l'est d'ondes de Kelvin générées par de brusques accélérations (ou relaxations) de la composante zonale de la tension du vent à proximité des côtes du Brésil. Grâce à l'annulation de la force de Coriolis à l'équateur, ces ondes sont piégées le long du rail équatorial. Ensuite le vent local entretient ce phénomène d'ascendance des eaux froides profondes par son influence sur la divergence des courants. Enfin le courant sud équatorial, qui advecte des eaux froides à partir de l'upwelling côtier africain, est lui aussi en partie responsable du refroidissement équatorial (Voituriez, 1983).

Devant cette concordance géographique entre les zones où sont enregistrées les erreurs maximales de la simulation et les zones d'upwelling équatorial et côtiers, nous ne pouvons que nous interroger sur la qualité du refroidissement simulé par OPA.7 lorsqu'il est forcé par les flux d'ARPEGE en mode opérationnel. Pour tenter d'expliquer ce point, plusieurs hypothèses peuvent être avancées, nous en posons deux : la dynamique du modèle peut créer un refroidissement irréaliste, les flux de chaleur fournis par ARPEGE peuvent être responsables du déficit de température. Pour tenter de vérifier la première hypothèse, c'est à dire l'aspect réaliste de l'upwelling simulé, nous avons utilisé une analyse locale du bilan de chaleur dont nous décrivons maintenant la méthode.

## -6 ANALYSE LOCALE DE L'EVOLUTION DE LA QUANTITE DE CHALEUR

Dans certaines zones du Pacifique la variation de la SST est déterminée à 80 % par les flux atmosphériques incidents (McPhaden, 1982). Ce n'est pas le cas pour l'Atlantique tropical où les variations de température des couches superficielles sont loin d'être à ce point pilotées par les flux de chaleur à la surface. D'autres phénomènes physiques interviennent. Ce sont ces termes dynamiques, indépendants des flux de chaleur locaux, qui nous intéressent et que nous voulons quantifier.

Pour cela nous considérons une couche d'eau, en un point fixe; puis nous nous intéressons seulement aux termes dynamiques qui font varier la température moyenne de cette couche.

Lorsque nous choisissons en un point la colonne d'eau qui s'étend de la surface à la thermocline (couche homogène), les termes qui font varier la température moyenne de la colonne sont nombreux. Il y a tout d'abord l'advection horizontale, c'est-à-dire l'entraînement d'eau de température différente par les courants horizontaux. Il y a ensuite l'advection verticale correspondant aux courants verticaux, puis la diffusion de la chaleur par turbulence. Il y a enfin le flux d'eau à la base de la colonne; la profondeur de la base va en effet varier dans le temps en fonction de l'enfoncement ou du retrait de la couche de mélange.

Lorsque nous considérons, à nouveau en un point fixe, une colonne d'eau s'étendant cette fois de la surface à une isotherme sous la thermocline, les termes qui influent sur la température moyenne de la colonne sont différents. Diffusion et flux d'eau à la base de la colonne deviennent négligeables, de même que l'advection verticale. C'est l'advection horizontale qui devient prépondérante dans la variation de la température moyenne.

Pour réaliser cette étude, nous utilisons les équations décrites par Gaspar (1990).

### 6.1 La méthode

Les équations de conservation de la masse et de la chaleur sont

$$\nabla \bar{U} + \frac{\partial \bar{W}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{U} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{W} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \frac{F_{sol}}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} - \frac{\partial \bar{T} \bar{W}}{\partial z} - \nabla \cdot (\bar{T} \bar{U})$$

où chaque variable X est composée d'une valeur moyenne  $\bar{X}$  plus une fluctuation X'.

En réalisant la moyenne verticale de la température au sein d'une couche d'épaisseur  $\xi$  sous la forme

$$\langle T \rangle = \frac{1}{\xi} \int_{-\xi_1}^{-\xi_2} \bar{T} dz$$

l'équation précédente, intégrée sur l'épaisseur  $\xi$ , fournit l'équation d'évolution de la température moyenne de la couche :

$$(\xi_2 - \xi_1) \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} + [\langle T \rangle - \bar{T}(-\xi_2)] W_c(-\xi_2) - [\langle T \rangle - \bar{T}(-\xi_1)] W_c(-\xi_1)$$

$$+ \int_{-\xi_2}^{-\xi_1} \nabla \cdot (\overline{TU}) dz + (\xi_2 - \xi_1) \langle U \rangle \cdot \nabla \langle T \rangle + \nabla \cdot \left[ \int_{-\xi_2}^{-\xi_1} \tilde{U}\tilde{T} dz \right] = \frac{F_{sol}}{\rho_0 C_p} [I(-\xi_1) - I(-\xi_2)]$$

$$- \overline{T'W'}(-\xi_1) + \overline{T'W'}(-\xi_2)$$

où  $W_c$  représente le flux vertical de matière à travers la surface  $z=\xi$ .

Le premier terme constitue l'évolution du contenu thermique de la couche. Le second et le troisième décrivent le flux de chaleur entraînée verticalement au sommet et à la base de la couche par le flux vertical de matière. Les termes suivants représentent dans l'ordre : la diffusion horizontale, l'advection horizontale due au courant moyen et enfin l'advection horizontale due aux fluctuations de ce courant moyen.

En négligeant l'advection horizontale, ainsi que les termes de diffusion, l'équation se réduit à

$$\rho_0 C_p (\xi_2 - \xi_1) \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = F_{sol} [I(-\xi_1) - I(-\xi_2)] + \rho_0 C_p [\overline{T'W'}(-\xi_1) + \overline{T'W'}(-\xi_2)]$$

De plus, en déterminant une profondeur  $\xi$  au travers de laquelle le flux de matière est nul, nous disposons de l'équation suivante

$$\rho_0 C_p (\xi) \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = F_{sol} [1 - I(-\xi)] + F_{nsol}$$

Nous utiliserons cette dernière équation sans que toutes les hypothèses qu'elle réclame ne soient vérifiées. C'est pourquoi elle ne sera pas équilibrée, mais c'est justement la différence de ses deux membres qui quantifiera les termes dynamiques non négligeables.

Ainsi en fixant la profondeur  $\xi$ ,  $\rho_0 C_p (\xi) \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} - \{ F_{sol} [1 - I(-\xi)] + F_{nsol} \}$  quantifie les termes dynamiques prépondérants dans le bilan de chaleur de la colonne d'épaisseur  $\xi$ . De cette façon le choix de  $\xi$  permet de discriminer les termes dynamiques négligés. En prenant pour  $\xi$  la profondeur de la couche homogène nous ferons apparaître les termes d'advection horizontale et verticale, le terme de mélange turbulent, le terme de flux de matière au travers de la surface de base (retrait ou entraînement de la couche de mélange). Par contre, en prenant pour  $\xi$  la profondeur d'une isotherme sous la thermocline, nous ferons apparaître essentiellement le terme d'advection horizontale. Ces deux cas apparaissent complémentaires.

Les deux termes de l'équation ont été calculés de la manière suivante :  $\frac{\Delta \bar{T}}{\Delta t}$ ,  $\bar{T}$  étant la température moyenne de la colonne, fournit une approximation de  $\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t}$ .

Le deuxième terme se compose de  $F_{nsol}$ , bilan des flux de surface excepté le rayonnement solaire visible, de  $F_{sol} [1 - I(-\xi)]$  qui représente le rayonnement solaire visible absorbé dans la couche. Le terme  $[I(-\xi)]$  représente le flux solaire visible encore présent à la profondeur  $\xi$ ; il est calculé en utilisant la même paramétrisation que le modèle OPA.7.

Le choix d'une isotherme sous la thermocline est simple, nous avons retenu l'isotherme 16 °C. Par contre la définition de la base de la couche homogène est plus difficile. En nous inspirant de plusieurs définitions (Stevenson, 1983; McPhaden, 1982), nous avons

assimilé la base de cette couche au point où le gradient vertical de température devient égal ou supérieur à 0.05 °C par mètre.

## **6.2 Les résultats comparés à une climatologie**

Pour pouvoir estimer la qualité du refroidissement simulé il est nécessaire de disposer d'une climatologie de ce type. Nous avons donc appliqué la méthode précédente en utilisant les températures climatologiques (Lévitus, 1982) et les flux climatologiques dérivés des COADS (da Silva, 1994). Nous obtenons, de cette façon, une climatologie du refroidissement dynamique, c'est à elle que nous ferons maintenant référence.

La climatologie du refroidissement dynamique obtenu dans la couche homogène (*voir en annexe pages 39 à 42*) montre bien l'intensification de mars à juin de l'upwelling équatorial, puis son atténuation progressive. Nous retrouvons à proximité de Dakar un upwelling maximal en mars-avril puis l'upwelling secondaire des mois d'octobre-novembre. Enfin la zone de l'upwelling d'Angola est également bien visible.

En ce qui concerne le refroidissement dans la couche « surface-isotherme 16 °C » (*voir en annexe pages 35 à 38*), c'est à dire essentiellement le refroidissement engendré par l'advection horizontale, nous retrouvons les structures connues. Au sud-est le courant de Benguela entraîne vers le nord les eaux plus froides qui sont ensuite advectées vers l'ouest le long de l'équateur. Au nord-est, à proximité de Dakar, l'advection nord-sud correspond bien au courant profond associé en surface au courant des Canaries. Il est clair que l'advection en profondeur suit les côtes africaines, alors que les structures thermiques de surface indiquent une advection d'eau froide plus directe des upwelling côtiers sud africains vers la zone de l'upwelling équatorial.

Pour ce qui concerne la simulation du refroidissement dû à l'advection horizontale d'eau froide, il y a un bon accord entre climatologie et simulation dans la localisation géographique, et le déroulement temporel de ces advections. La différence essentielle se situe le long des côtes sud de l'Afrique où le modèle advecte des eaux froides en fin d'année, ce que ne montre pas la climatologie.

La simulation du refroidissement global (couche homogène) indique qualitativement les mêmes structures que la climatologie. Cependant, pour mieux apprécier les écarts entre simulations et climatologie, nous avons tracé dans les zones d'upwelling (*voir en annexe pages 43 à 45*) les refroidissements mis en évidence dans la couche homogène et dans la couche « surface-isotherme 16 °C »; ceci pour la climatologie d'une part et la simulation d'autre part. Nous y avons associé le tracé des flux de chaleur et des deux composantes de la tension du vent (Servain, ARPEGE) :

- Comme nous l'avons déjà remarqué dans les champs de température, l'upwelling équatorial simulé est beaucoup plus intense en 1993 qu'en 1994.

- En plusieurs points apparaît un retard dans le déroulement de l'upwelling équatorial simulé. Un refroidissement important se produit encore en octobre-novembre 1993. Or c'est précisément le moment où le vent local simulé par ARPEGE se renforce. L'influence du vent local est admise comme importante dans le déroulement des upwelling. Il semble donc ici que les écarts entre la tension du vent simulée par ARPEGE et celle calculée par Servain pourraient expliquer un décalage temporel de l'upwelling équatorial simulé.

- L'upwelling côtier près de Dakar est aussi intense en 1994 qu'en 1993. Il apparaît très proche de la climatologie.

En résumé, la comparaison de l'intensité des upwelling, à la climatologie de ce refroidissement montre que ceux ci sont acceptables. Les écarts sont en effet plausibles et peuvent être dus à la variabilité interannuelle de l'upwelling équatorial. Pourtant il semble que

le vent simulé par ARPEGE entraîne un retard de l'upwelling équatorial ainsi que sa persistance en fin d'année. Il apparaît également que le long des côtes d'Angola la composante méridienne du vent ARPEGE, si elle est réellement surestimée, rend trop importante l'advection froide le long des côtes africaines. Il y a donc vraisemblablement contribution du refroidissement dynamique au déficit du contenu thermique en fin d'année. Cependant, l'évolution du contenu thermique pilotée par la dynamique du modèle est tout à fait réaliste.

## -7 CONCLUSION

La version précédente du modèle OPA (OPA.4), forcée par un flux de quantité de mouvement réaliste (« vents bateaux ») et des flux thermiques climatologiques, présentait essentiellement deux défauts (Morlière *et al.*, 1989; Servain *et al.*, 1994). Elle simulait une thermocline trop étalée verticalement dans l'est du bassin, et elle décalait l'upwelling équatorial à la fois dans l'espace (trop à l'ouest) et dans le temps (trop tôt dans l'année). Ces défauts généraient des températures simulées nettement trop chaudes dans l'est du bassin, tandis que l'ouest de la zone équatoriale présentait un biais froid.

Dans la configuration du projet OPERA, développée actuellement par Météo-France, la nouvelle version du modèle océanique (OPA.7) est forcée par les flux thermodynamiques issus du modèle météorologique opérationnel ARPEGE. Nous avons procédé à la validation de deux années complètes de simulation océanique, 1993 et 1994. Les résultats de cette validation montrent que OPA.7 se comporte différemment de OPA.4. La thermocline est nettement mieux simulée, aussi bien par sa profondeur, que par l'intensité des gradients thermiques verticaux. Cependant d'importants écarts aux observations subsistent. Ils sont en partie dus à des décalages temporels, et à des différences d'amplitude des mouvements verticaux de la thermocline. Ces différences suffisent pour provoquer d'importantes erreurs de température (jusqu'à 8 °C pour un instant et un point précis) à ces profondeurs où règnent de forts gradients thermiques. D'autres différences importantes entre champs thermiques simulés et observés sont associées à des erreurs dans la simulation des courants. En particulier les mesures de la campagne CITHER.1 (début de 1993) montrent le lien entre erreurs de température et l'absence de sous courant nord et sud équatorial. Enfin d'autres erreurs sont liées à des phénomènes de méso-échelle que ne reproduit pas correctement le modèle océanique. Ceci est bien visible par la faible simulation du phénomène de réflexion détecté par les mesures de la campagne CITHER.1 à proximité du Brésil.

Aux écarts ponctuels de simulation de la thermocline s'ajoutent des erreurs plus systématiques des températures dans la couche de mélange. Celles-ci restent trop froides dans la bande de latitude équatoriale 5S-5N. Au nord de cette zone un cycle saisonnier dans les erreurs se traduit par des températures trop chaudes de mars à septembre et trop froides le reste de l'année. En-dessous de la couche de mélange le biais froid reste présent tout au long de l'année.

Les écarts entre les champs de SST simulés par OPA.7 et les champs de SST déduits des mesures *in situ* relevées à bord de navires marchands sont particulièrement importants dans les zones d'upwellings saisonniers (jusqu'à -3°C). Ces erreurs doivent cependant être minorées, en effet, les champs de SST déduits des mesures *in situ* sont extrêmement lissés et s'éloignent de la réalité en dehors des rails de navigation des navires marchands. C'est bien ce qu'indiquent les champs de SST issus des mesures du satellite ERS-1. En particulier dans la zone équatoriale en prenant comme référence la SST satellitaire les écarts avec la simulation sont seulement de l'ordre de 1 °C.

La critique des simulations de courant et de salinité est limitée compte tenu du peu de mesures de ces paramètres. Le principal défaut détecté est l'absence de simulation des deux sous courants, nord et sud équatoriaux. La salinité simulée souffre des imperfections de la thermocline et apparaît sous estimée dans la couche de mélange.

L'étude du refroidissement simulé par le modèle montre que, en dehors de l'influence locale des flux de chaleur, les upwelling simulés sont réalistes. En effet, comparé à la climatologie que nous avons réalisée pour ce type de refroidissement, la forte intensité de l'upwelling équatorial en 1993, de même que son déroulement tardif, peuvent être imputés à la variabilité interannuelle de l'upwelling. Cependant, la persistance du refroidissement équatorial en fin d'année (94 et 93) coïncide avec le maximum des erreurs froides, ainsi qu'avec de fortes différences entre le vent ARPEGE forçant le modèle océanique et l'analyse de ce paramètre (Servain, ERS-1). Les imperfections de la tension du vent simulé par ARPEGE contribuent donc vraisemblablement à celles de l'upwelling et ainsi en partie aux erreurs de température constatées.

Dans la nouvelle configuration d'OPA.7, les flux de chaleur fournis par ARPEGE sont modifiés avant de forcer le modèle océanique. Ceci est réalisé par addition d'un terme de rappel aux flux de chaleur initiaux afin de rappeler le modèle vers la SST d'ARPEGE. Il apparaît que les flux initiaux sont très éloignés de leurs valeurs moyennes mais que le terme de rappel atténue ces écarts. Paradoxalement l'amélioration des flux le long de l'équateur est due à une erreur dans la SST servant au rappel. En effet celle ci est nettement trop chaude dans la zone des upwellings. Ainsi le rappel à la SST ARPEGE rapproche les flux de leur valeur moyenne mais ne joue pas correctement son rôle de rappel. Malheureusement l'utilisation d'une meilleure analyse de la SST pour calculer le terme de rappel diminuerait les flux du forçage, et donc provoquerait une aggravation de l'erreur froide déjà notée dans les SST simulées dans cette région.

Par son influence sur l'upwelling simulé, l'imperfections du vent issu d'ARPEGE peut être responsable des décalages temporels observés dans les oscillations de la thermocline, et en partie de l'erreur négative de température notée en fin d'année. Cependant, l'influence de la dynamique sur le contenu thermique reste réaliste. Il semble donc que les erreurs entachant les températures au sein de la couche de mélange soient principalement imputables aux erreurs locales dans flux de chaleur.

Dans l'avenir, le forçage du modèle océanique pourra être amélioré. En effet l'analyse de la SST qui sert de rappel au modèle pourrait être meilleure, surtout dans la zone de l'upwelling équatorial. De même, les simulations par ARPEGE des flux de chaleurs (en particulier le long de l'équateur) ainsi que la tension du vent pourraient être affinés. De cette façon un meilleur forçage, associé à la dernière version du modèle OPA qui est dotée d'une meilleure résolution verticale (26 niveaux au lieu de 16 ici), devrait mieux simuler la circulation océanique de l'Atlantique tropical.

## BIBLIOGRAPHIE

- Blanke, B. and Delecluse, P., 1993 : Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.
- Da Silva, A. M., Young, C., Lévitus, S., 1993 : COADS analysed field data set.
- Gaspar, P., Gregoris, Y., Lefèvre, J.M., 1990 : A simple Eddy energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: test at station papa and long-term upper ocean study site. *J. geophys. Res.*, 95, 16179-16193
- Lévitus, S., 1982 : Climatological atlas of the world ocean, NOAA prof. paper 13, US government printing office, Washington DC.
- Morliere, A., Delecluse, P., Andrich, P., Camusat, B., 1989 : Une évaluation des champs thermiques simulés par un modèle de circulation générale océanique dans l'Atlantique équatorial. *Océanologica Acta.*, 12, 9-22.
- Macphaden, M.J., 1982 : Variability in the central equatorial Indian ocean, oceanic heat and turbulent energy balances. *J. mar. res.*, 40, 403-419.
- Reverdin, G., Delecluse, P., Levy, P., Morliere, A., Verstraete, J.M., 1991 : The near surface Atlantic in 1982 1984: results from a numerical simulation and a data analysis. *prog. Oceanog.*, 27, 273-340.
- Roquet, H., projet OPERA, RAPPORT D'ACTIVITE 1993 .
- Roquet, H., projet OPERA , RAPPORT D'ACTIVITE 1994 .
- Servain, J., Picault, J., Busalacchi, A. J., 1985 : Interannual and seasonal variability of the tropical atlantic ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled ocean-atmospher models.* 211-237.
- Servain, J., Picault, J., Merle, J., 1982 : Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 457-463.
- Servain, J., Molière, A., Pereira, C., 1994 : Simulated versus observed sea surface temperature in the tropical Atlantic ocean. *The global atmosphere and ocean system*, 2, 1-20.
- Stevenson, J. W., Niller, P., 1983 : Upper ocean heat budget during the Hawaii to Tahiti shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1894-1907.
- Voituriez, B., 1983 : Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4 °W et l'upwelling équatorial du golfe de Guinée. *Rev. Oceano. trop.*, 18, 163-183

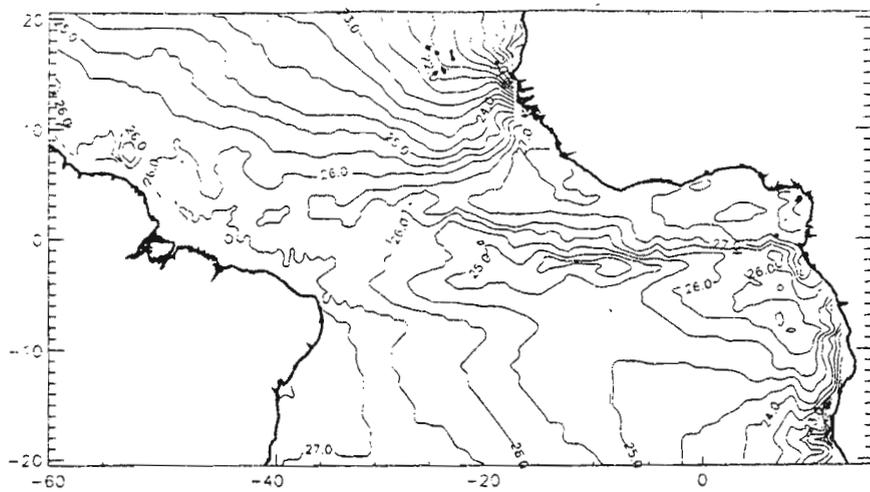
**ANNEXE**

## **TABLES DES MATIERES**

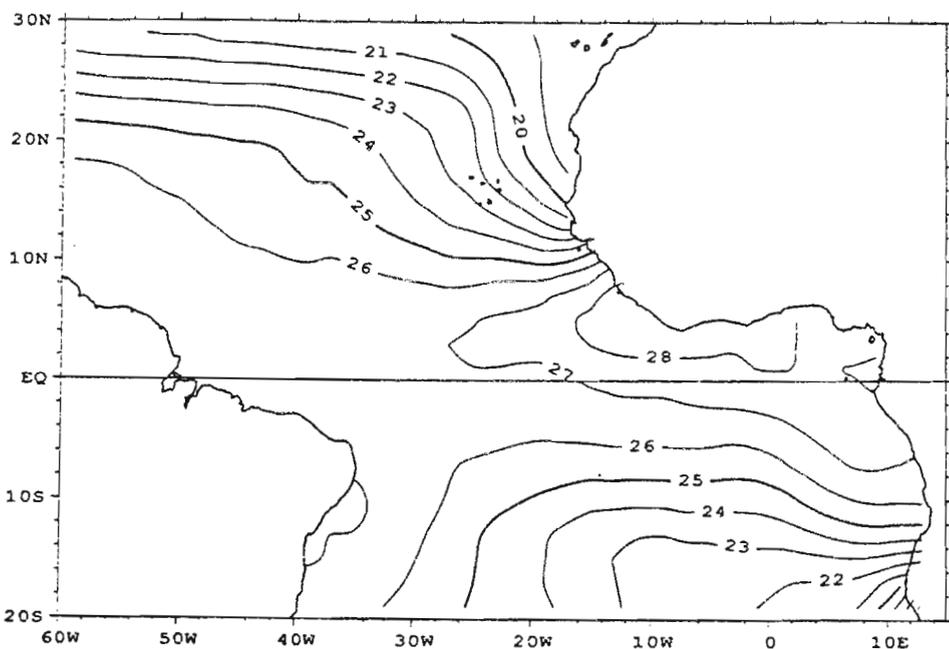
<b>Température de surface de la mer SST</b>	pages 1 à 6
<b>Champ OPA et CITHER.1</b>	pages 7 à 30
<b>tension du vent ARPEGE et analyse</b>	pages 31 à 32
<b>Flux ARPEGE et climatologie</b>	pages 33 à 34
<b>Bilan local de chaleur</b>	pages 35 à 45
<b>Modifications intervenues dans ARPEGE</b>	page 46

SST JANVIER 1993

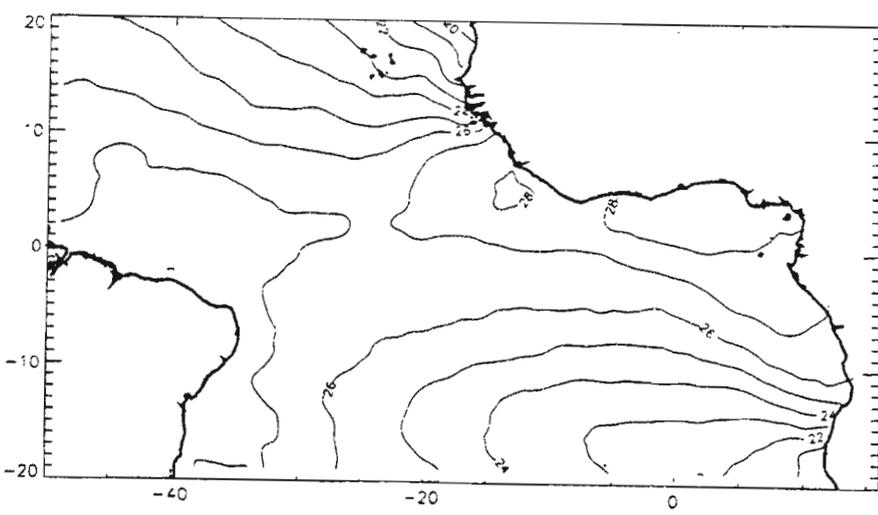
SIMULATION



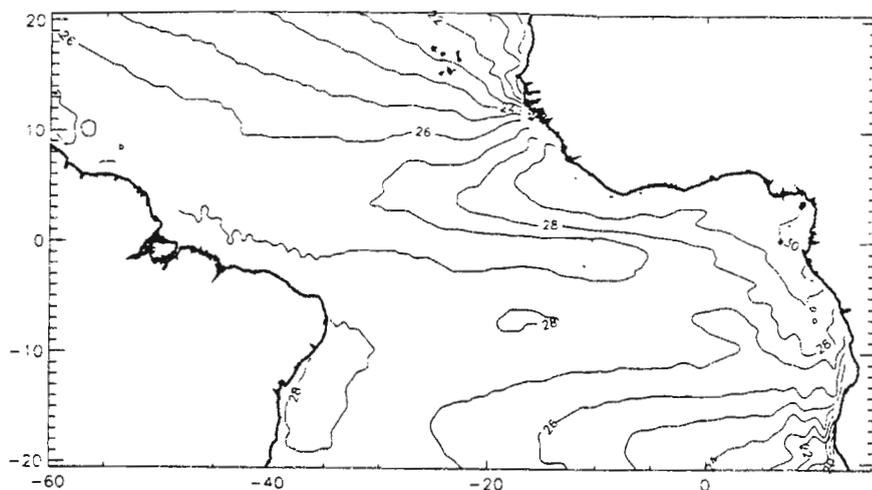
ANALYSE BATEAU



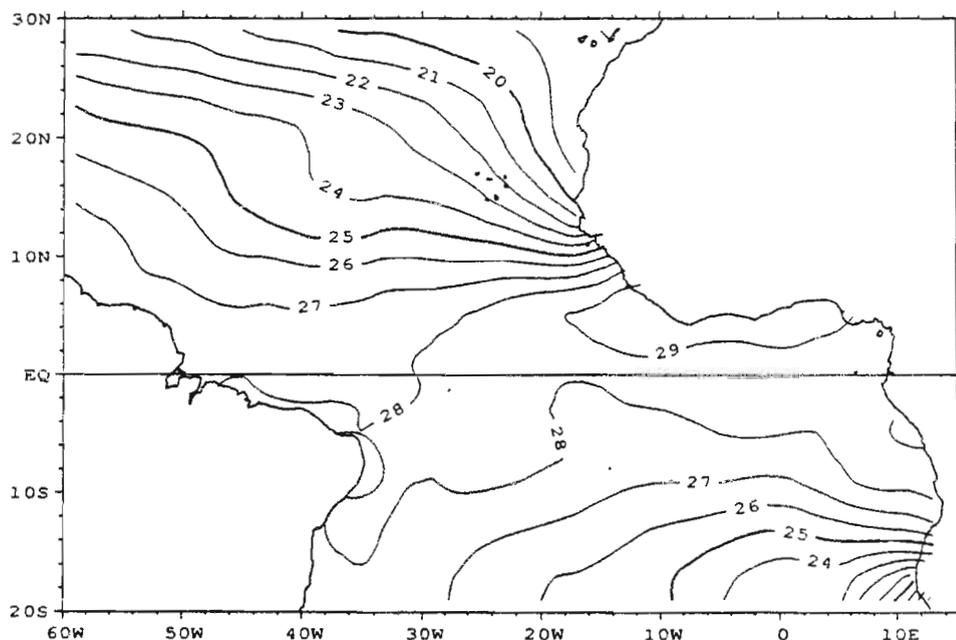
ANALYSE BATEAU & METEOSAT



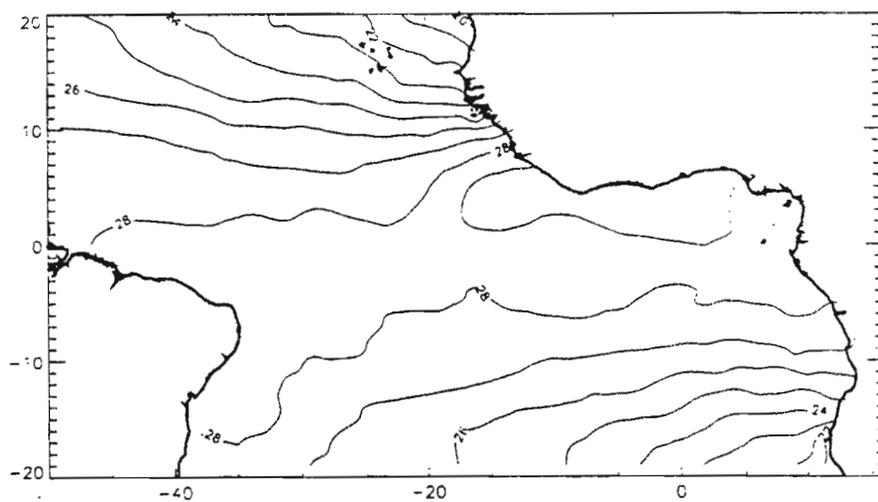
**SIMULATION**



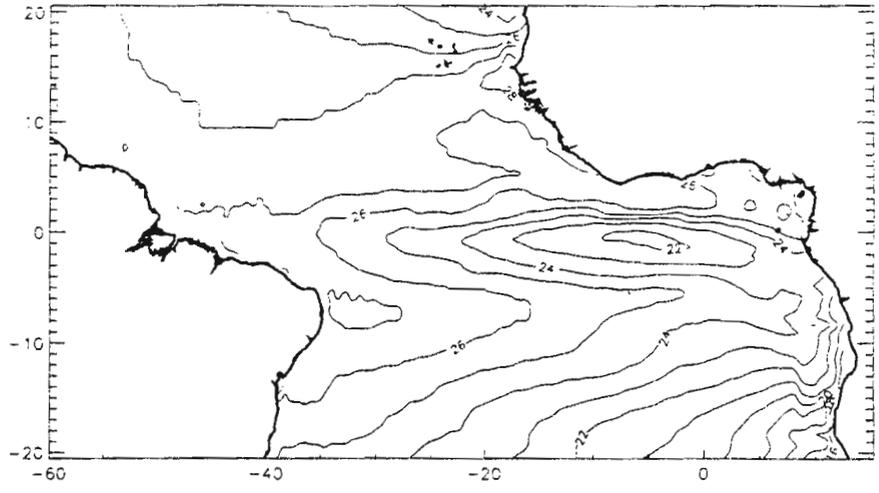
**ANALYSE  
BATEAU**



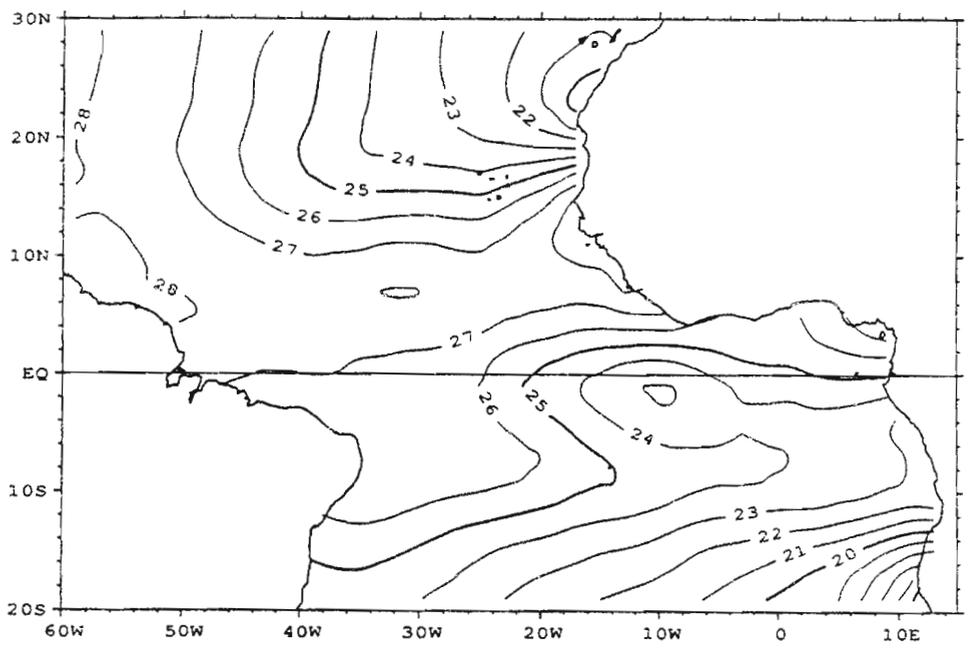
**ANALYSE  
BATEAU &  
METEOSAT**



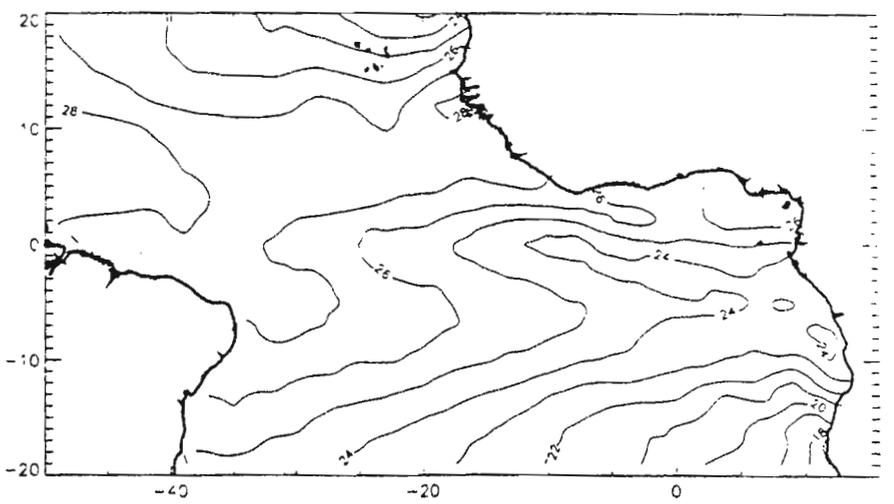
**SIMULATION**



**ANALYSE BATEAU**

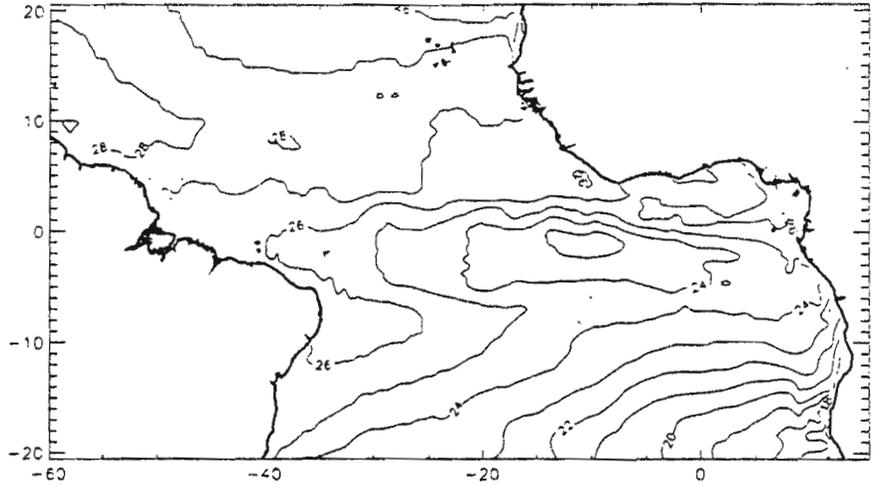


**ANALYSE BATEAU & METEOSAT**

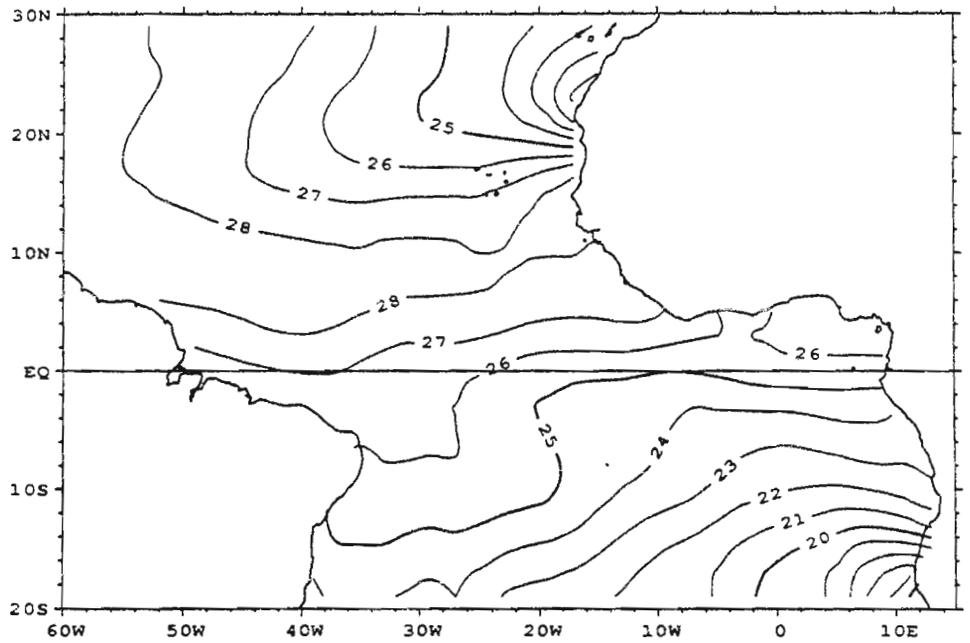


SST SEPTEMBRE 1993

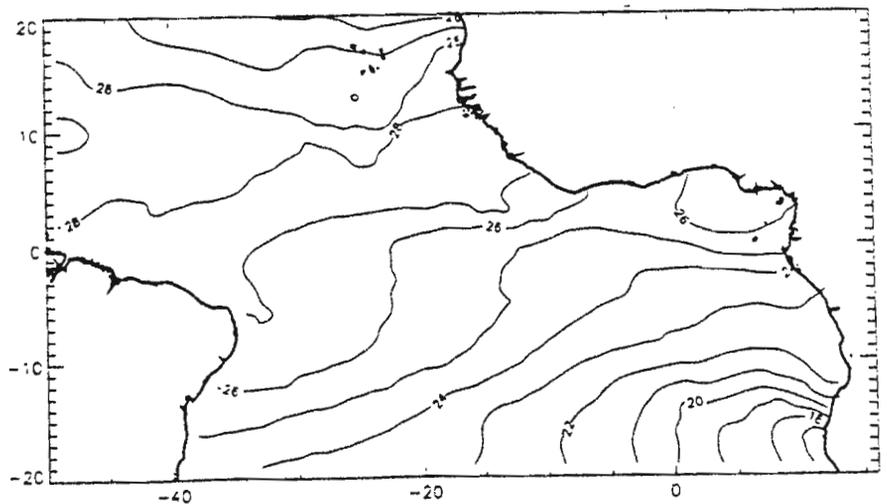
SIMULATION

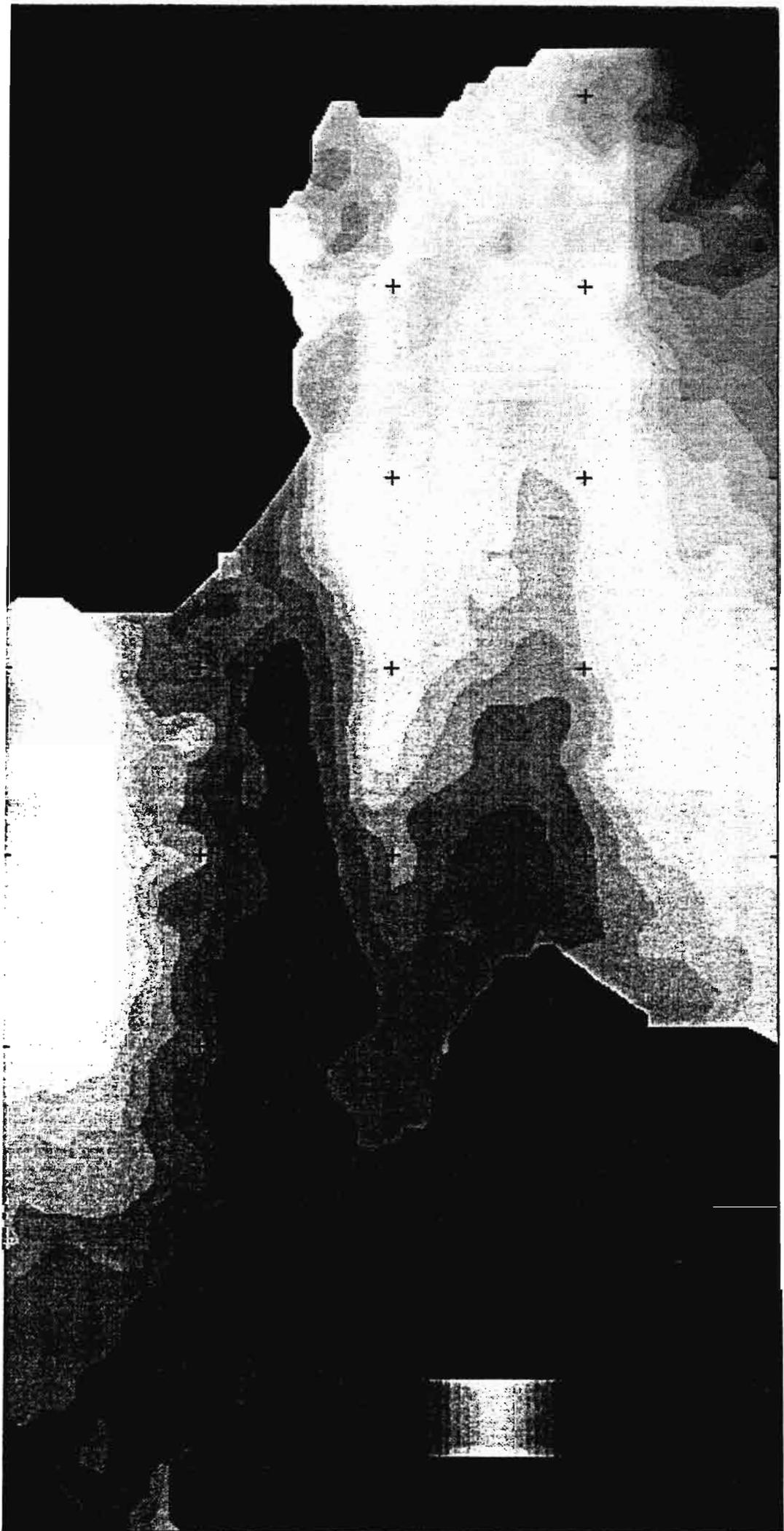


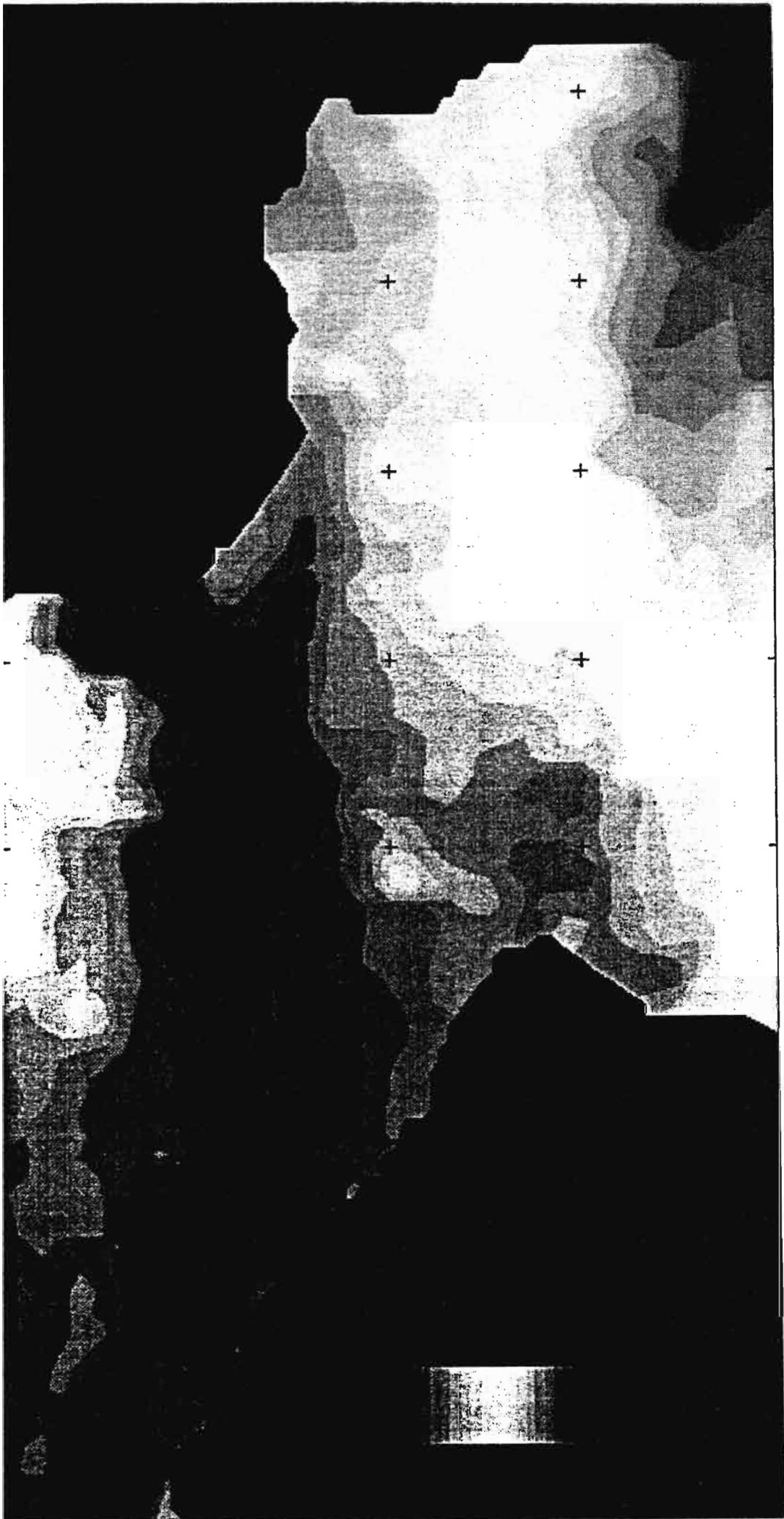
ANALYSE  
BATEAU



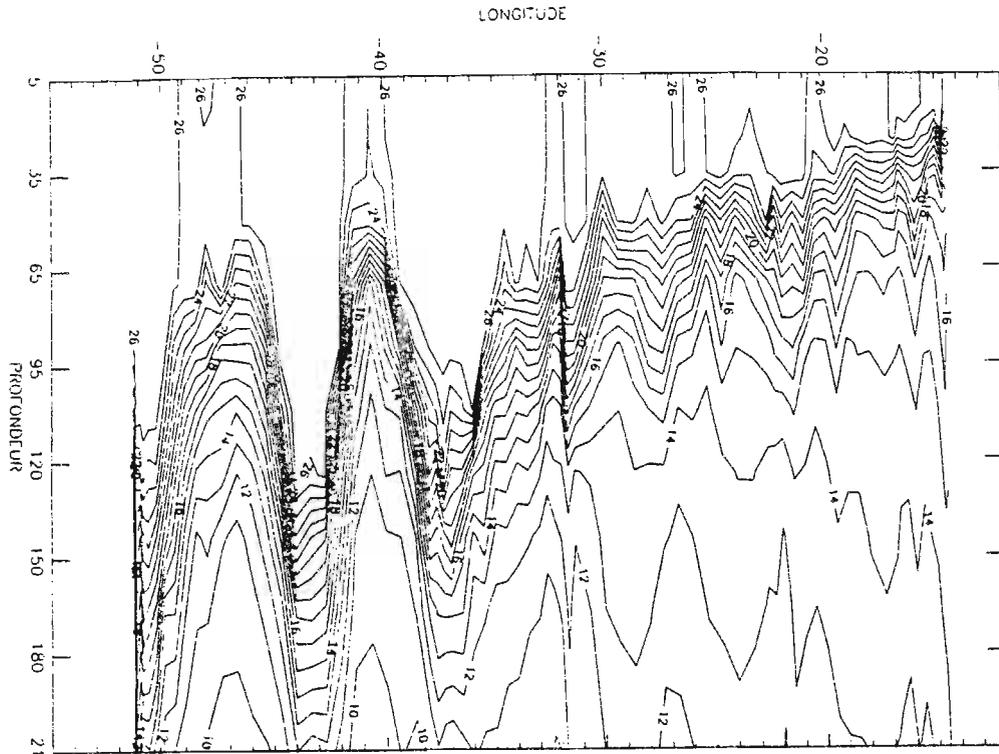
ANALYSE  
BATEAU &  
METEOSAT



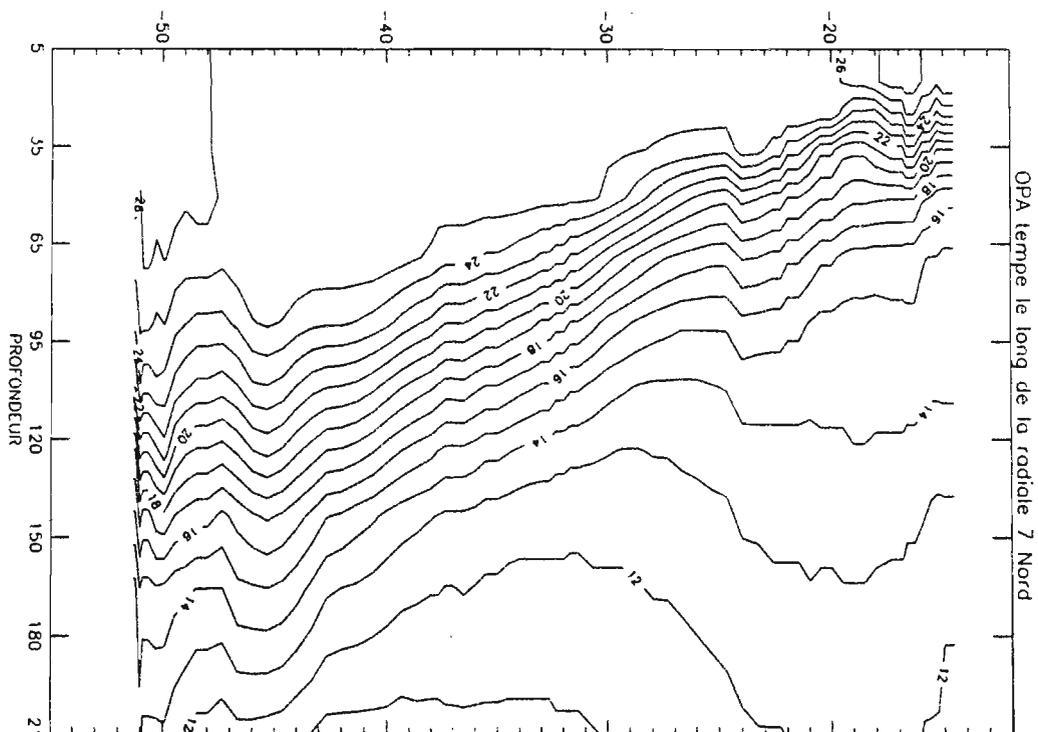




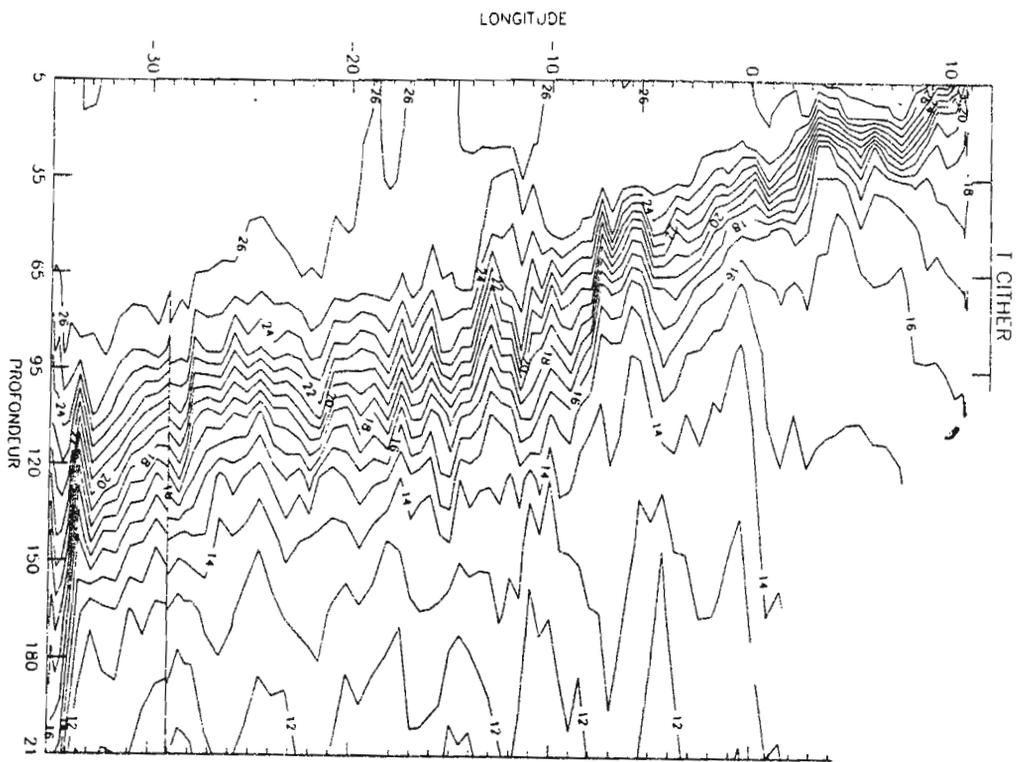
TEMPERATURE CITHER



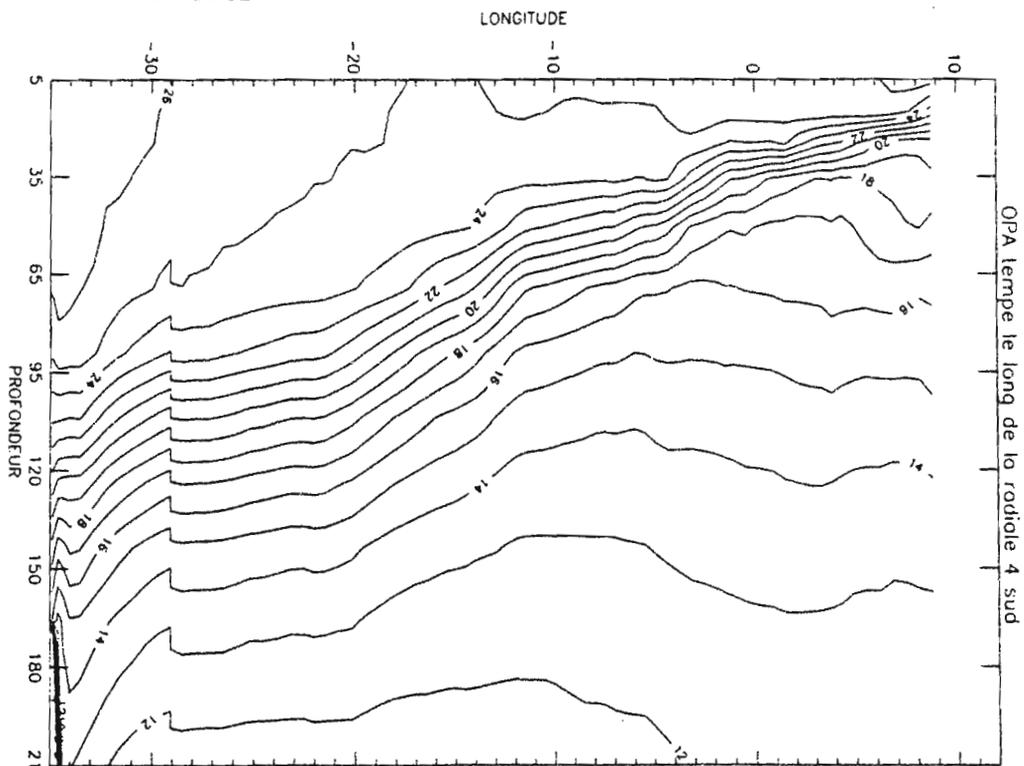
TEMPERATURE OPA



TEMPERATURE CITHER

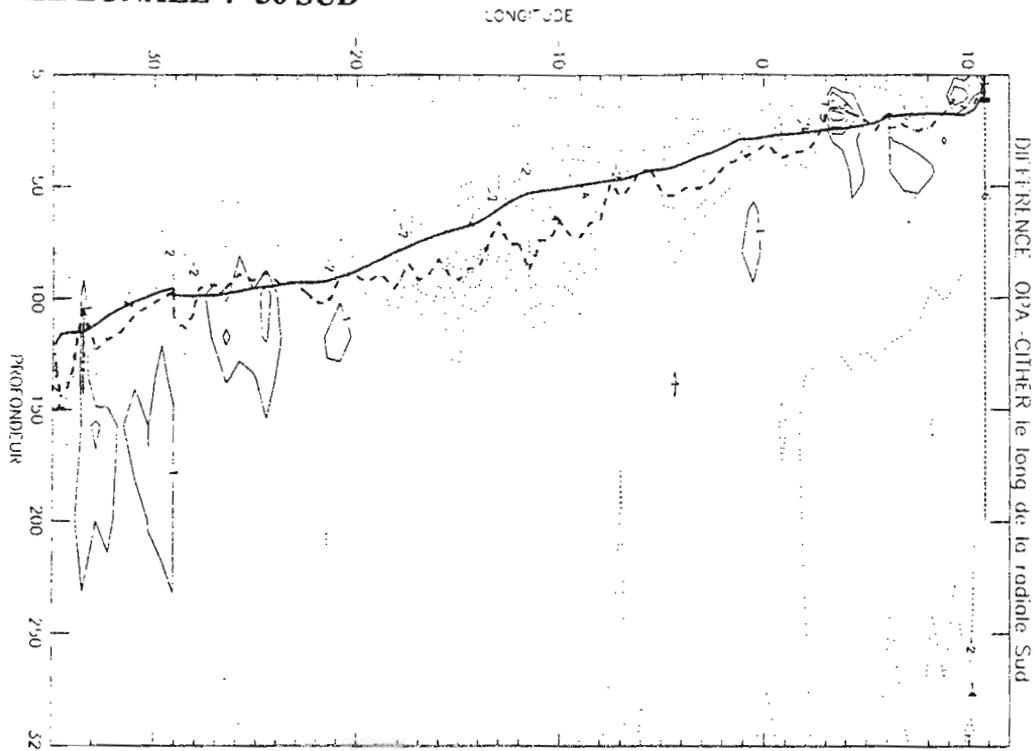


TEMPERATURE OPA

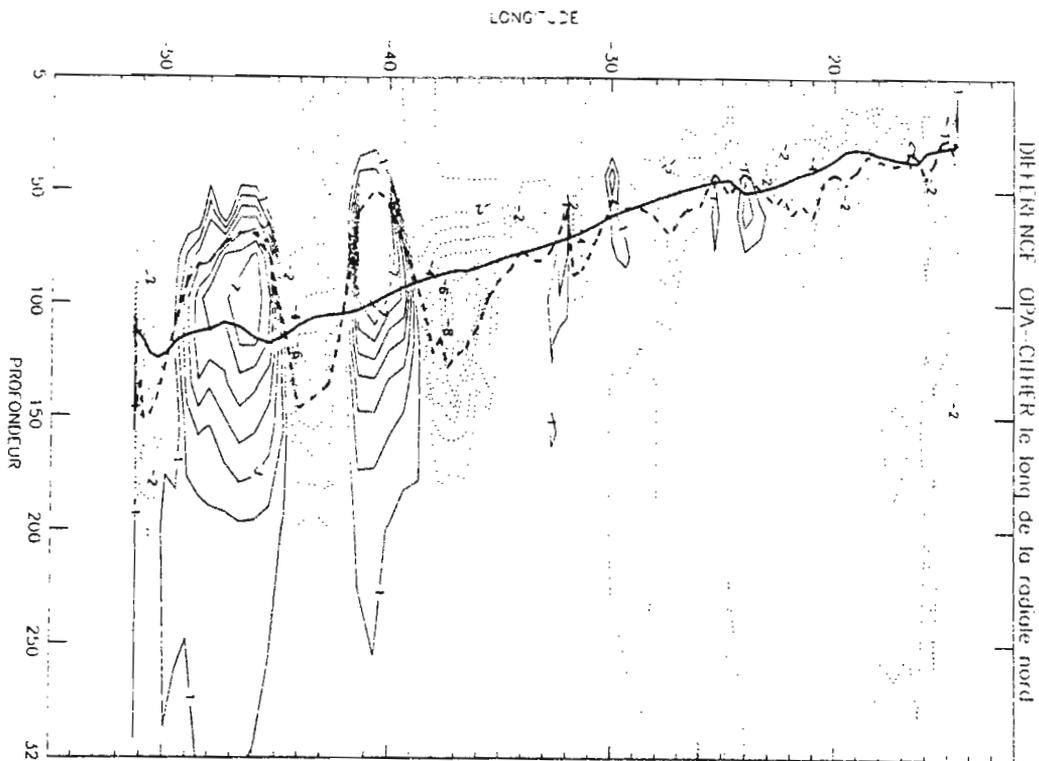


# DIFFERENCE DE TEMPERATURE OPA - CITHER

## RADIALE ZONALE 4 °30 SUD

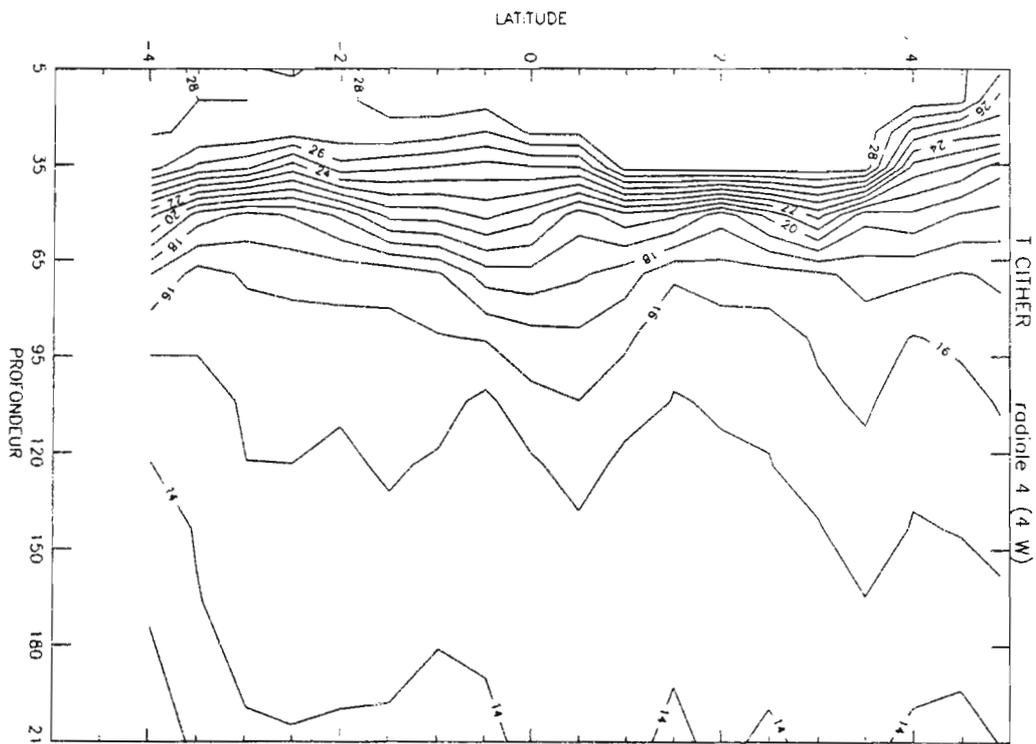


## RADIALE ZONALE 7° NORD

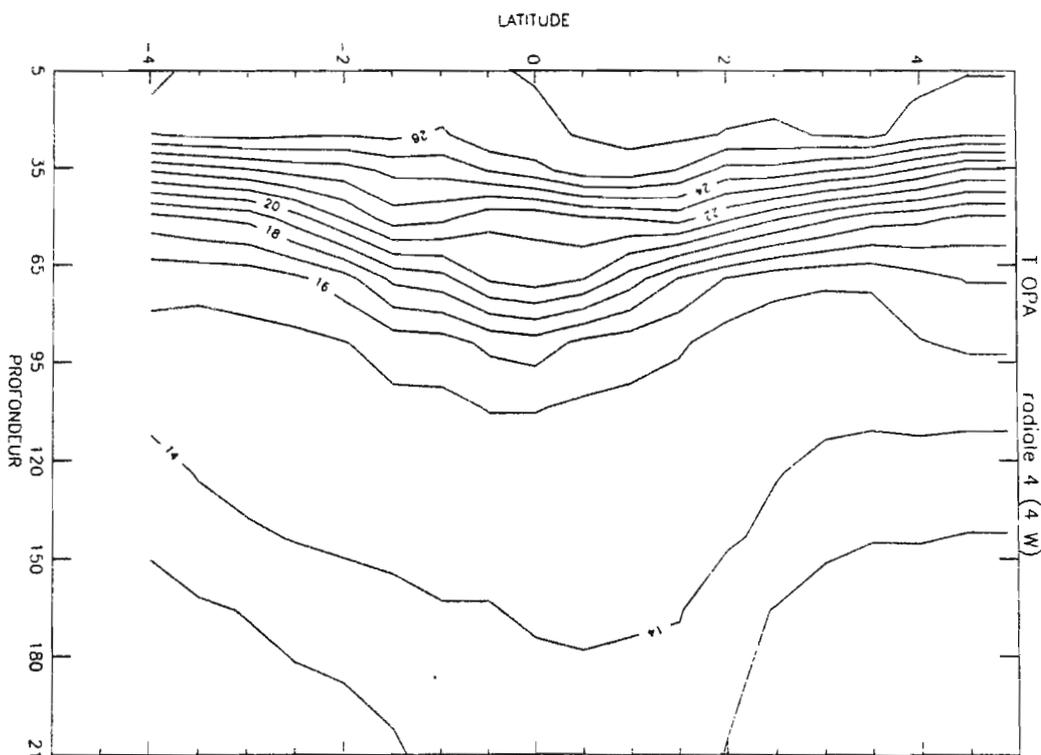


*l'isotherme 20 degrés est reportée: en trait continu OPA, pointillé CITHER.  
Isoligne degré*

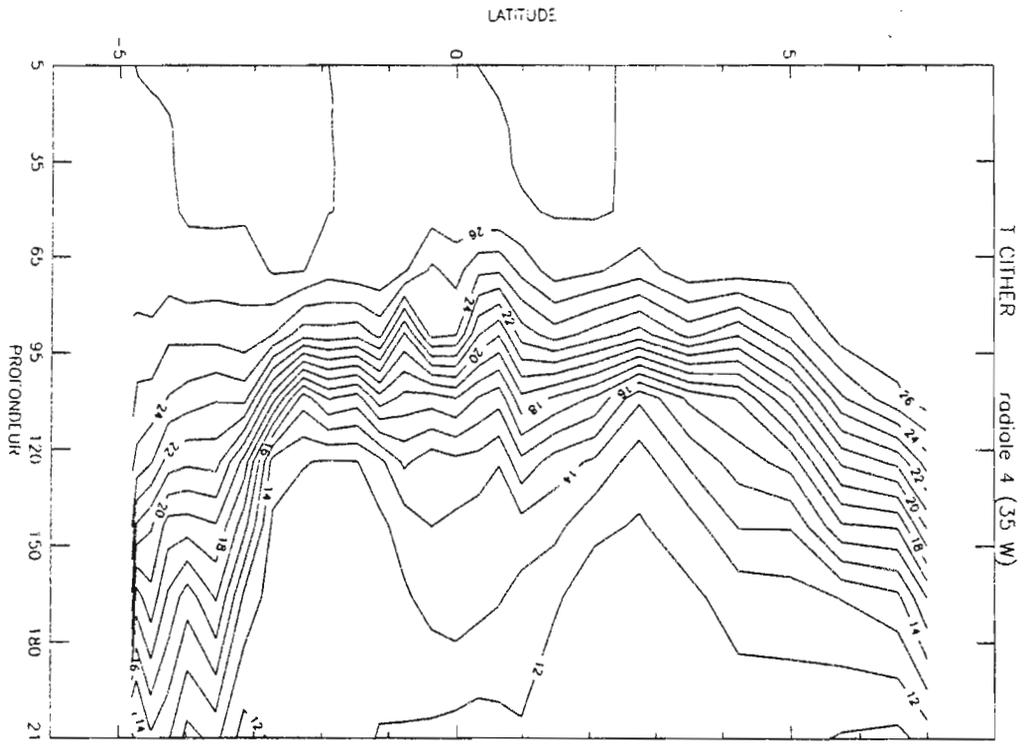
TEMPERATURE CITHER



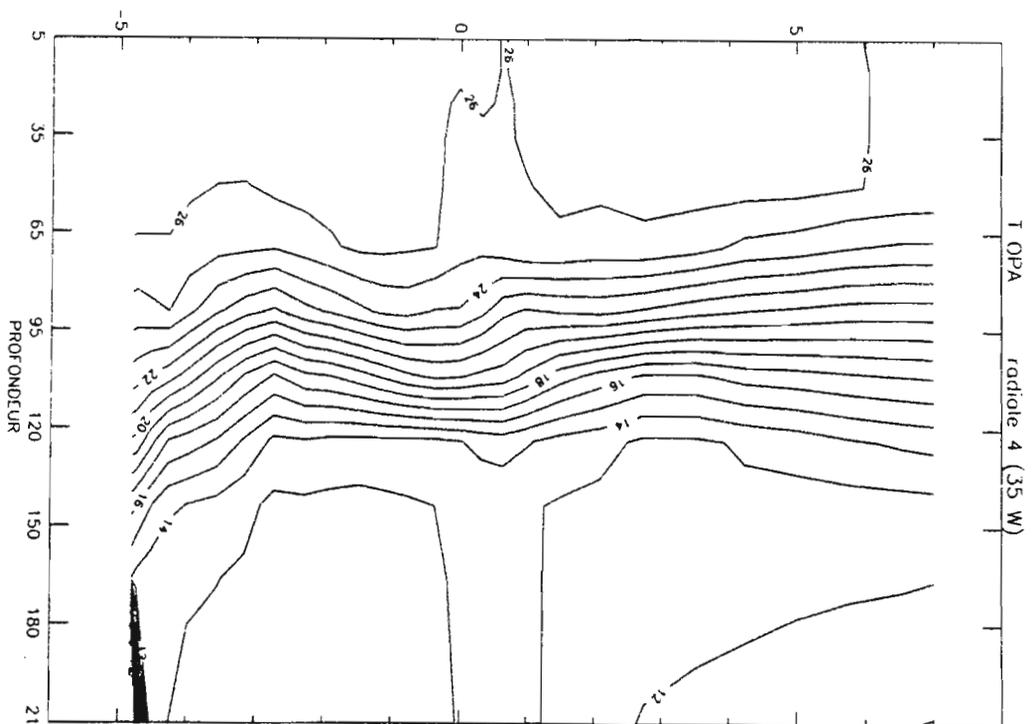
TEMPERATURE OPA



TEMPERATURE CITHER

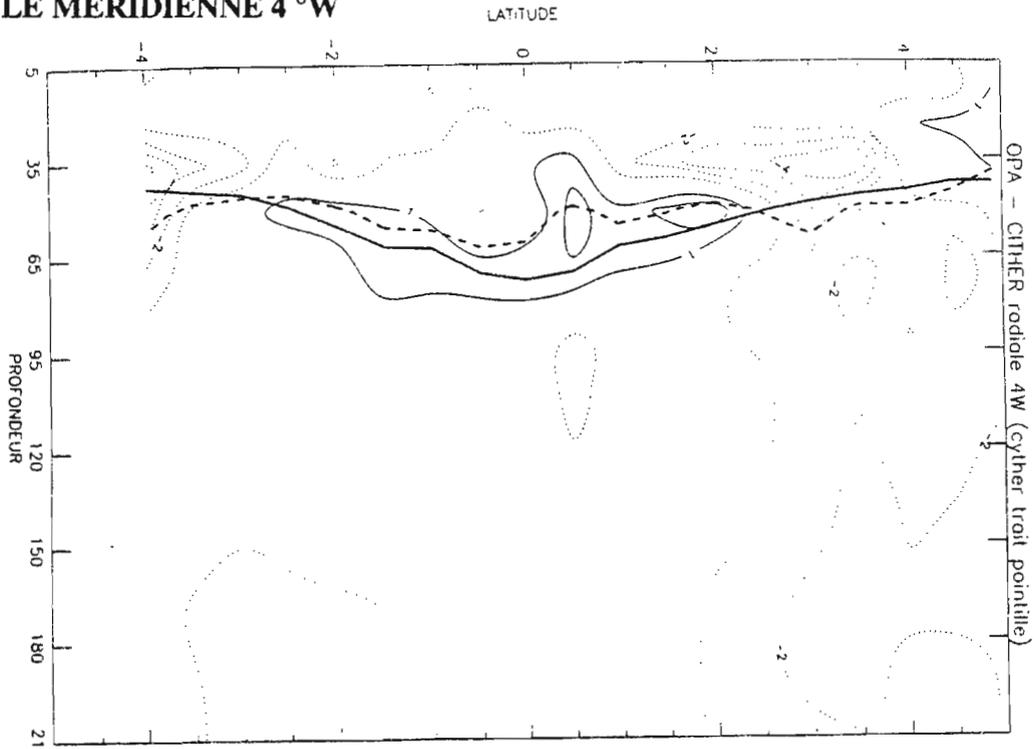


TEMPERATURE OPA

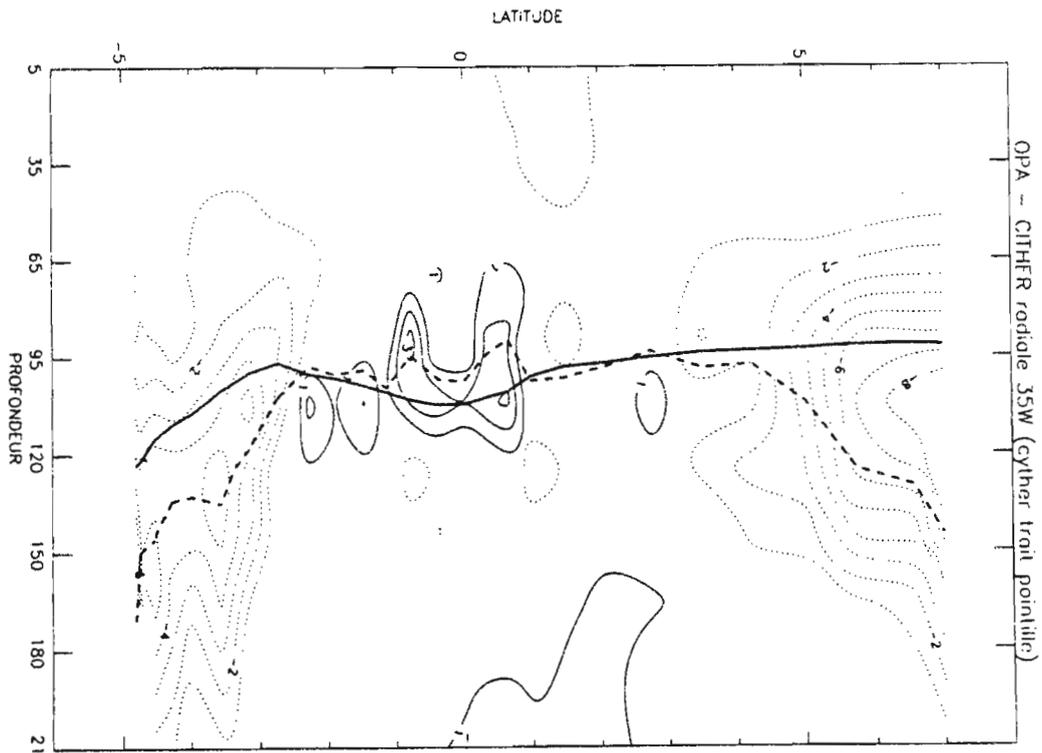


# DIFFERENCE DE TEMPERATURE OPA - CITHER

## RADIALE MERIDIENNE 4 °W

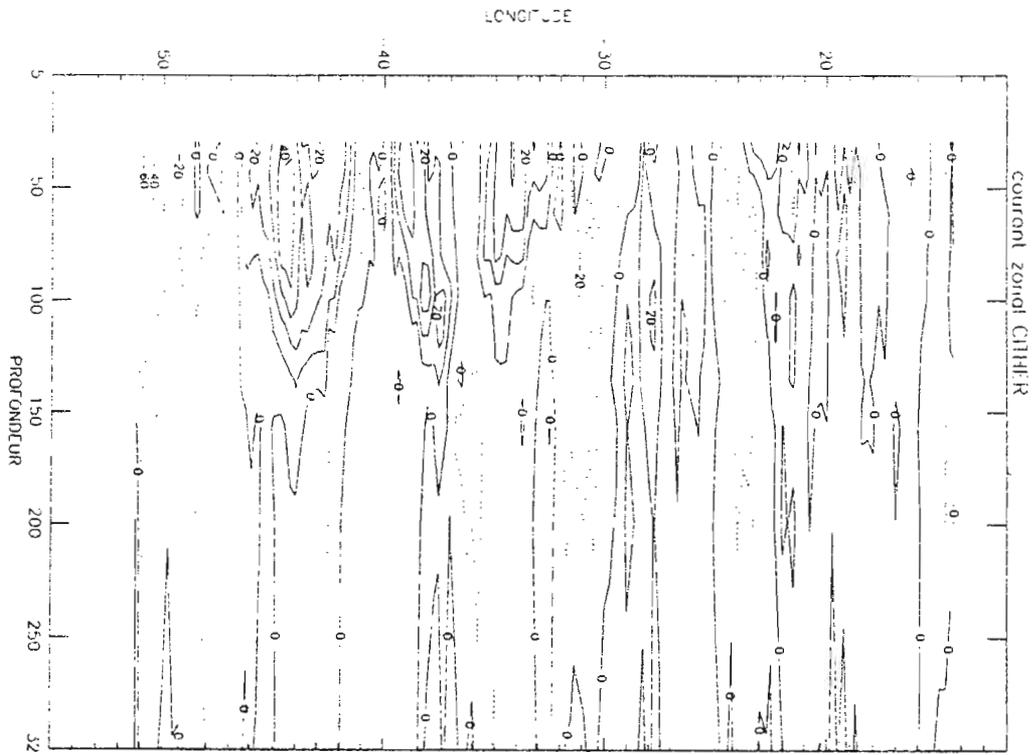


## RADIALE MERIDIENNE 35 °W

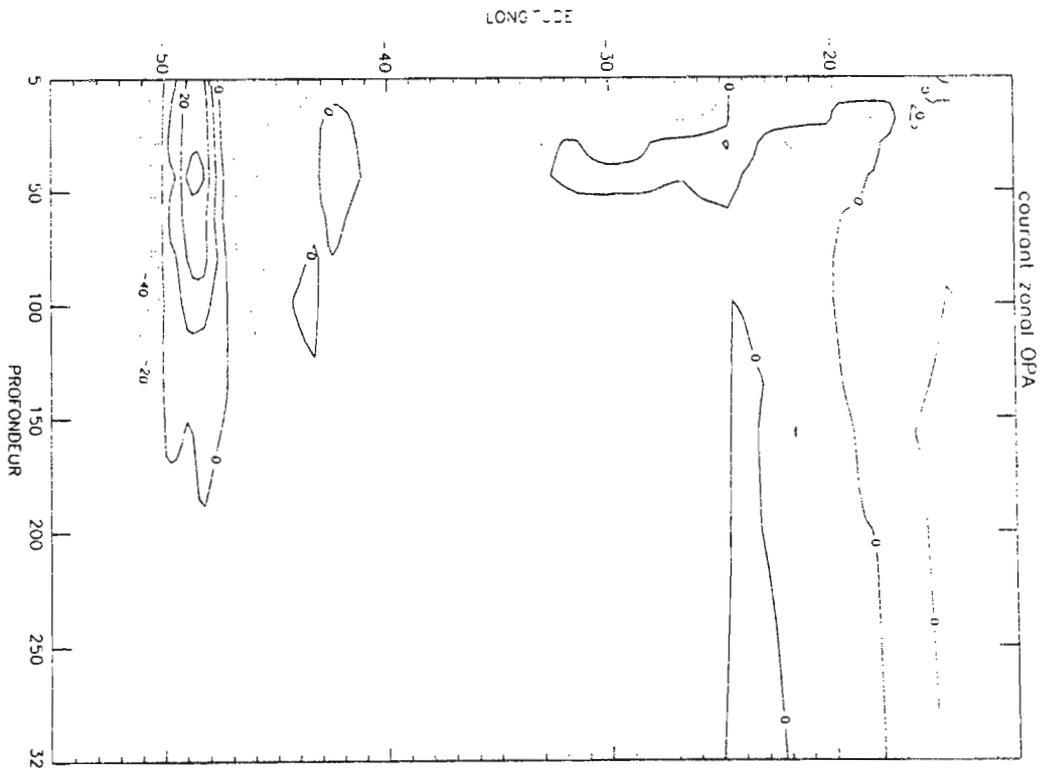


*l'isotherme 20 degrés est reportée: en trait continu OPA, pointillé CITHER.  
Isoligne degré*

COURANT ZONAL CITHER

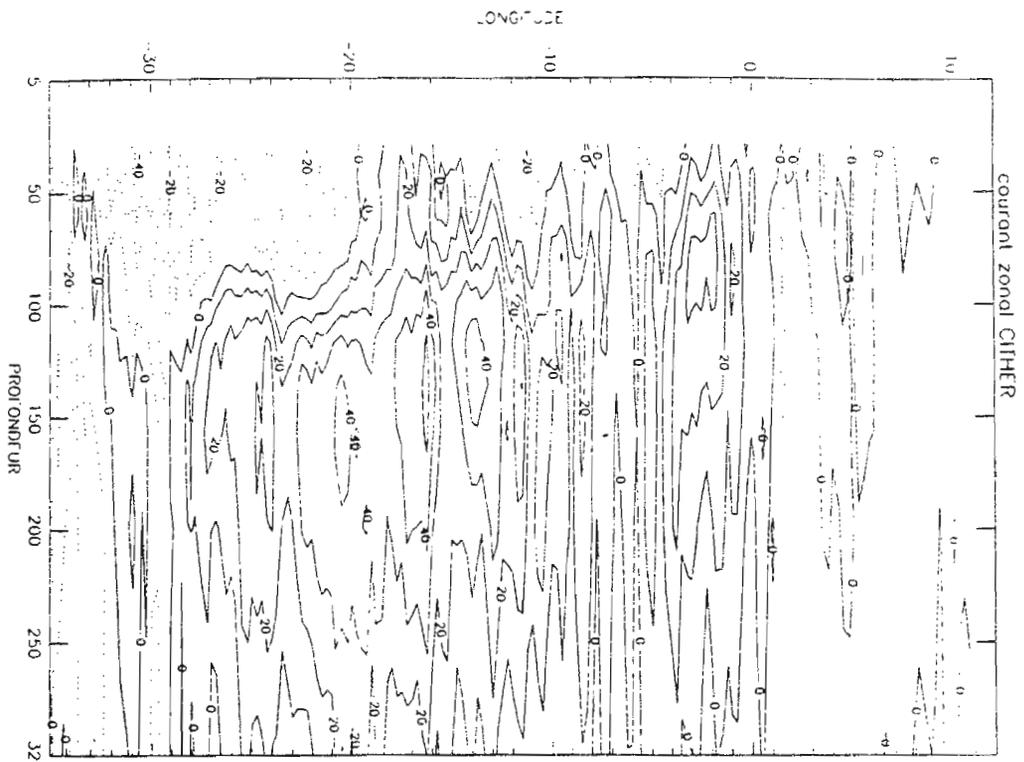


COURANT ZONAL OPA

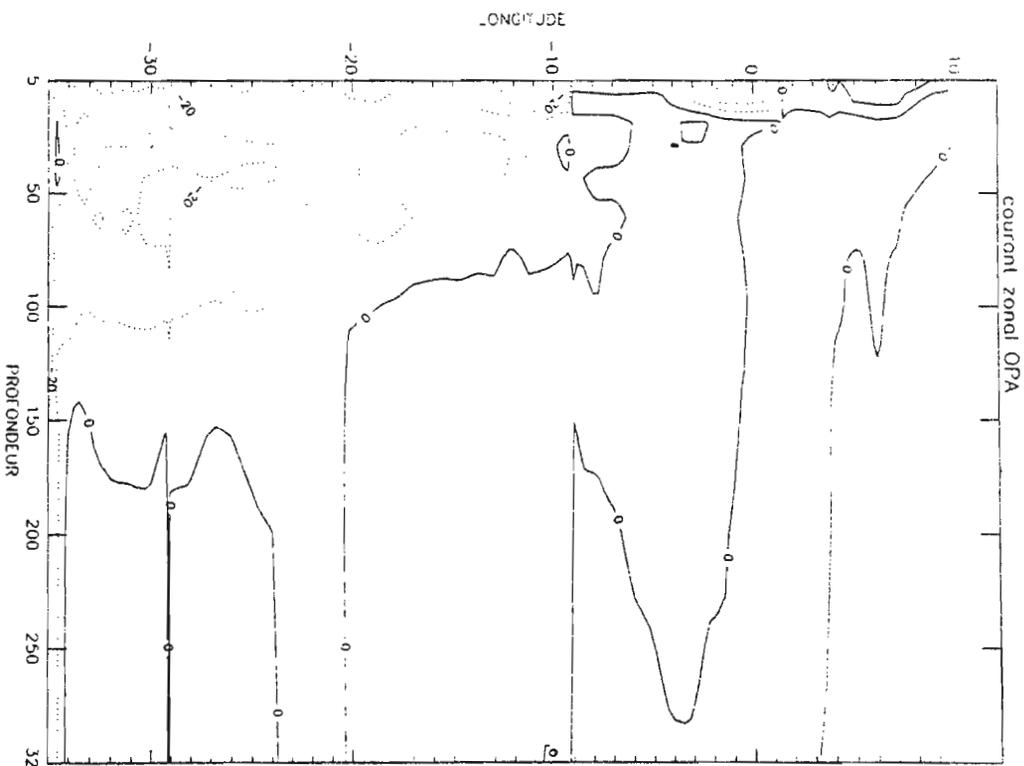


*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers l'Est.*

COURANT ZONAL CIPHER

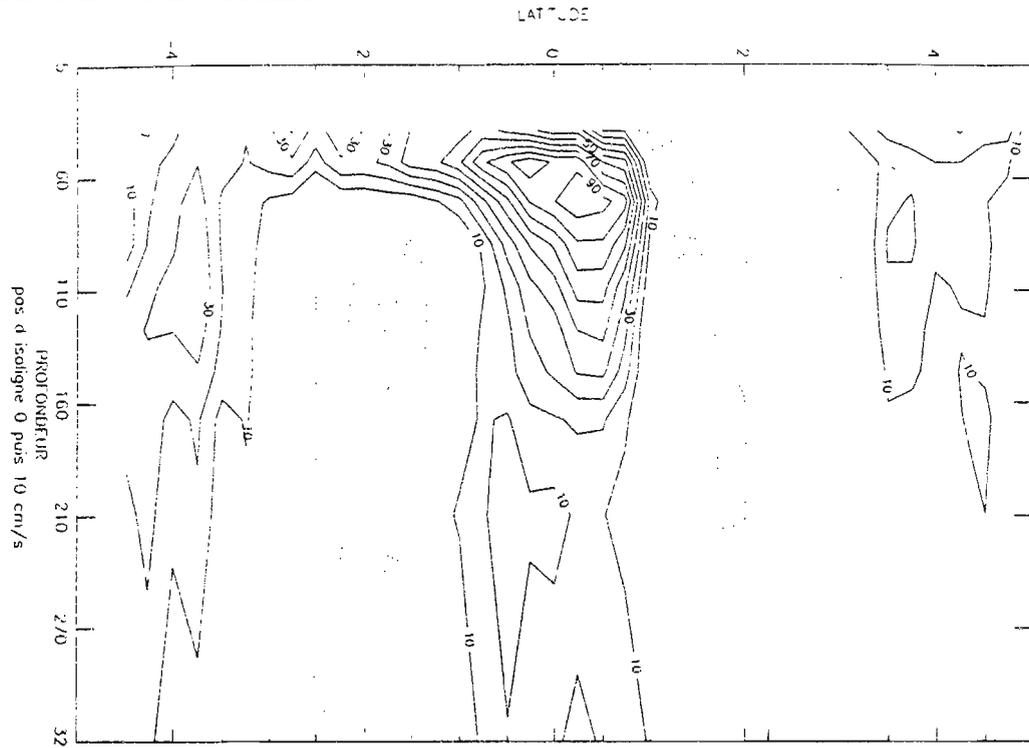


COURANT ZONAL OPA

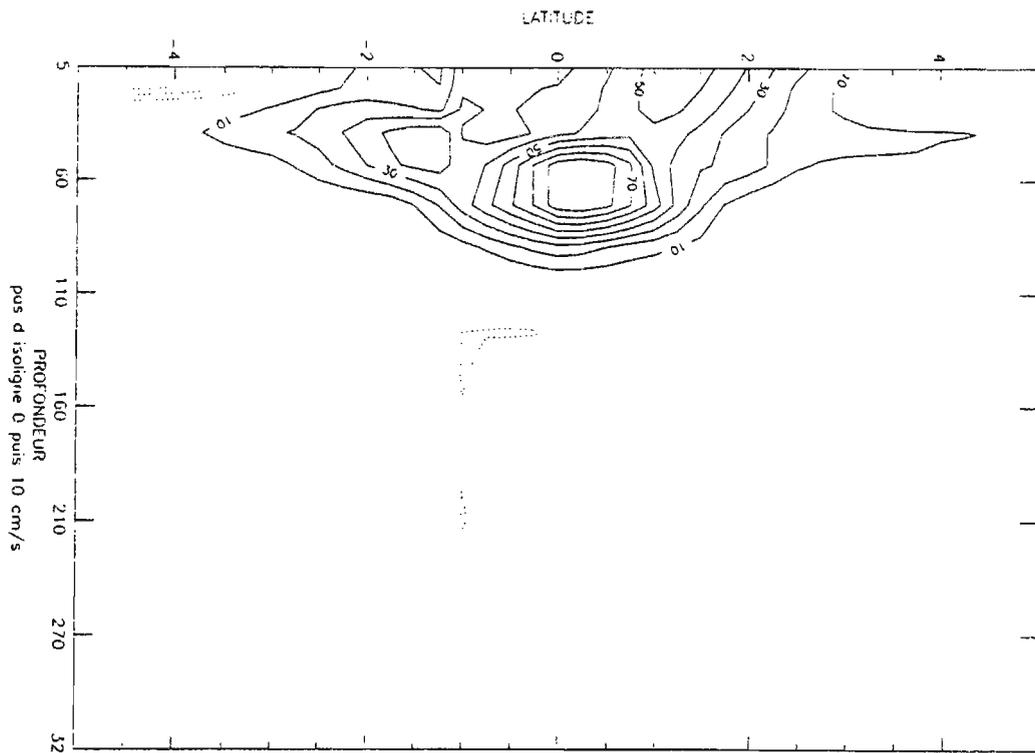


Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers l'Est.

COURANT ZONAL CITHER

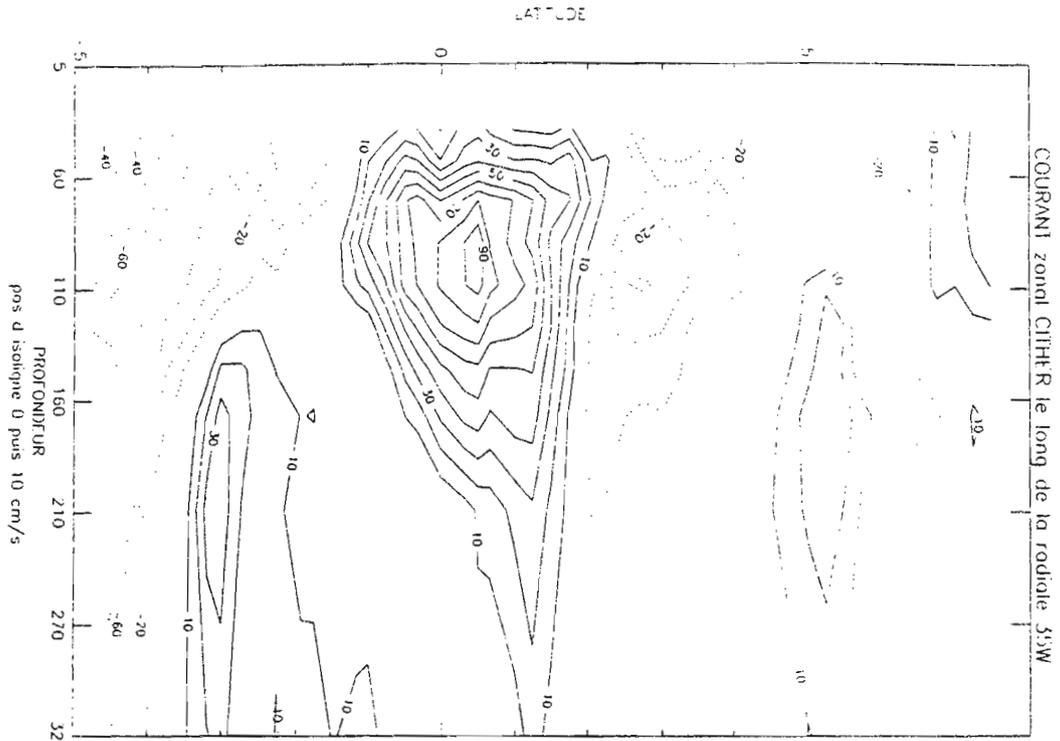


COURANT ZONAL OPA

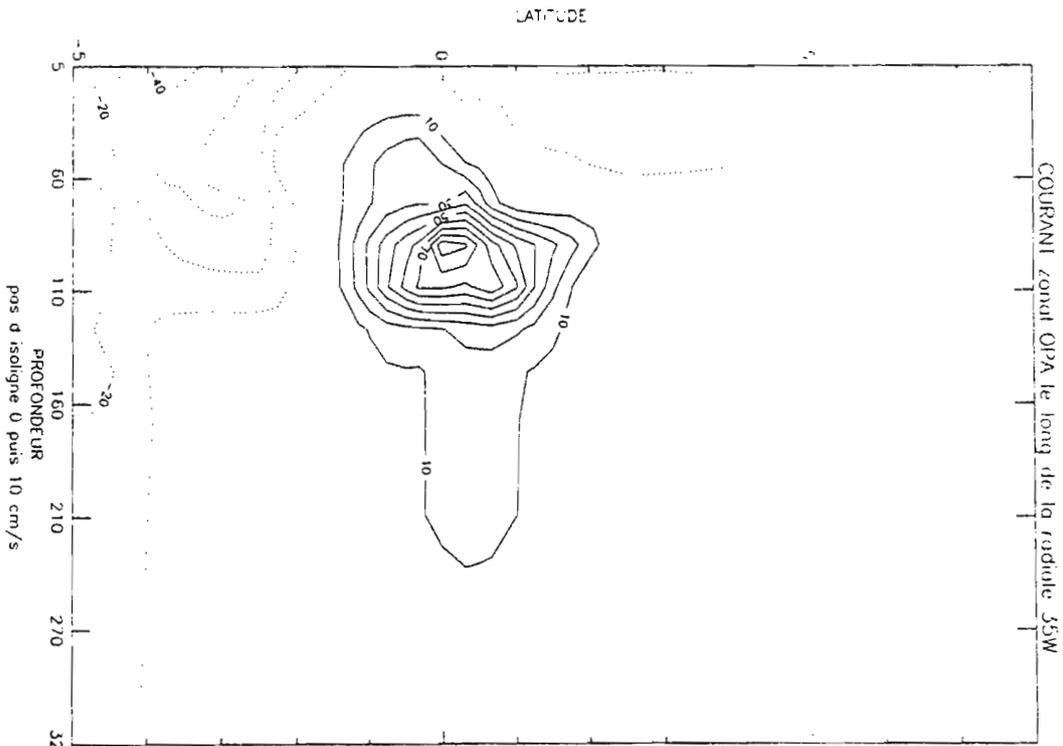


*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers l'Est.*

COURANT ZONAL CITHER



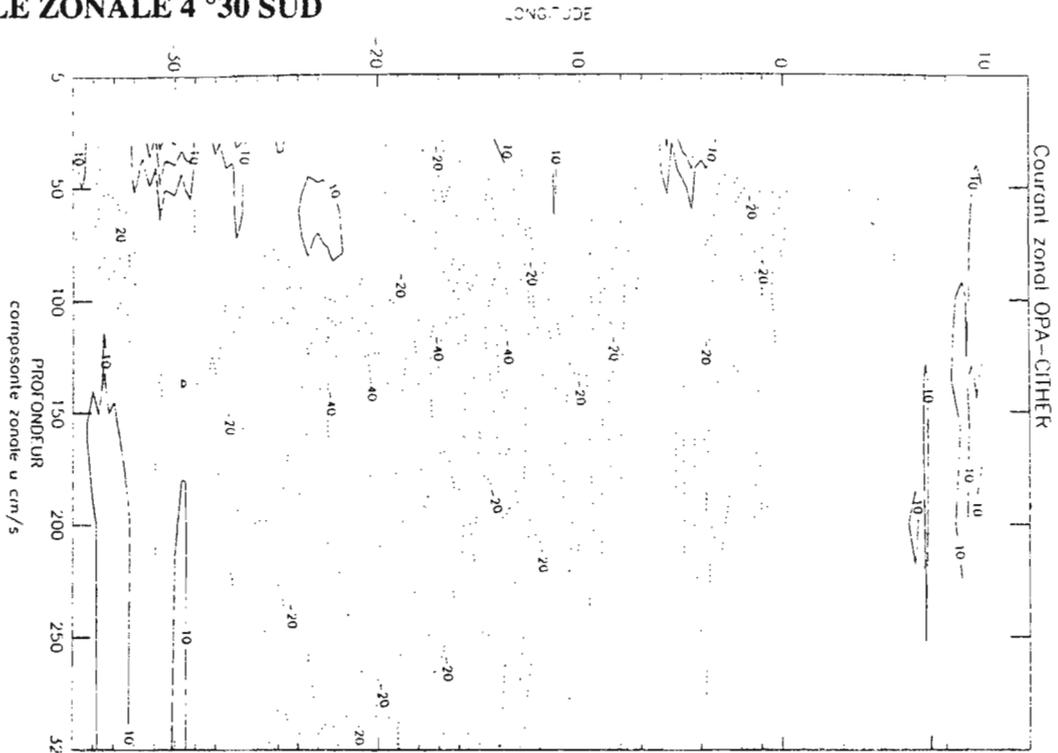
COURANT ZONAL OPA



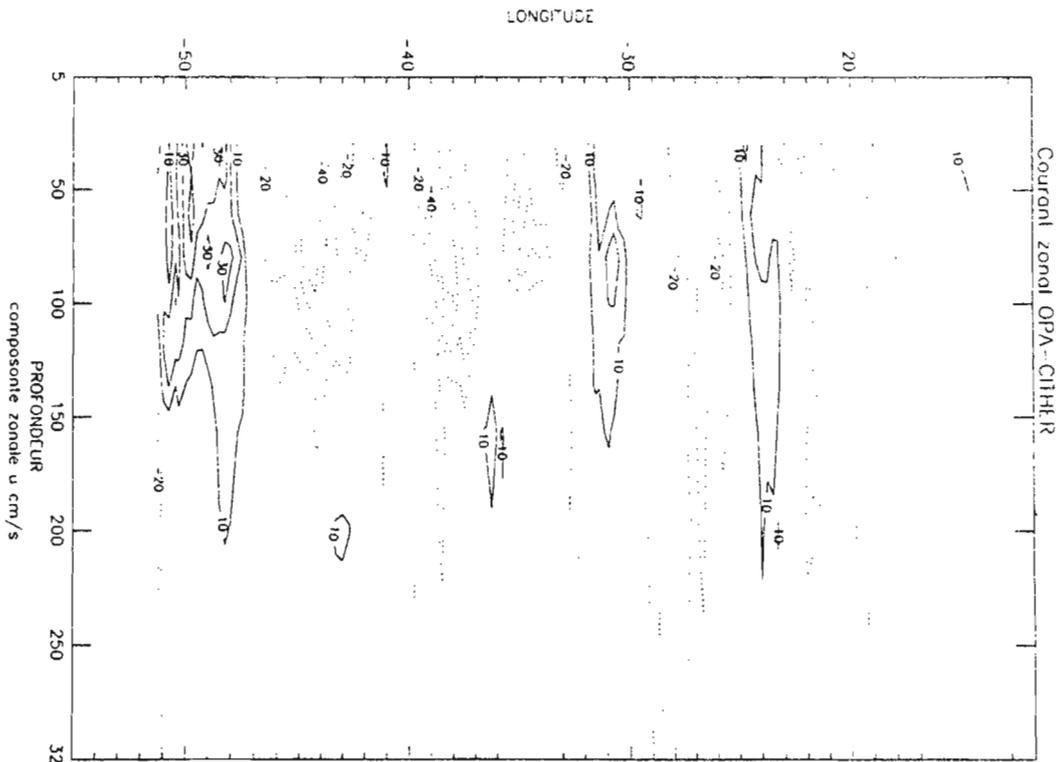
*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers l'Est.*

# DIFFERENCE DE COURANT ZONAL OPA - CITHER

## RADIALE ZONALE 4 °30 SUD



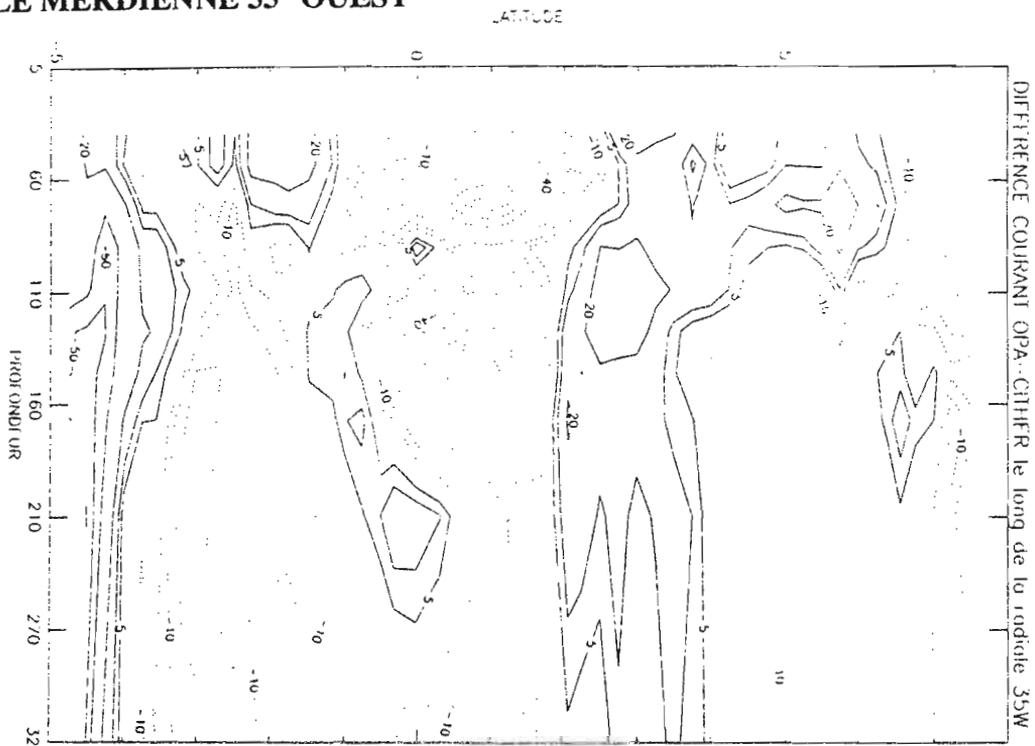
## RADIALE ZONALE 7° NORD



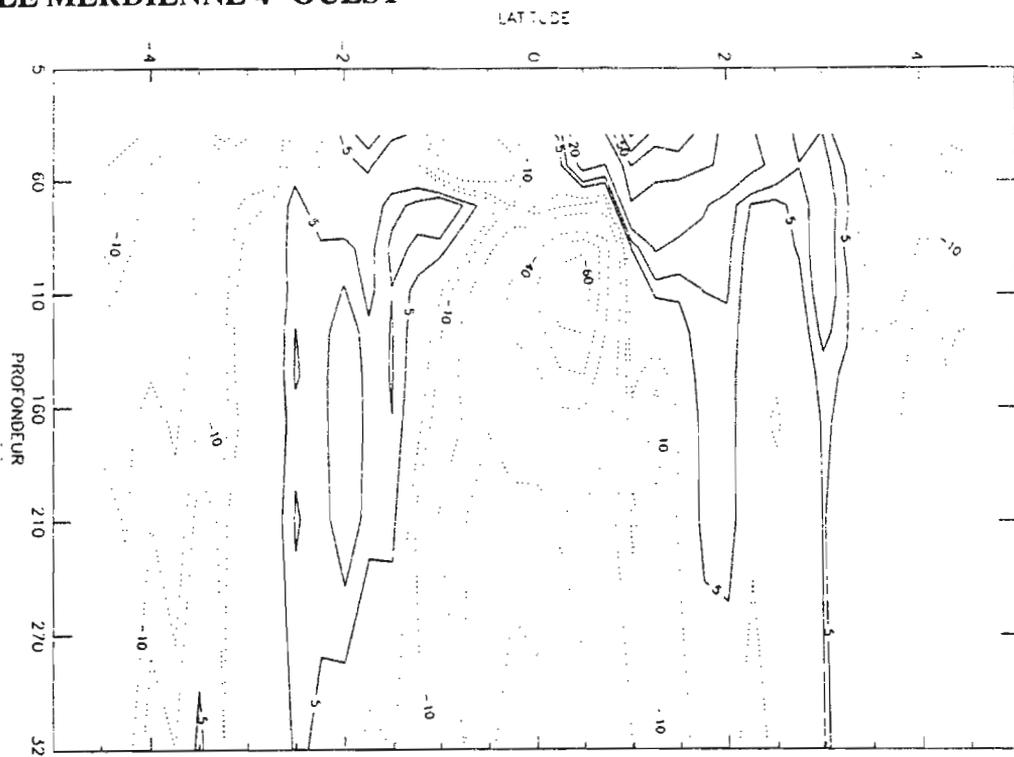
*Isoligne cm/s*

# DIFFERENCE DE COURANT ZONAL OPA - CITHER

## RADIALE MERDIENNE 35° OUEST

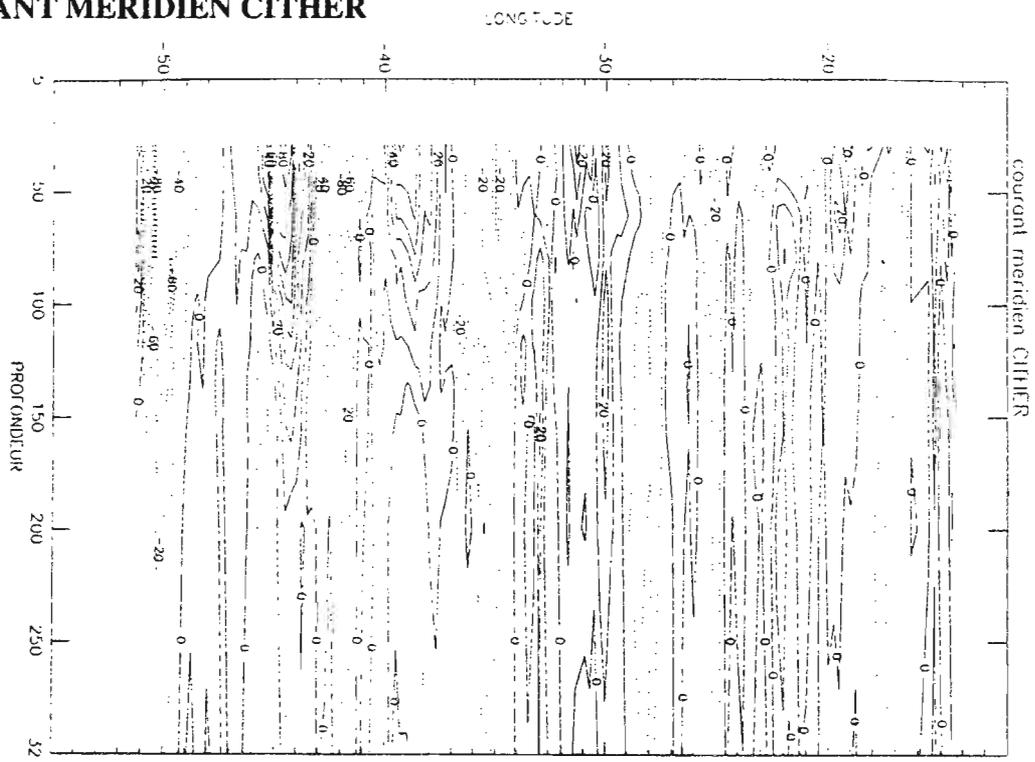


## RADIALE MERDIENNE 4° OUEST

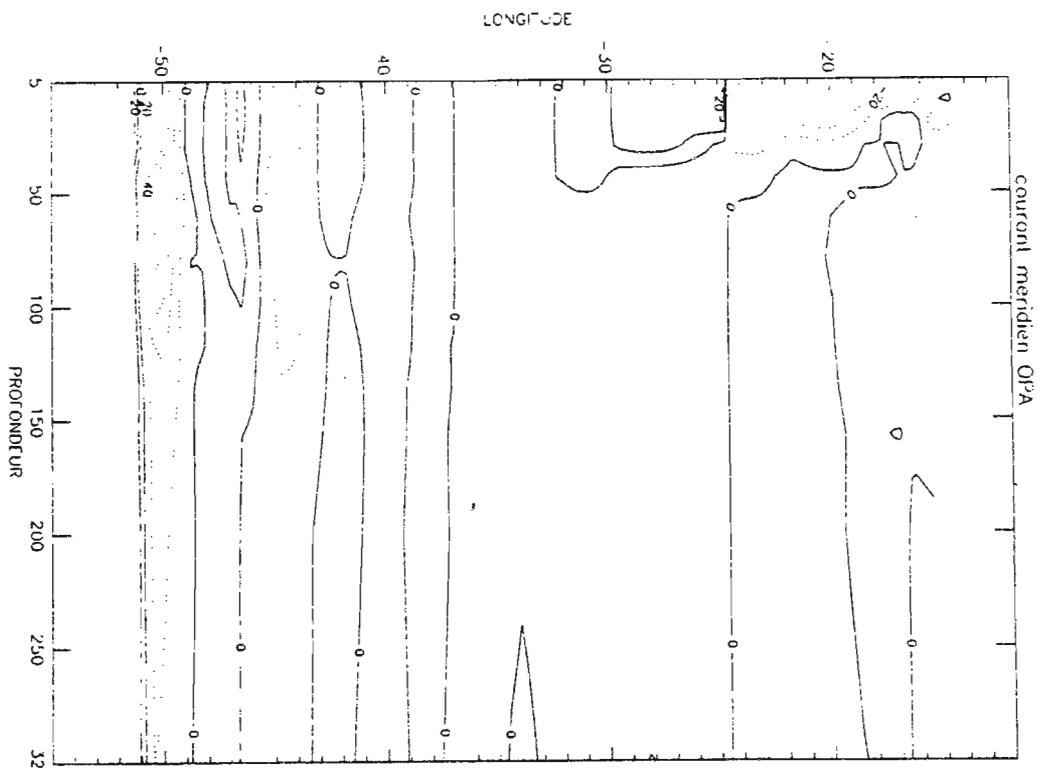


*Isoligne cm/s*

COURANT MERIDIEN CIPHER

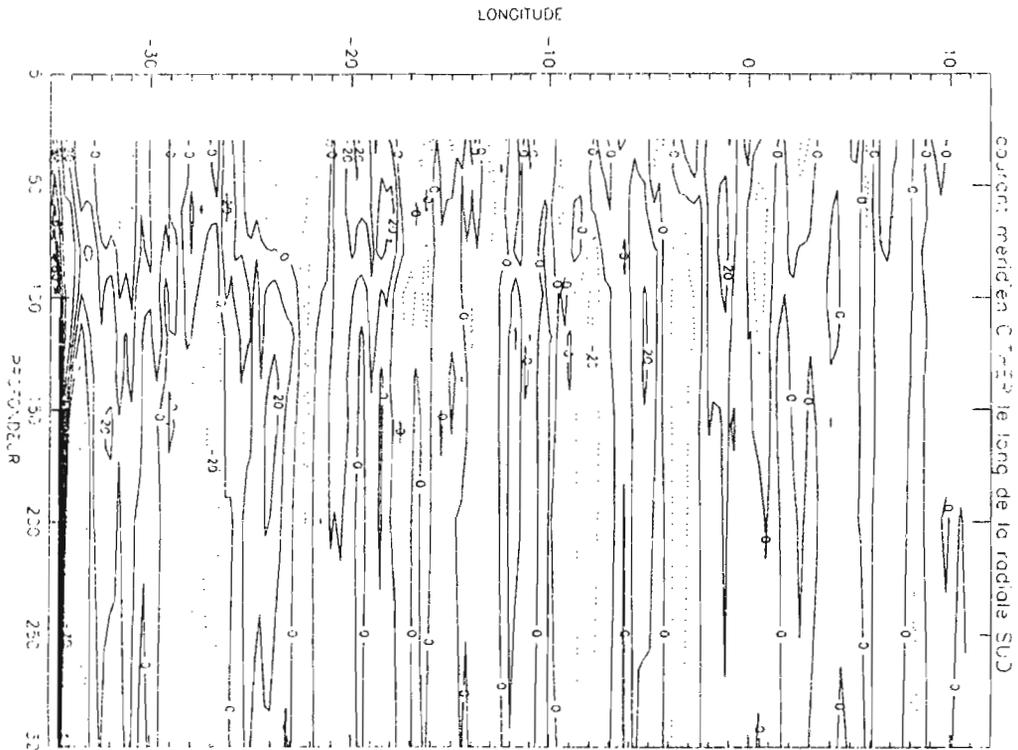


COURANT MERIDIEN OPA

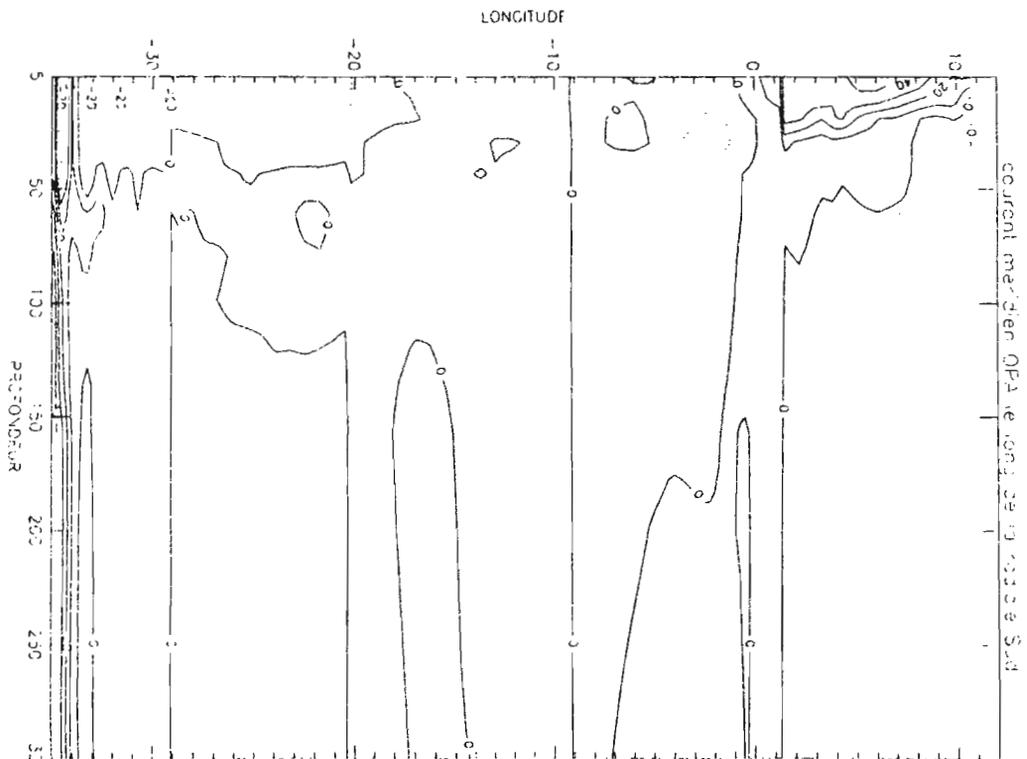


*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers le nord.*

COURANT MERIDIEN CITHER



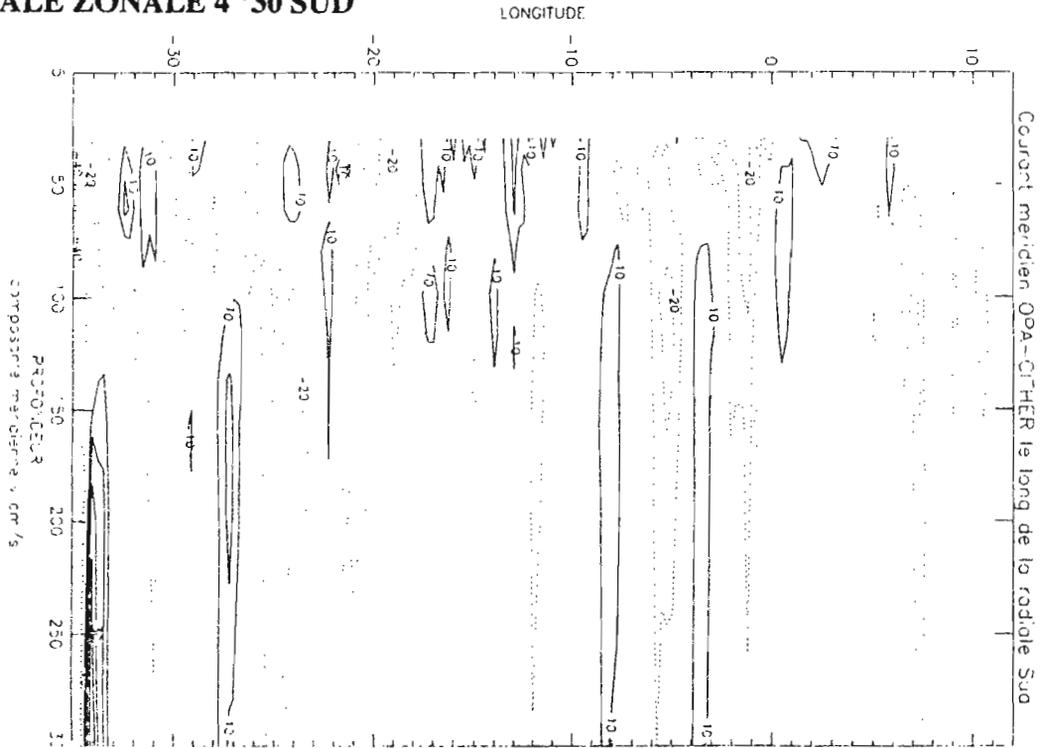
COURANT MERIDIEN OPA



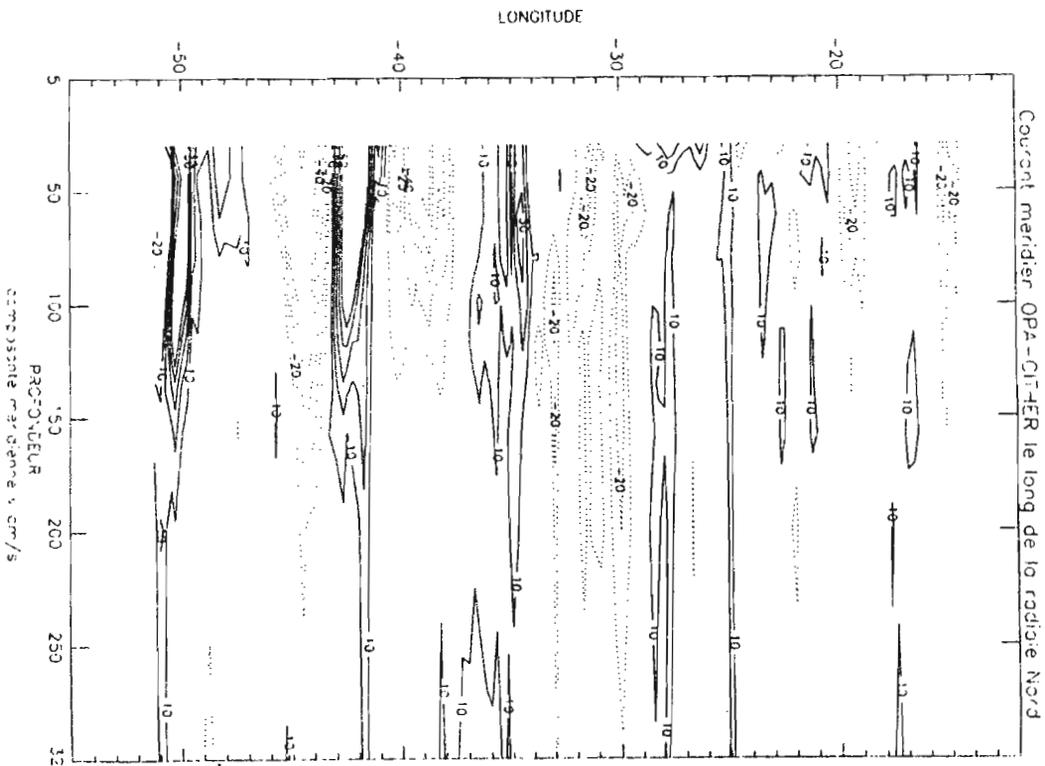
*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers le nord.*

## DIFFERENCE DE COURANT MERIDIEN OPA - CIPHER

### RADIALE ZONALE 4°30 SUD

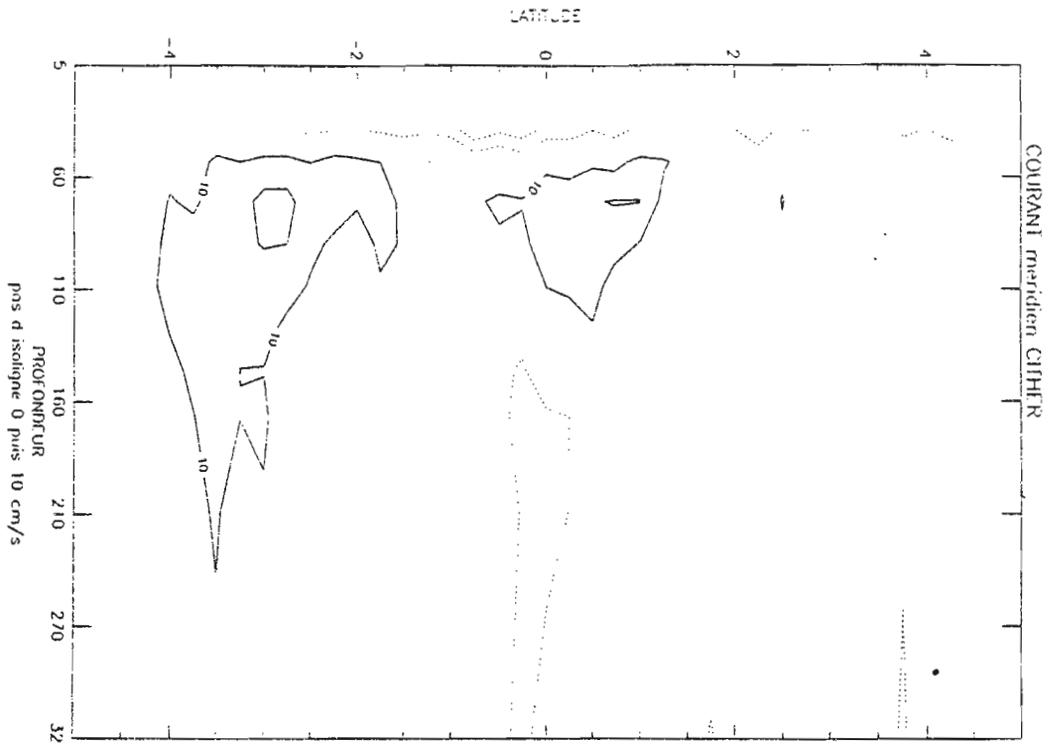


### RADIALE ZONALE 7° NORD

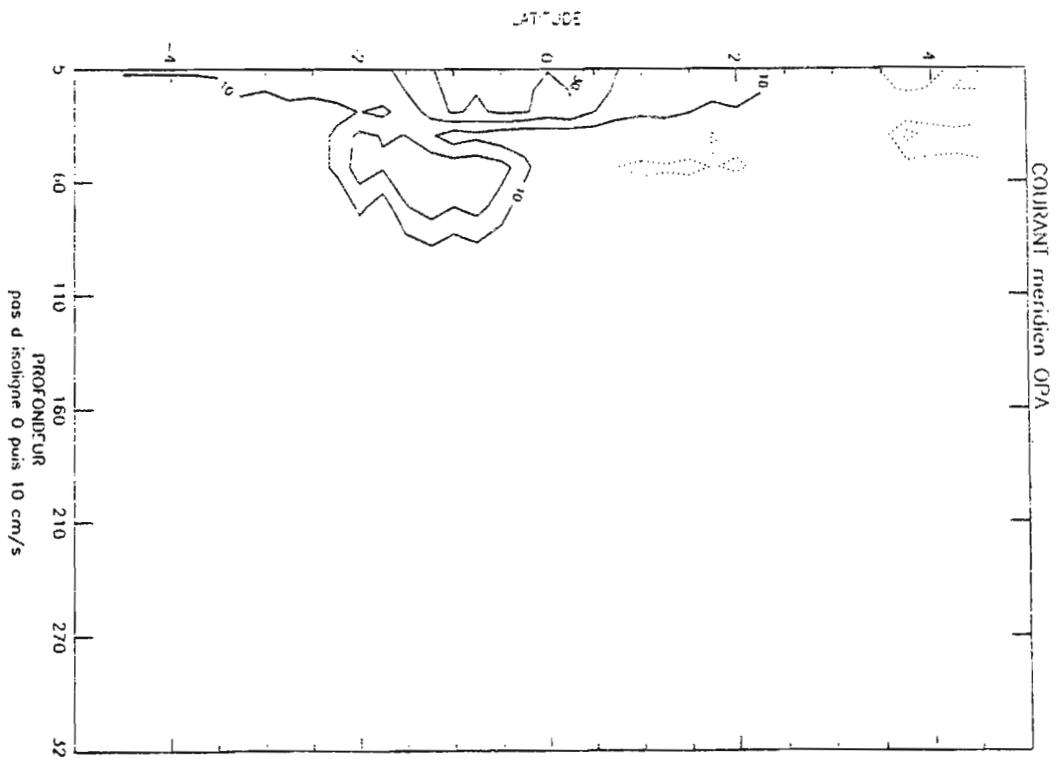


*Isoligne cm/s*

COURANT MERIDIEN CIPHER

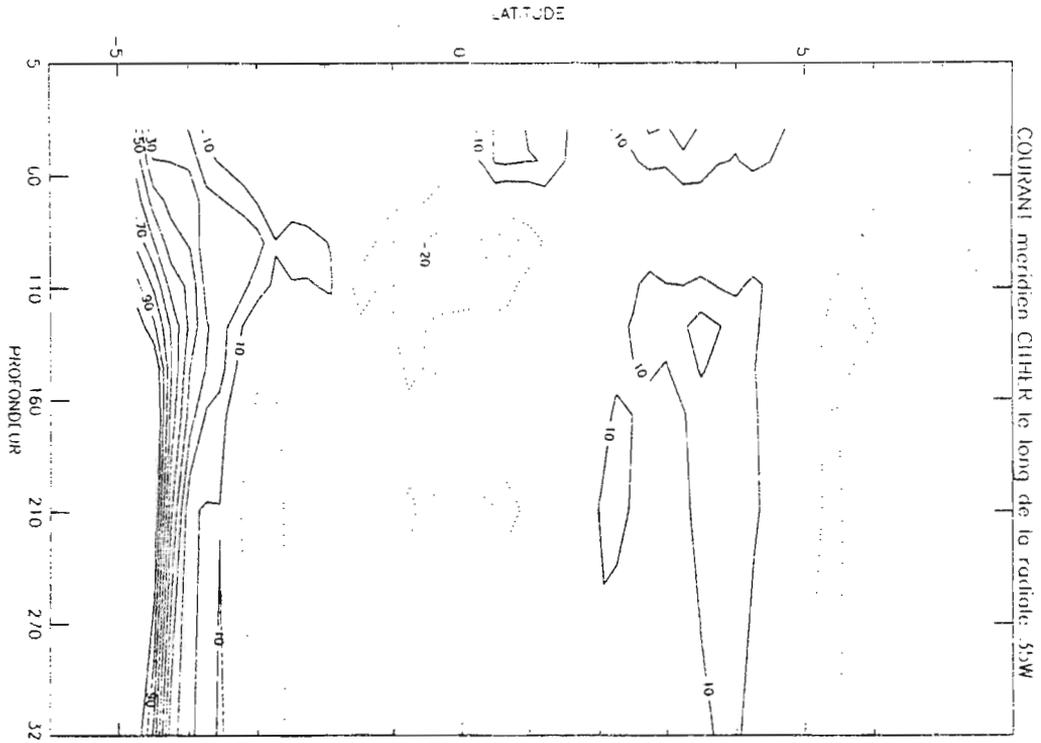


COURANT MERIDIEN OPA

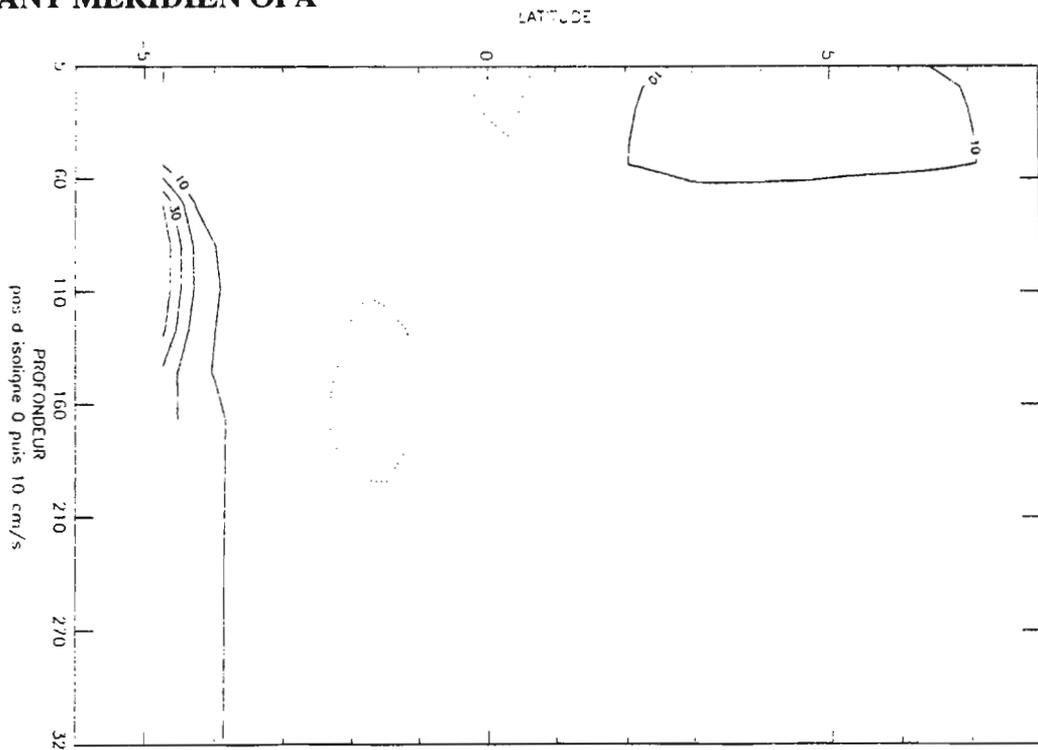


*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers le nord.*

COURANT MERIDIEN CITHER



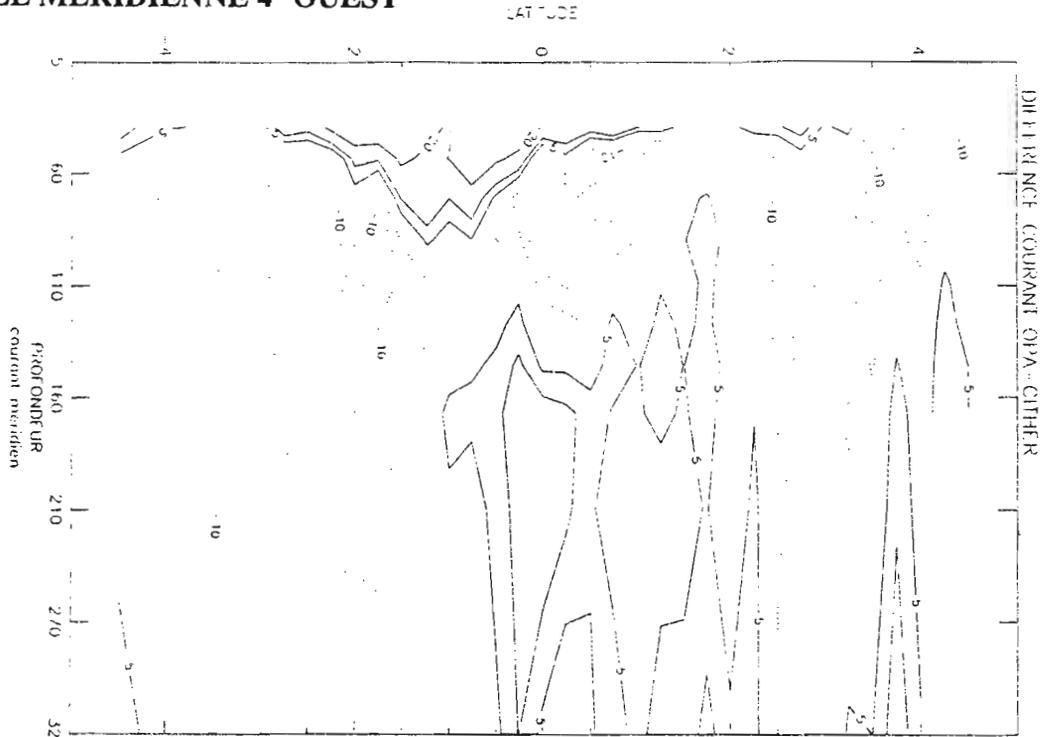
COURANT MERIDIEN OPA



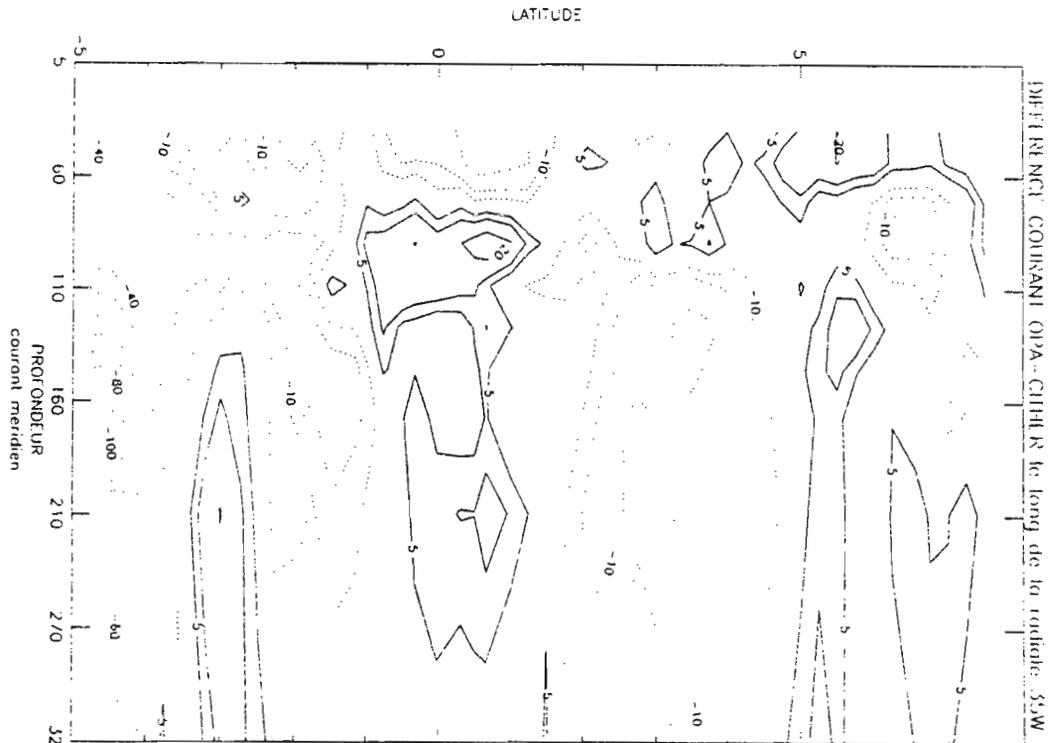
*Isolignes: cm/s. Trait plein: courant vers le nord.*

## DIFFERENCE DE COURANT MERIDIEN OPA - CITHER

### RADIALE MERIDIENNE 4° OUEST

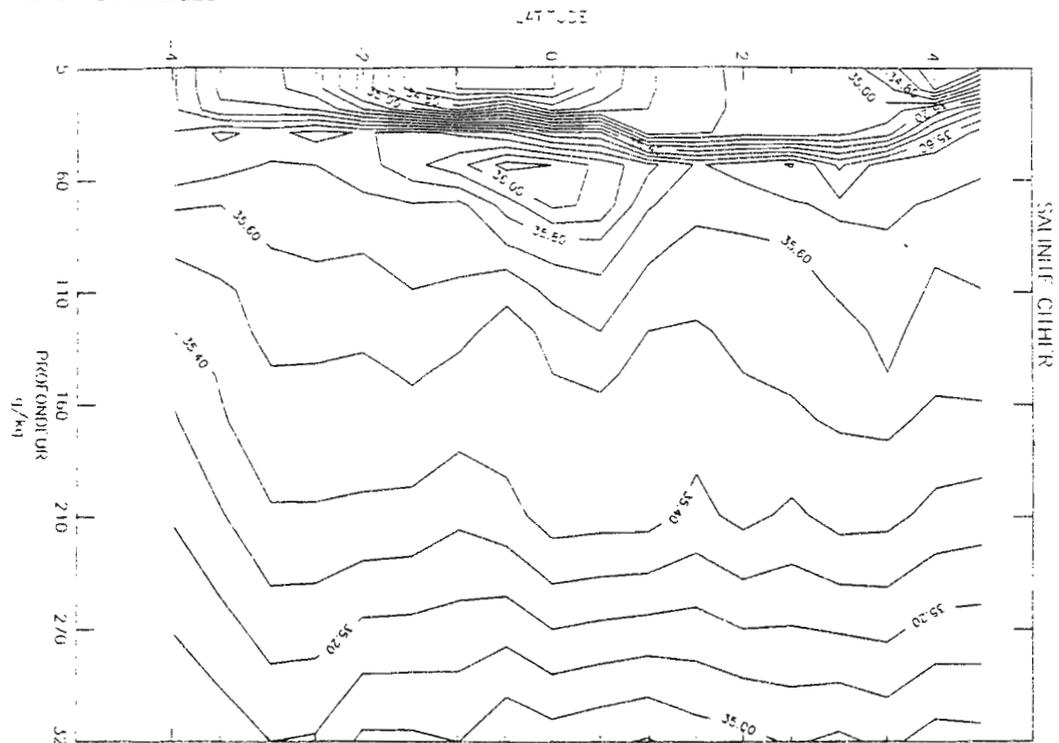


### RADIALE MERIDIENNE 35° OUEST

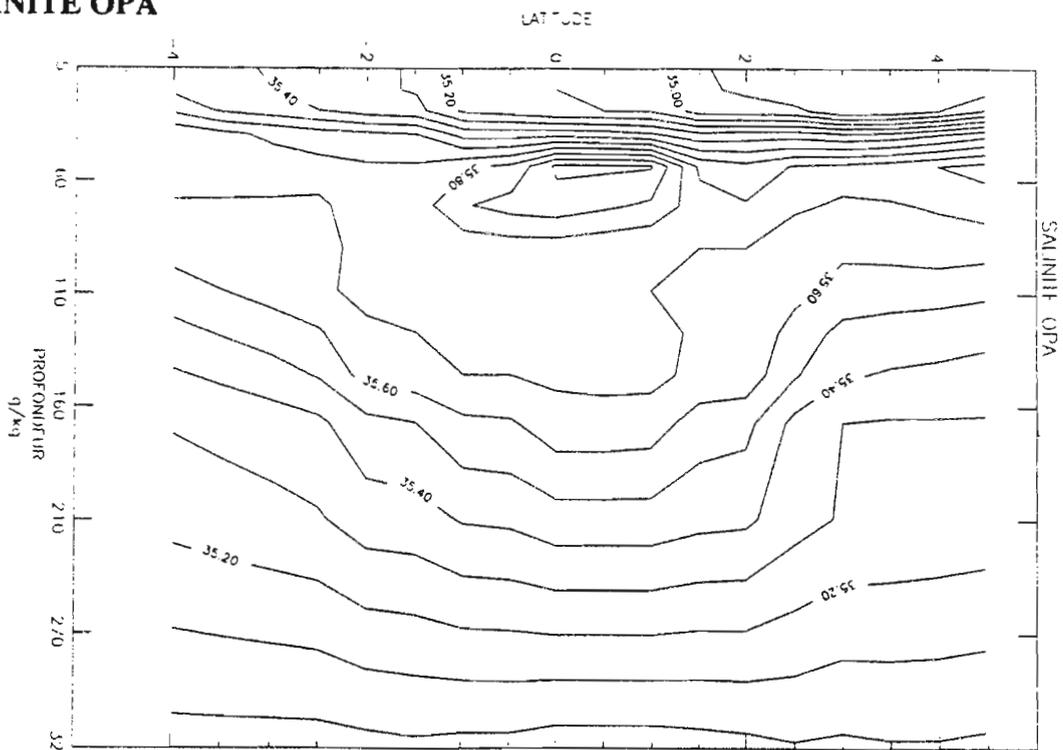


*Isoligne cm/s*

SALINITE CITHR

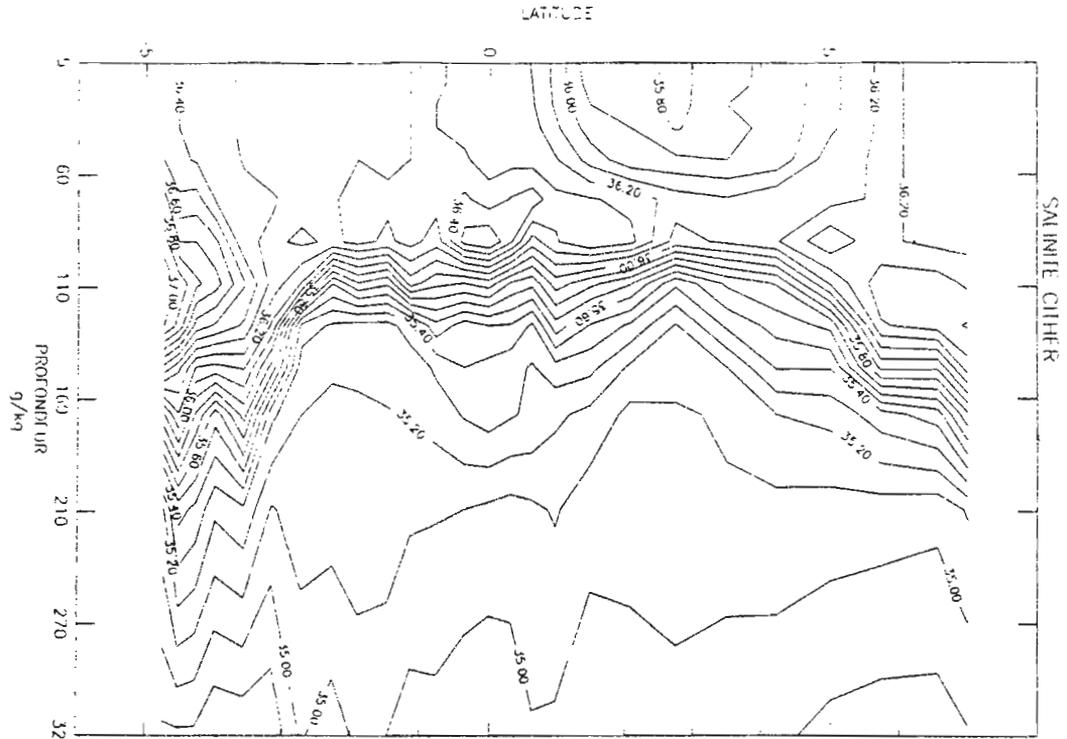


SALINITE OPA

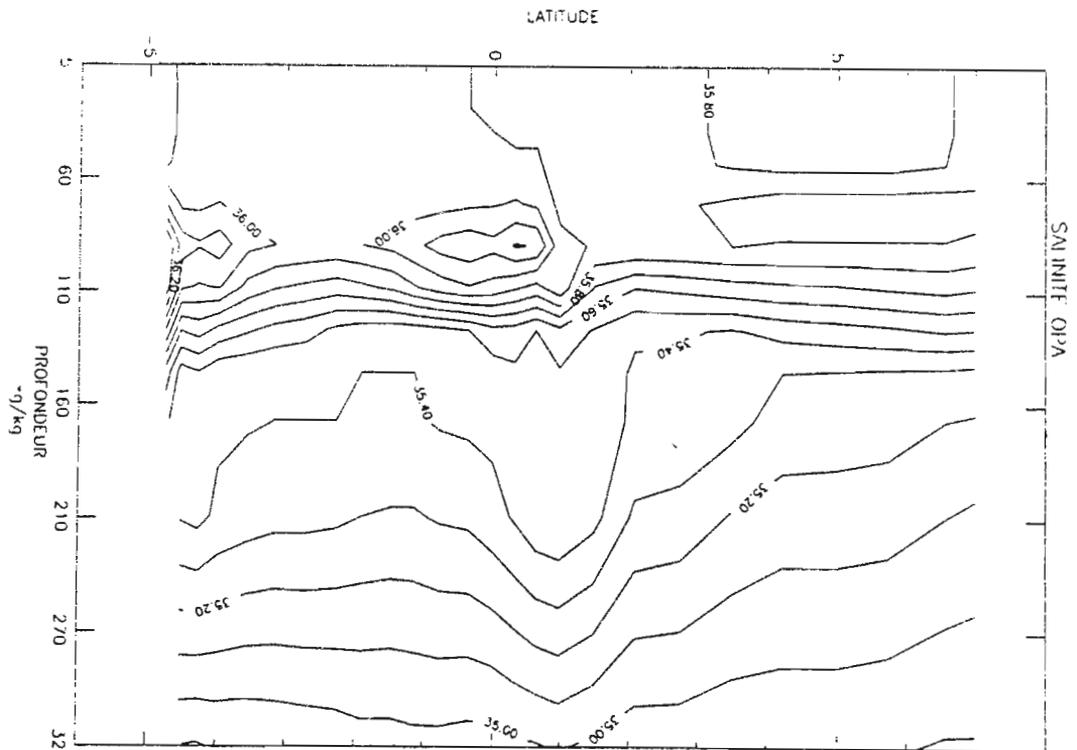


Isolignes: g/kg

SALINITE CITHER



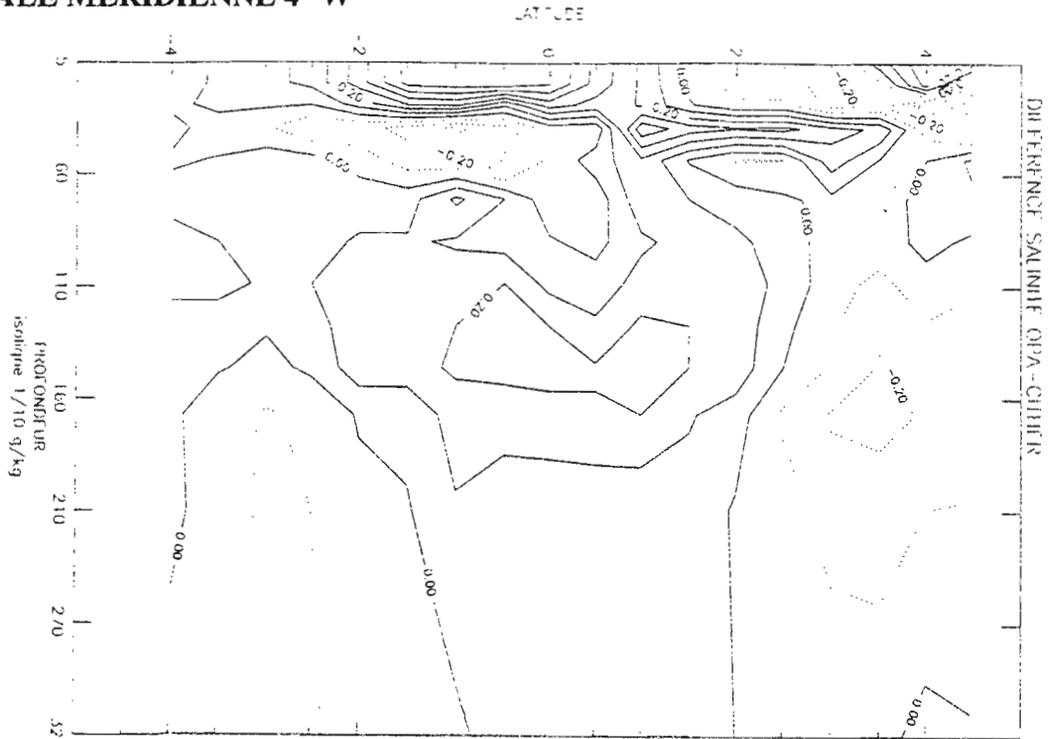
SALINITE OPA



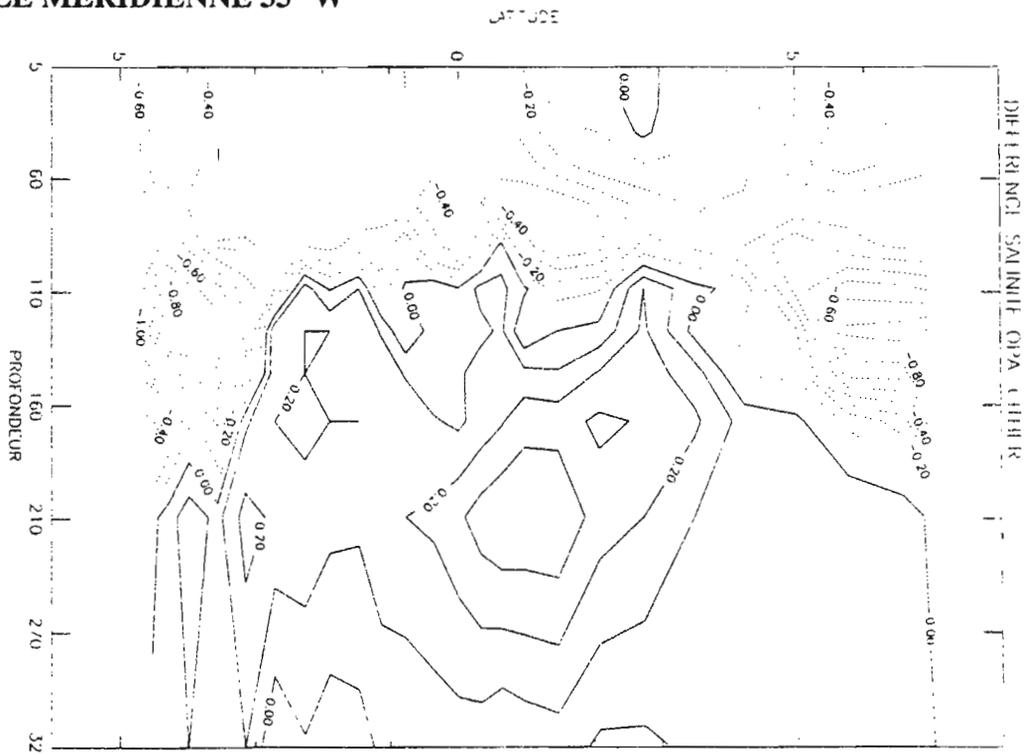
Isolignes: g/kg

# DIFFERENCE DE SALINITE OPA - CITHER

## RADIALE MERIDIENNE 4 °W

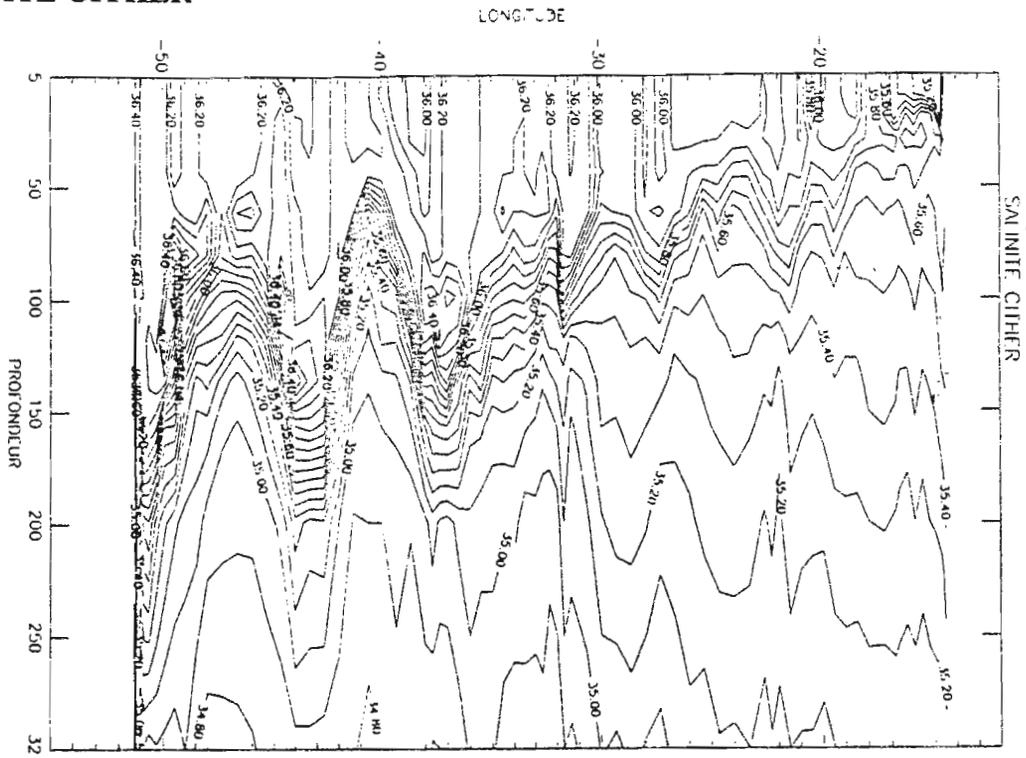


## RADIALE MERIDIENNE 35 °W

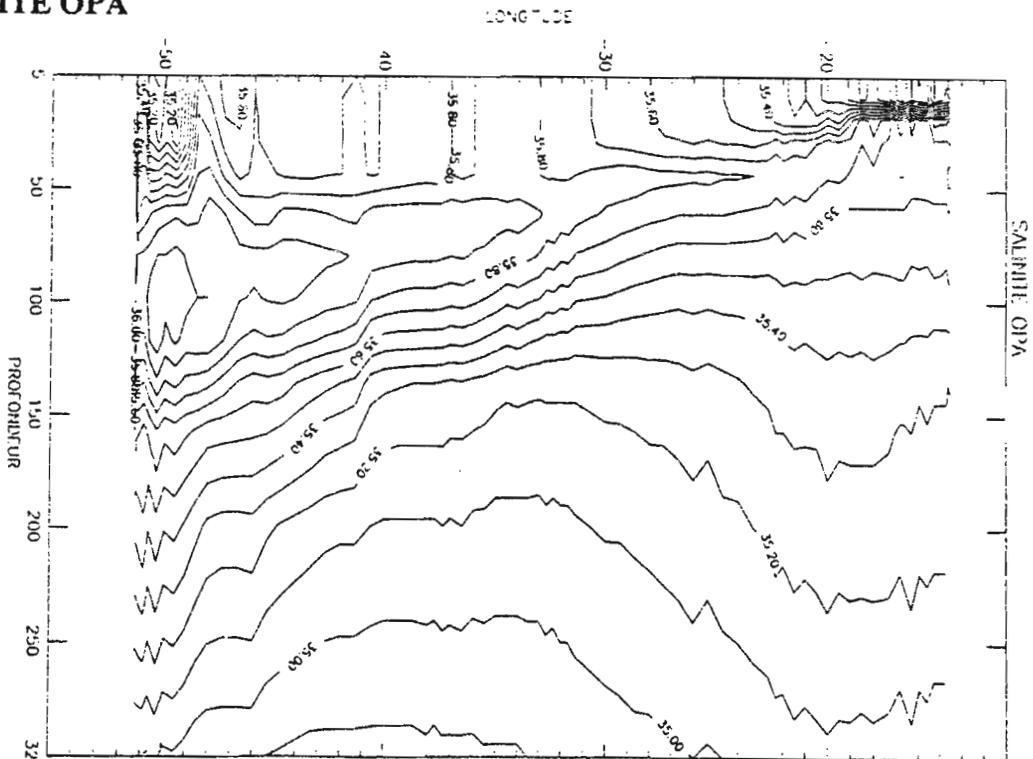


*Isoligne g/kg*

SALINITE CITER

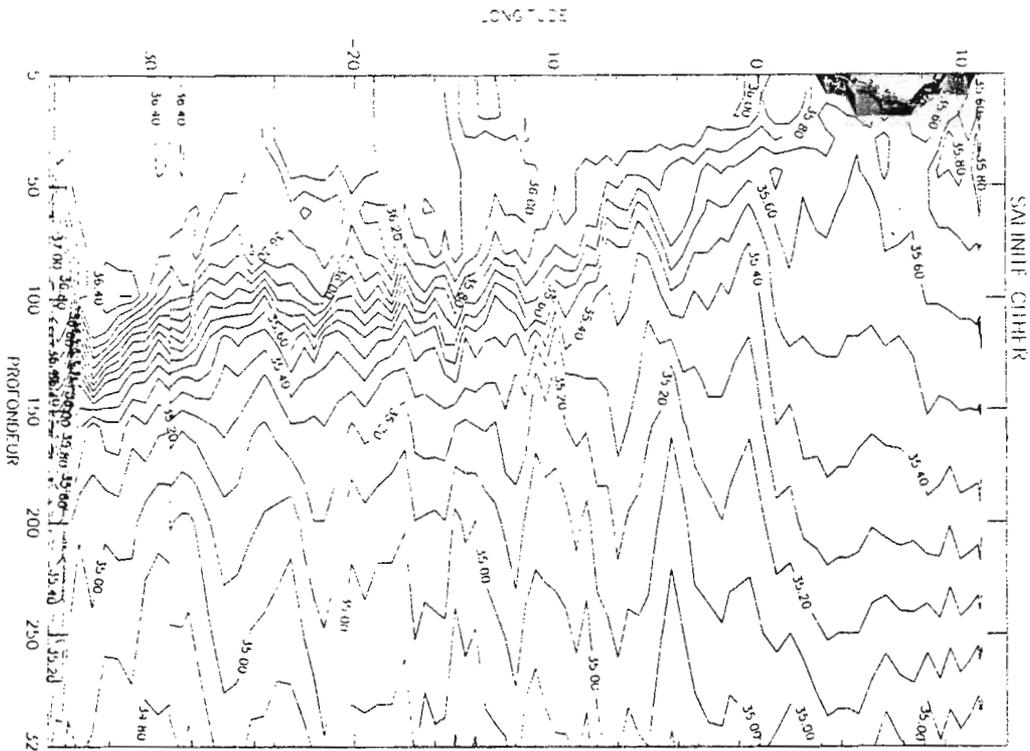


SALINITE OPA

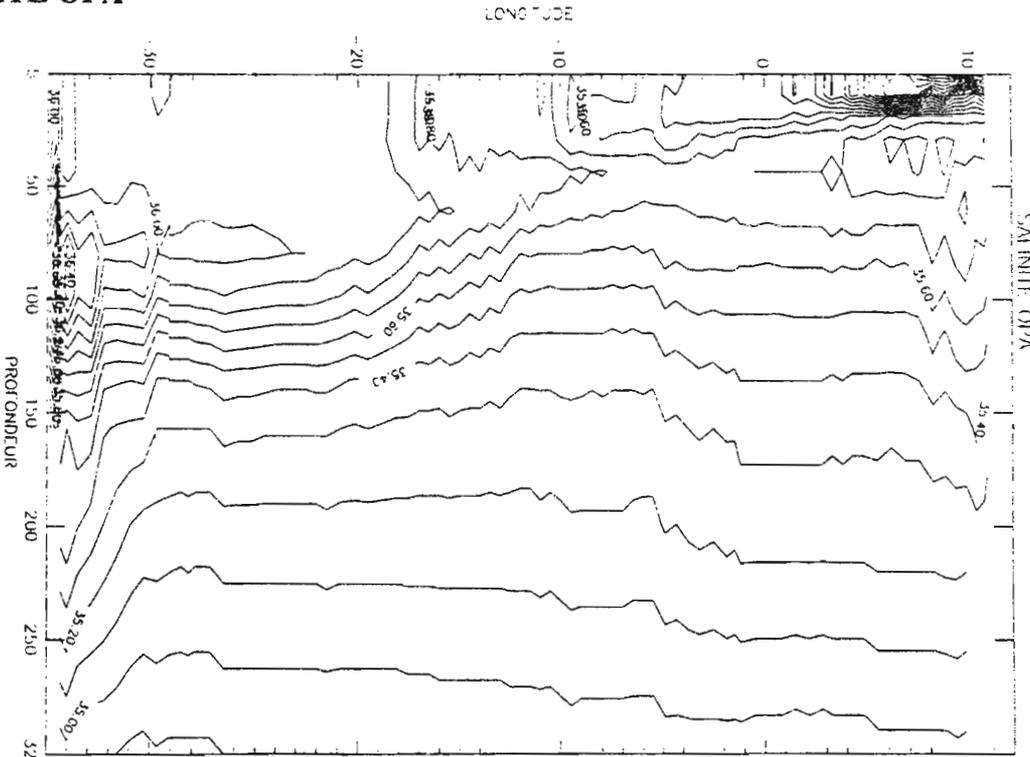


Isolignes: g/kg

SALINITE CITHER



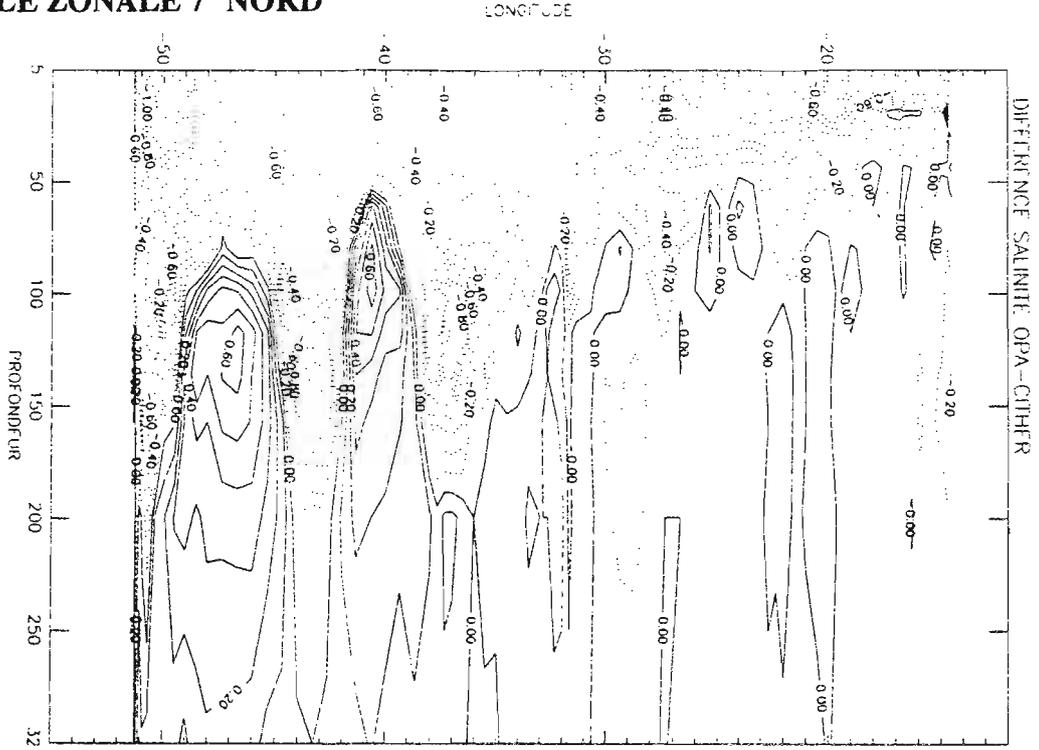
SALINITE OPA



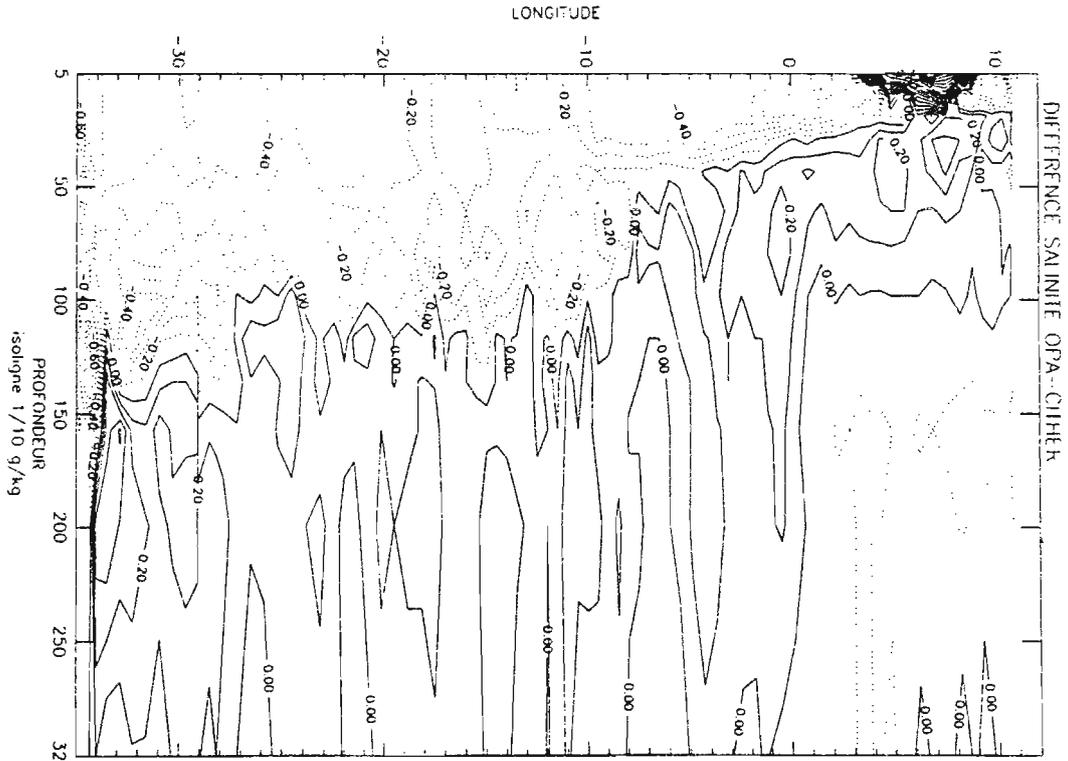
Isolignes: g/kg

**DIFFERENCE DE SALINITE  
OPA - CIPHER**

**RADIALE ZONALE 7° NORD**



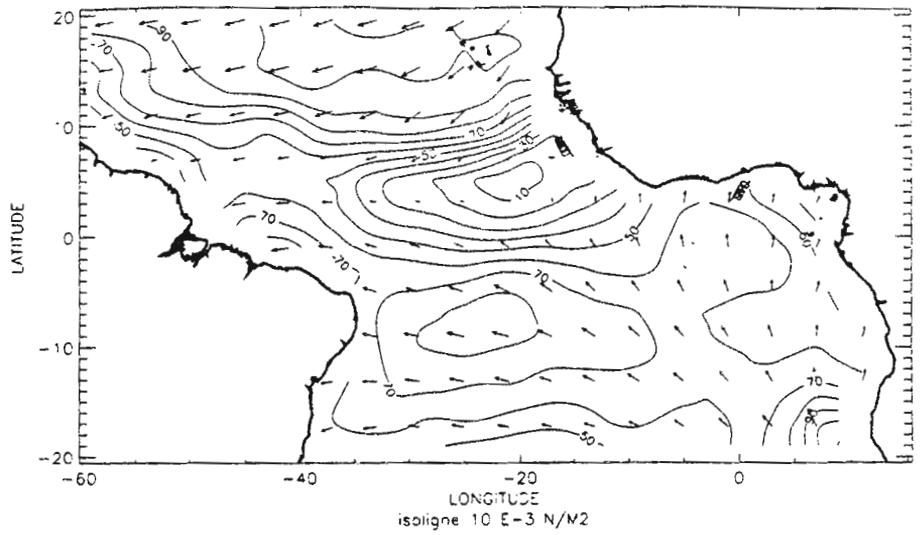
**RADIALE ZONALE 4°30 SUD**



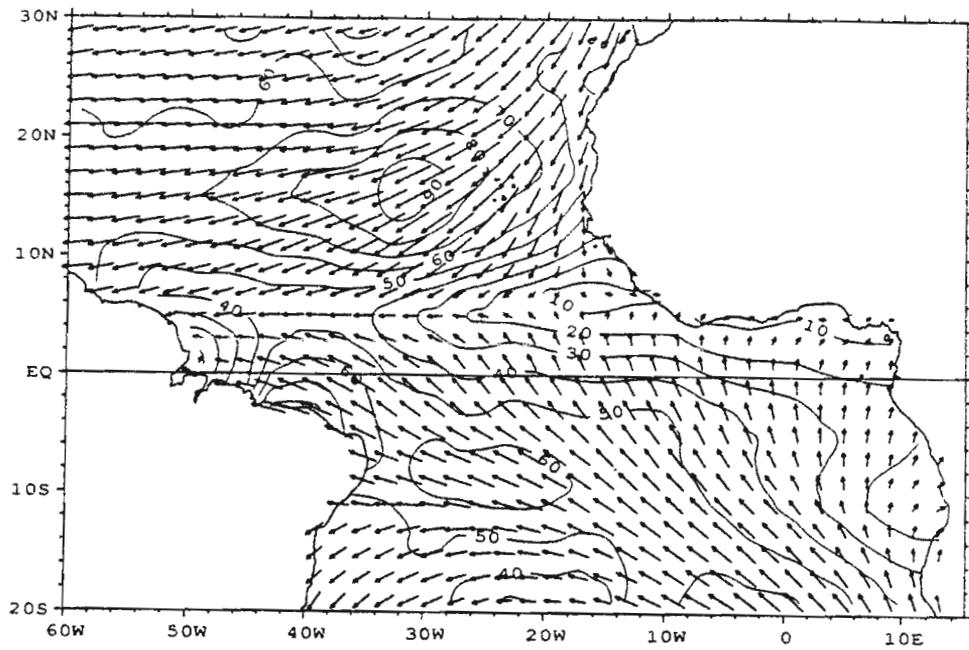
*Isoligne g/kg*

**TENSION DU VENT  
NOVEMBRE 1993**

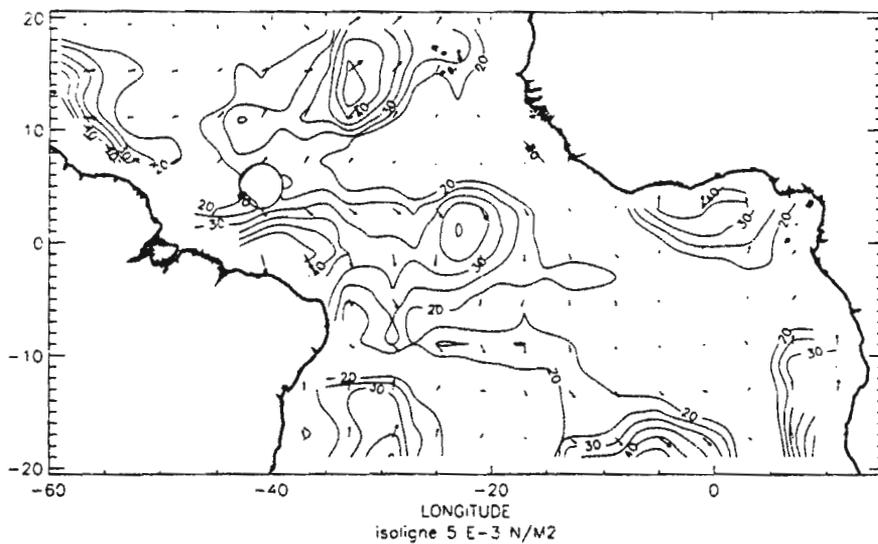
**TENSION  
ARPEGE**



**TENSION  
ANALYSE**

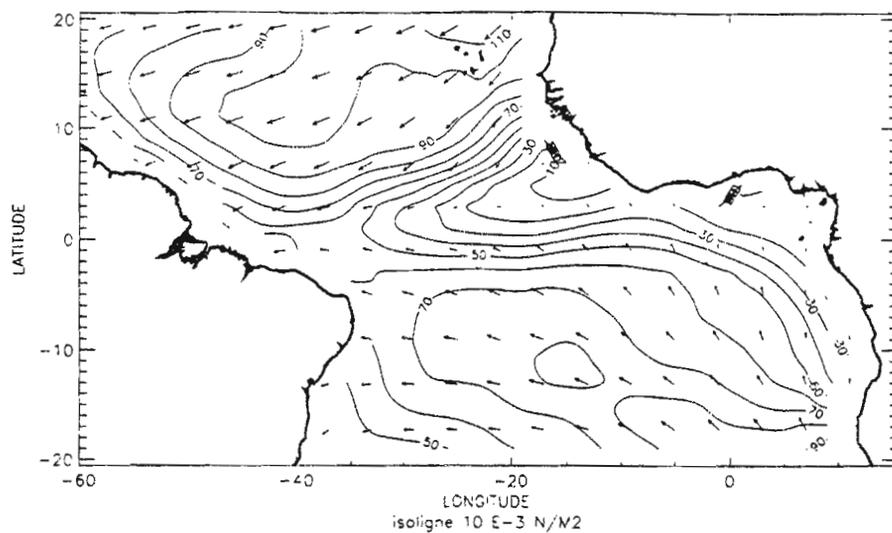


**ARPEGE  
ANALYSE**

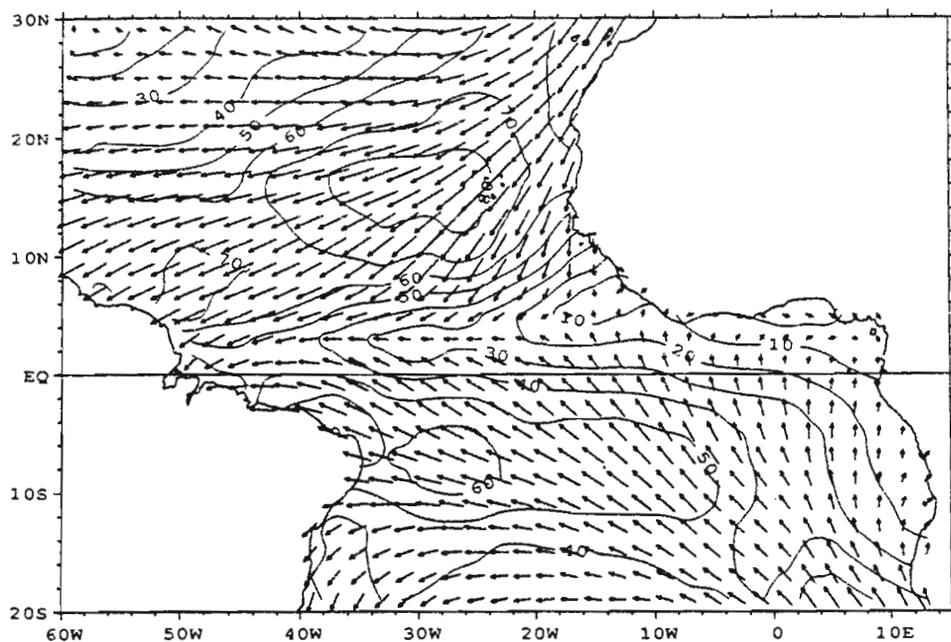


TENSION DU VENT  
DECEMBRE 1993

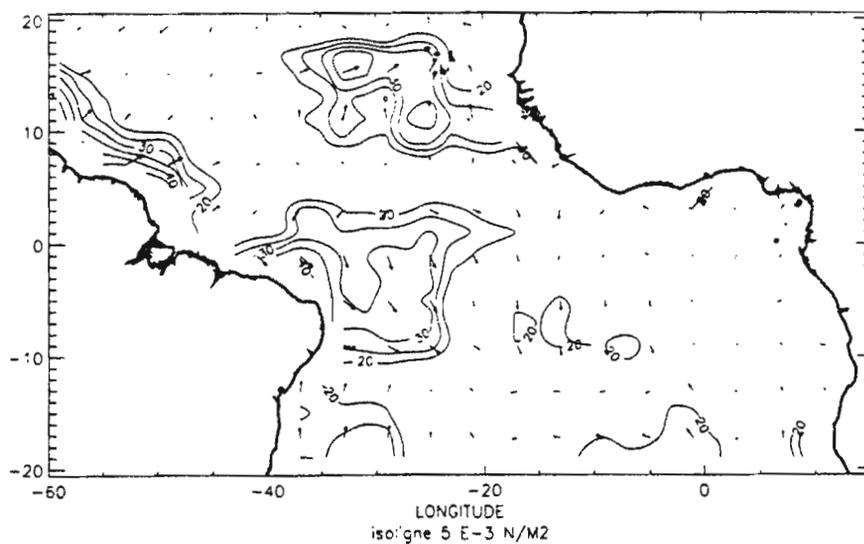
TENSION  
ARPEGE



TENSION  
ANALYSE

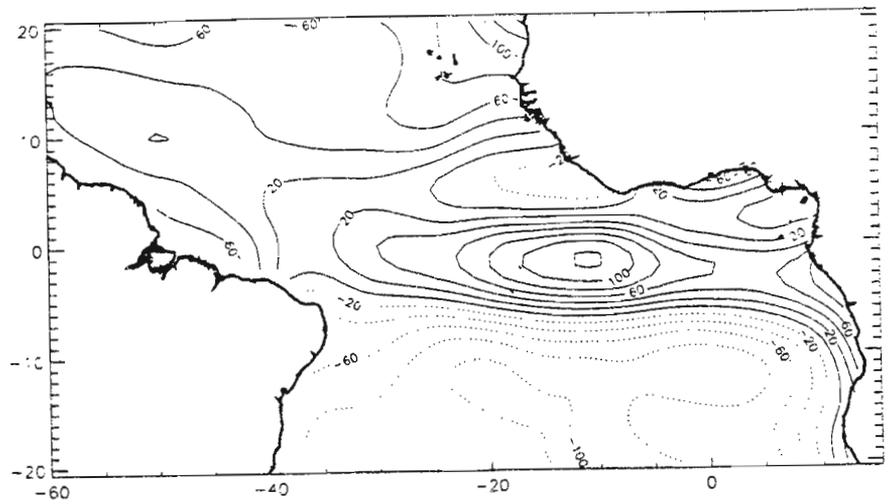


ARPEGE  
ANALYSE

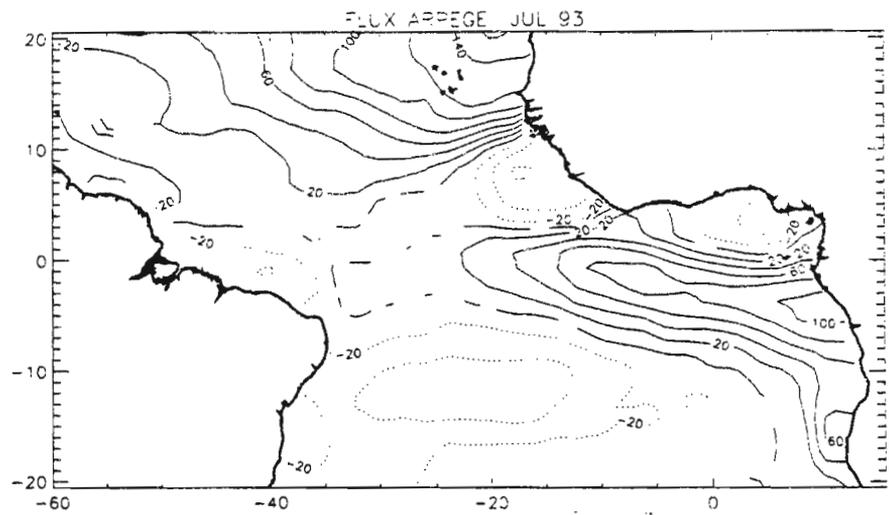


# FLUX DE CHALEUR JUILLET 1993

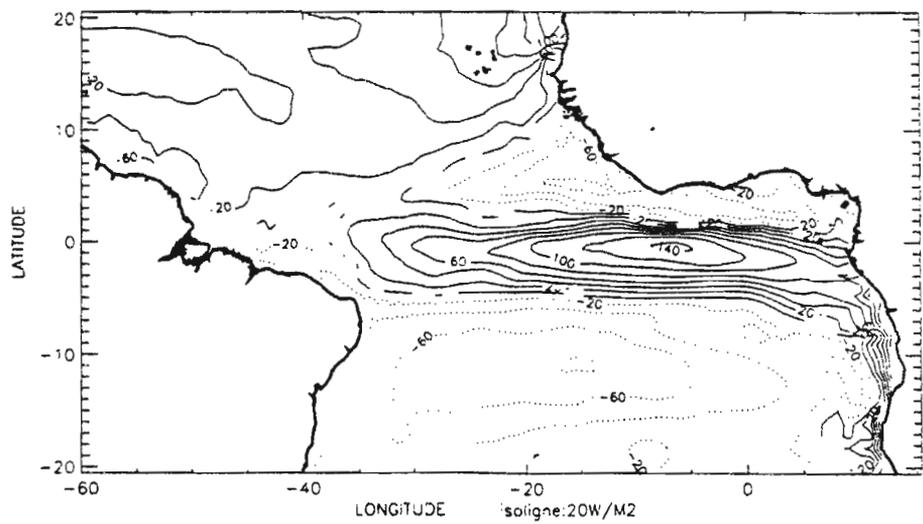
**FLUX  
CLIMATOLOGIQUES  
COADS**



**FLUX  
ARPEGE**

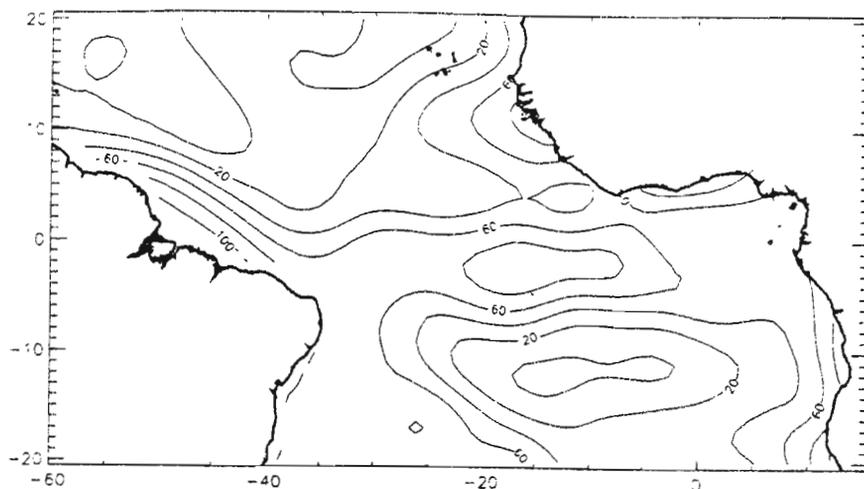


**FLUX  
ARPEGE &  
RAPPEL**

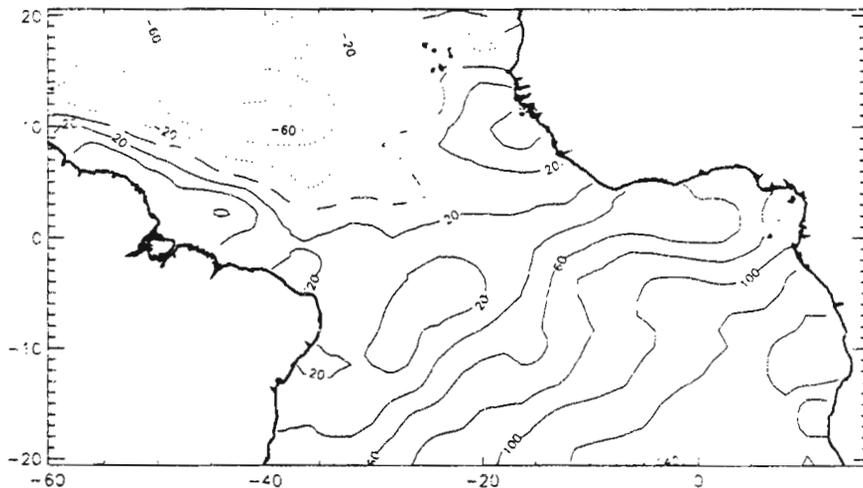


# FLUX DE CHALEUR OCTOBRE 1993

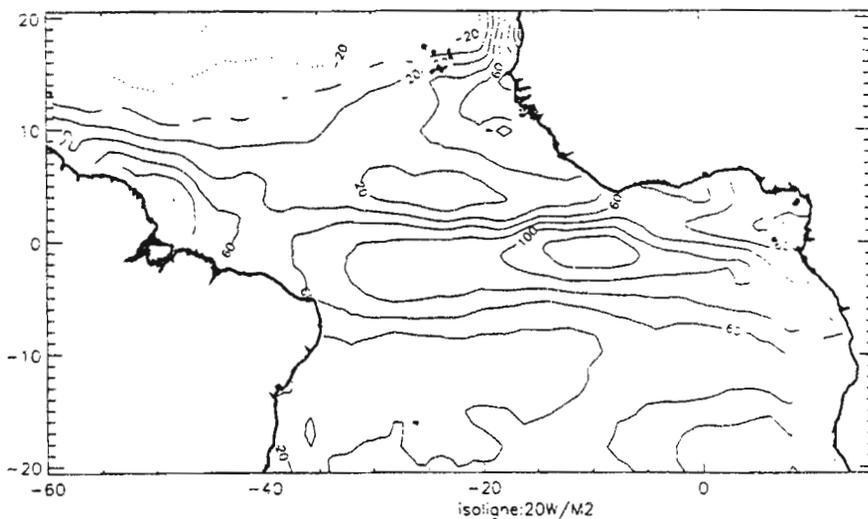
**FLUX  
CLIMATOLOGIQUES  
COADS**



**FLUX  
ARPEGE**

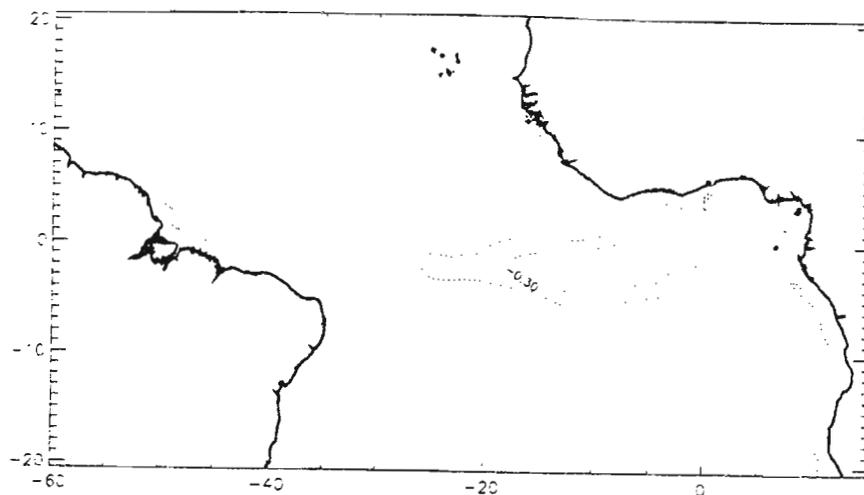


**FLUX  
ARPEGE &  
RAPPEL**

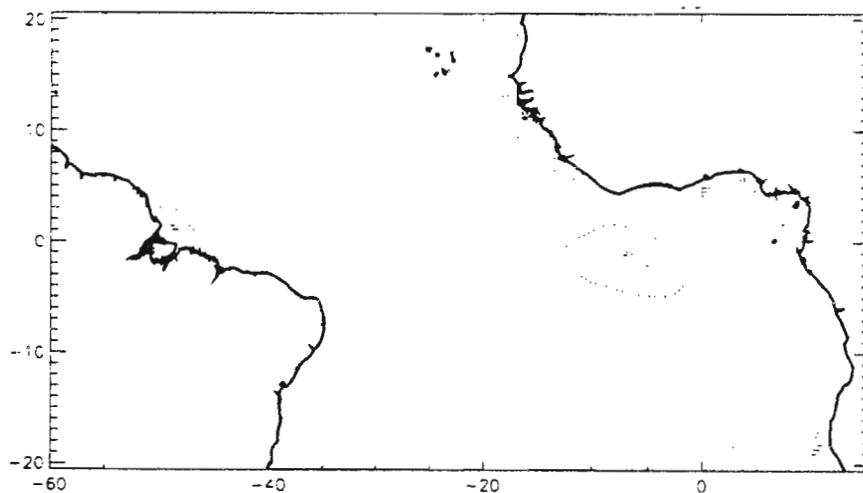


# CLIMATOLOGIE DU BILAN LOCAL DE CHALEUR

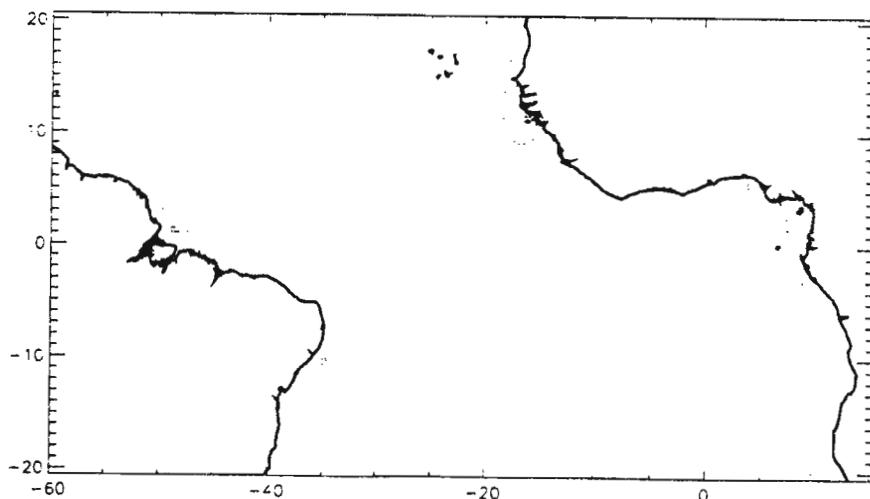
juillet



août



octobre

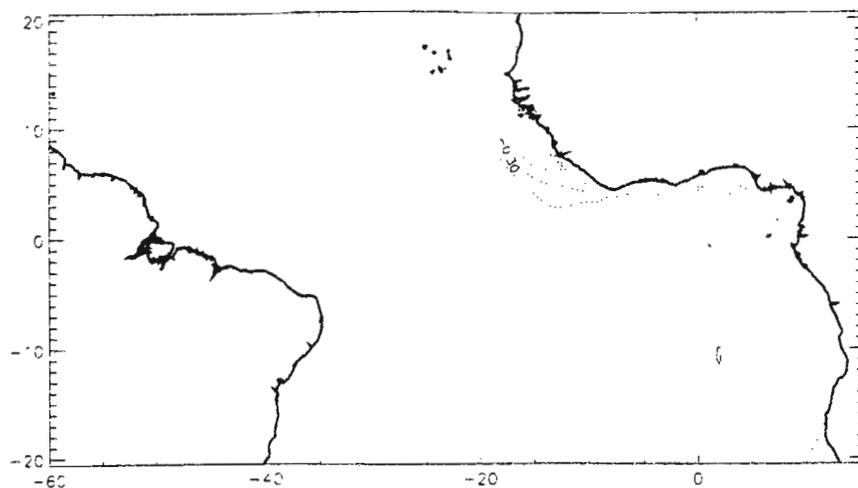


COUCHE : surface/isotherme 16 degrés.

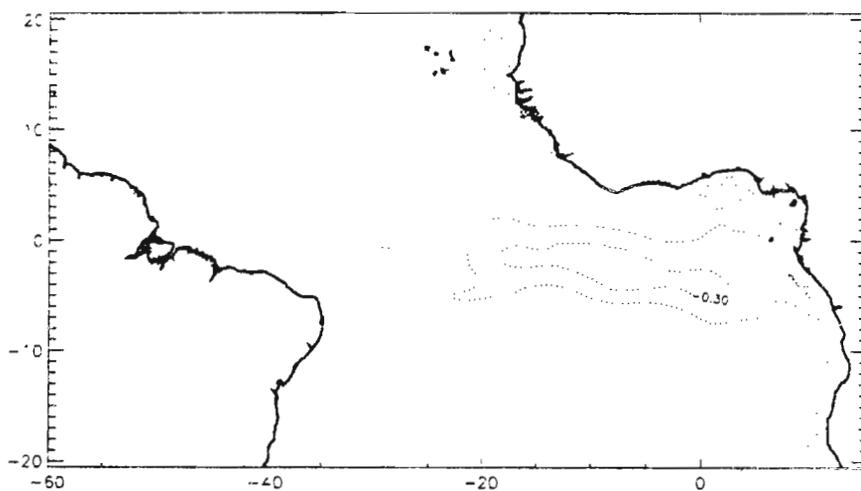
isoligne : dixième de degré par jour (valeurs > 0.2 ou < -0.2)

# CLIMATOLOGIE DU BILAN LOCAL DE CHALEUR

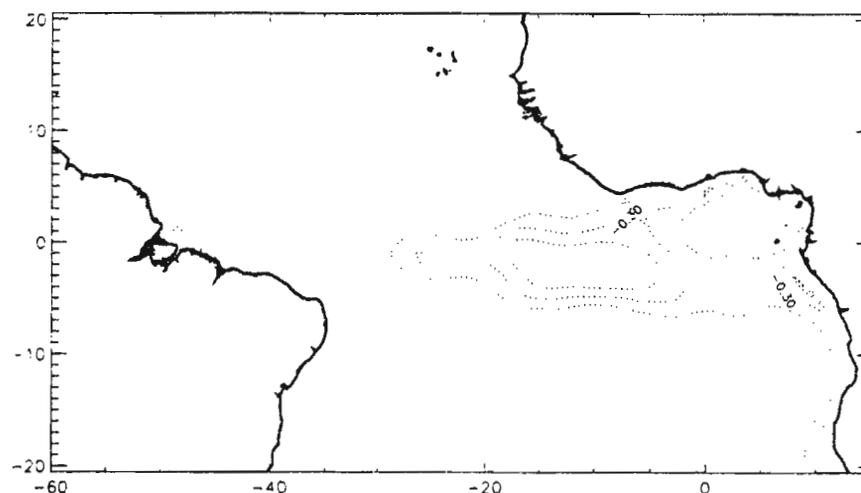
janvier



avril



juin

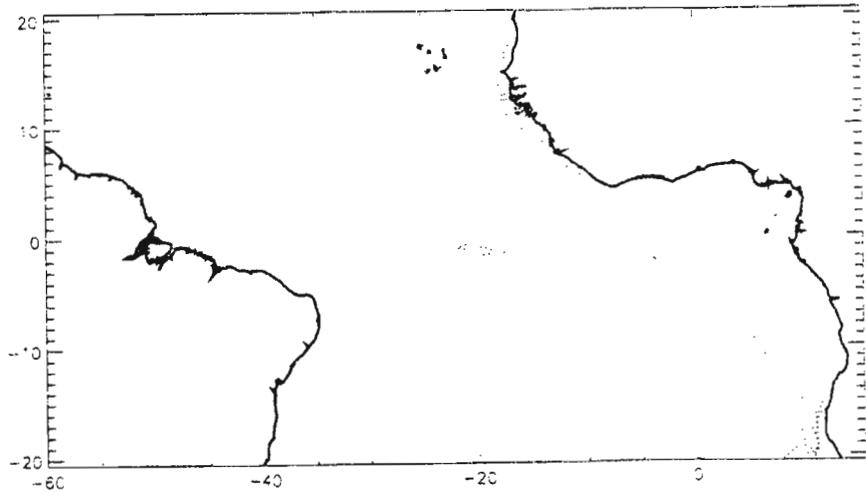


COUCHE : surface/isotherme 16 degrés.

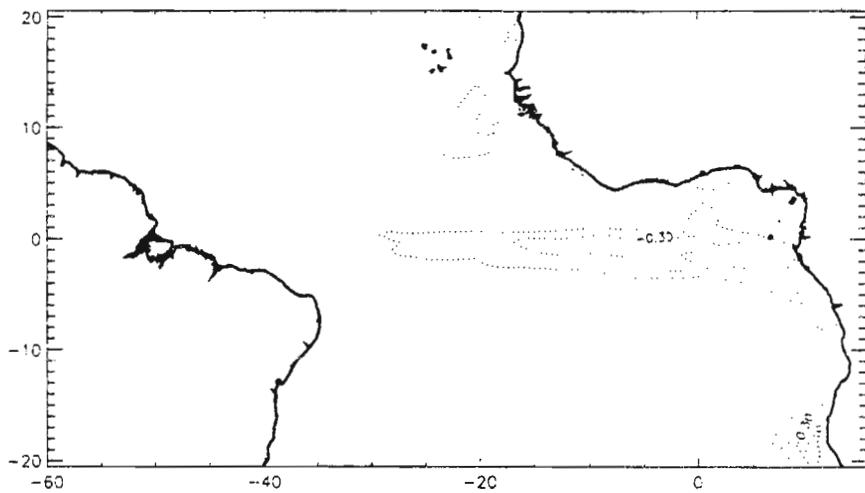
isoligne : dixième de degré par jour (valeurs > 0.2 ou < -0.2)

# BILAN LOCAL DE CHALEUR OPA 1993

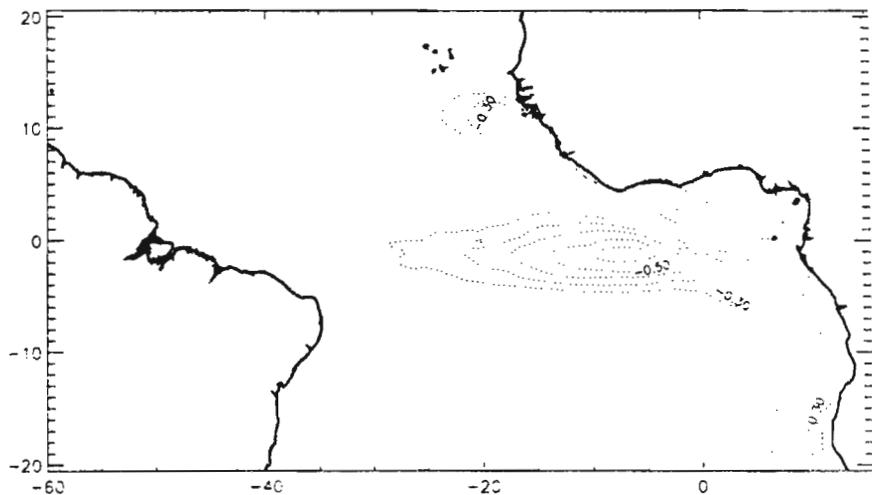
janvier



avril



juin

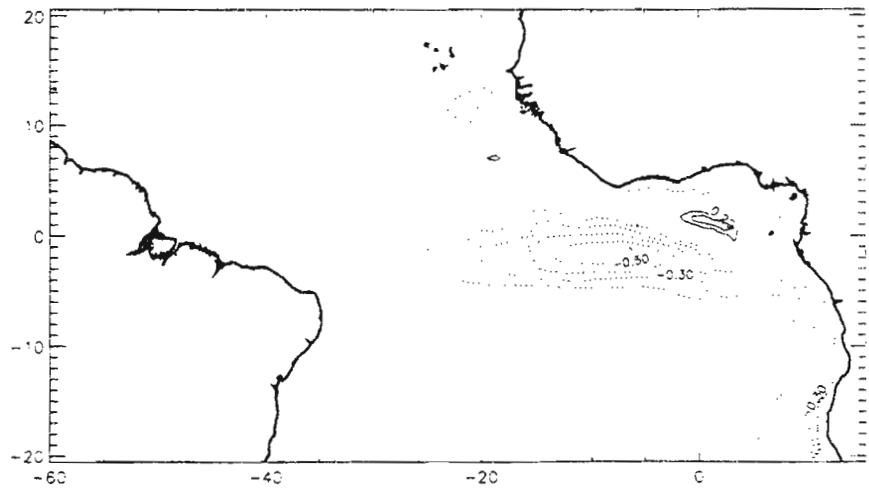


**COUCHE : surface/isotherme 16 degrés.**

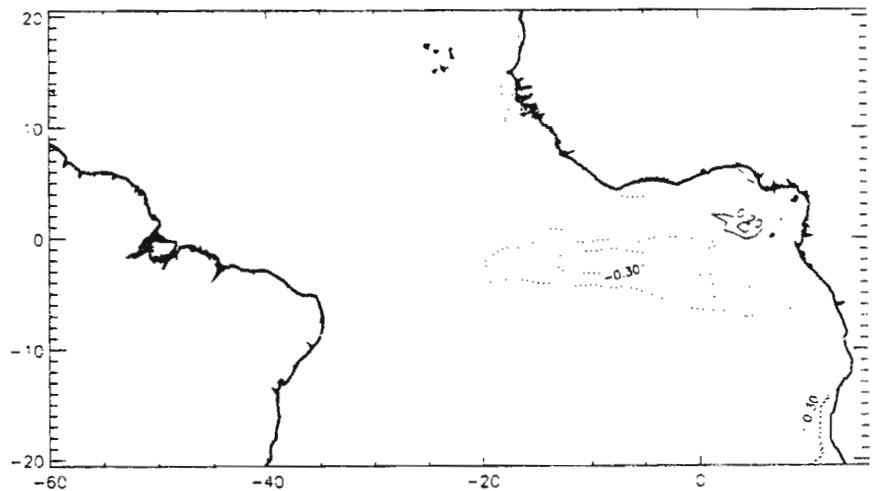
**isoline : dixième de degré par jour (valeurs > 0.2 ou < -0.2)**

# BILAN LOCAL DE CHALEUR OPA 1993

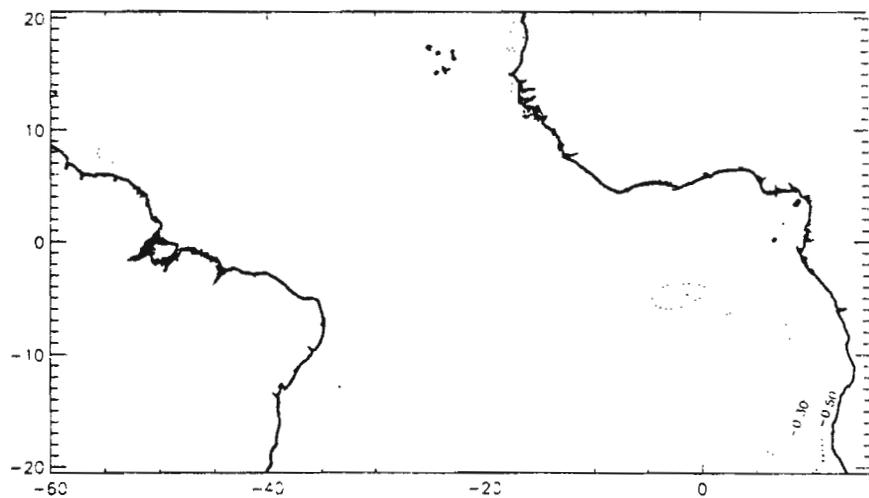
juillet



août



octobre

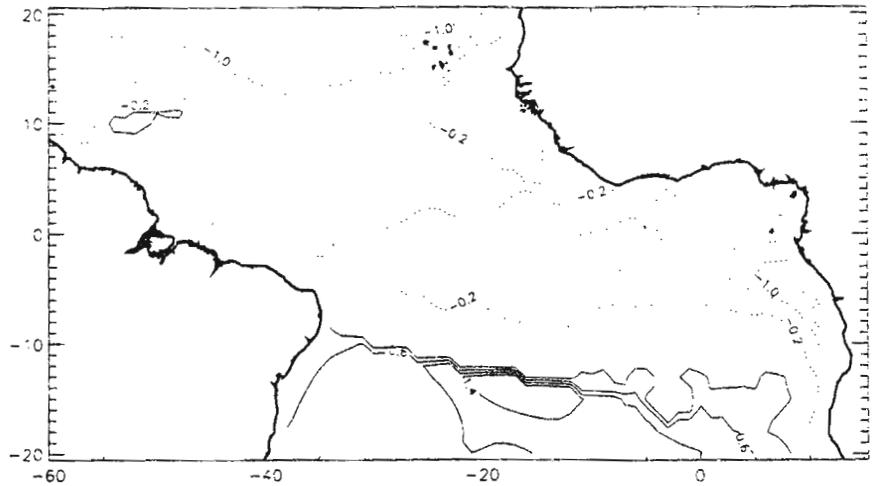


**COUCHE : surface/isotherme 16 degrés.**

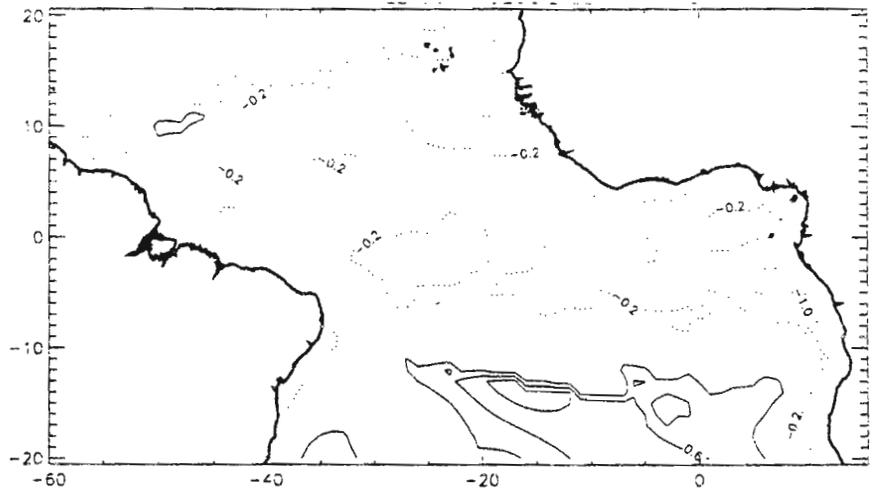
**isoligne : dixième de degré par jour (valeurs > 0.2 ou < -0.2)**

# CLIMATOLOGIE DU BILAN LOCAL DE CHALEUR

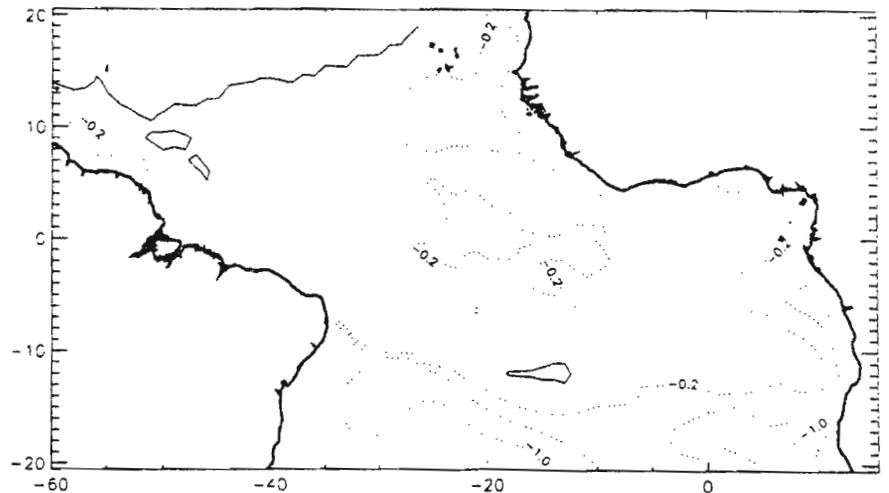
juillet



août



octobre

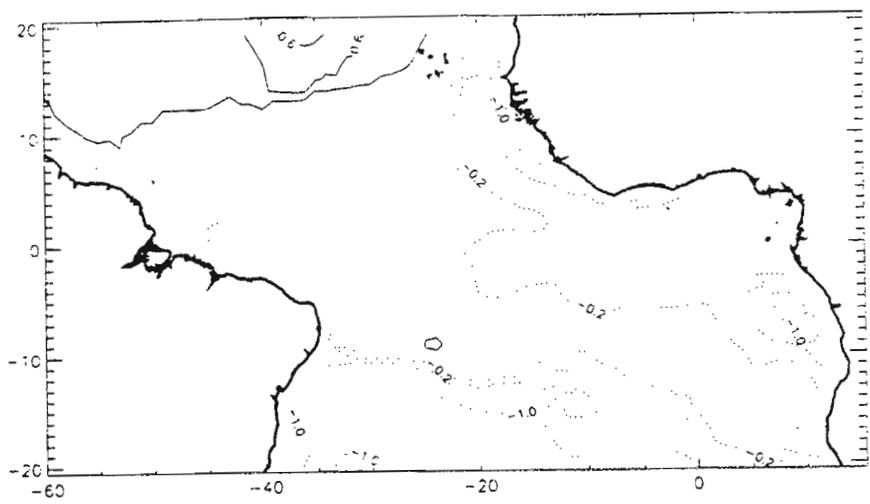


**COUCHE homogène.**

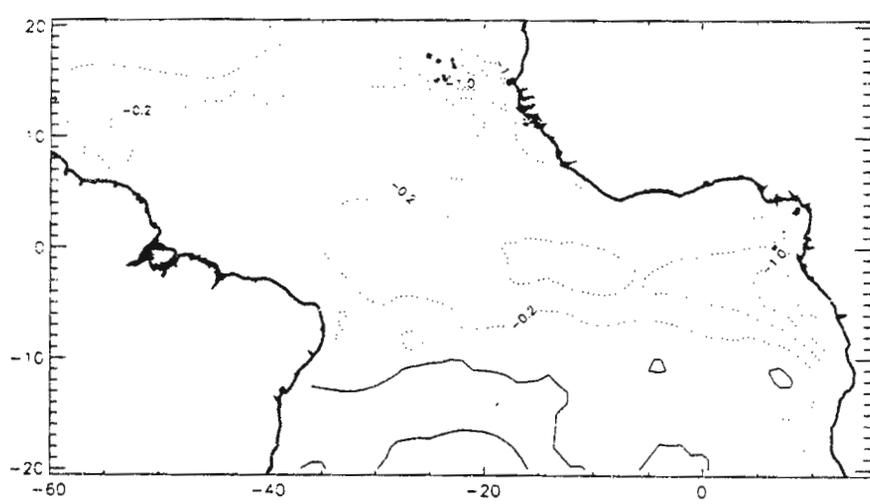
isoligne : 4/10 degré par jour

# CLIMATOLOGIE DU BILAN LOCAL DE CHALEUR

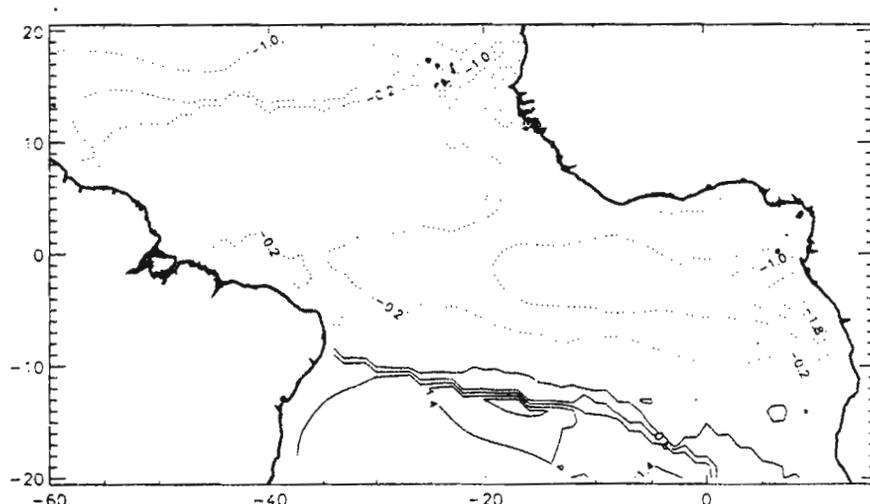
fevrier



avril



juin

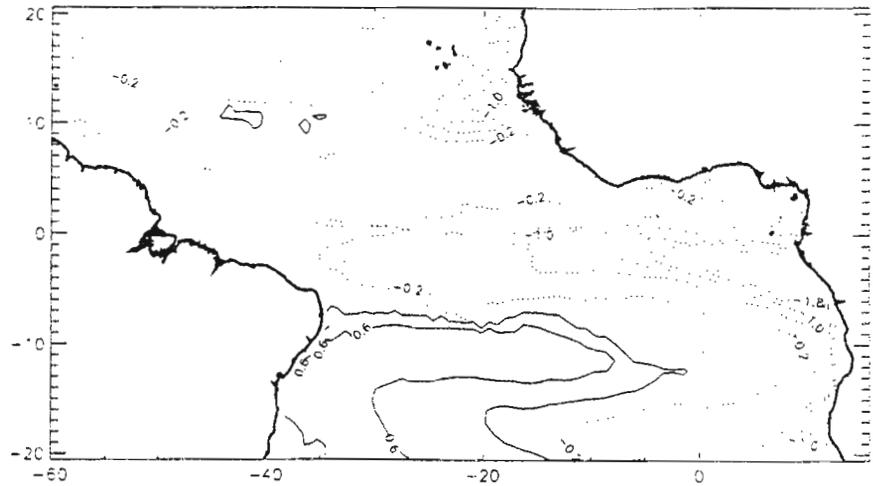


COUCHE homogène.

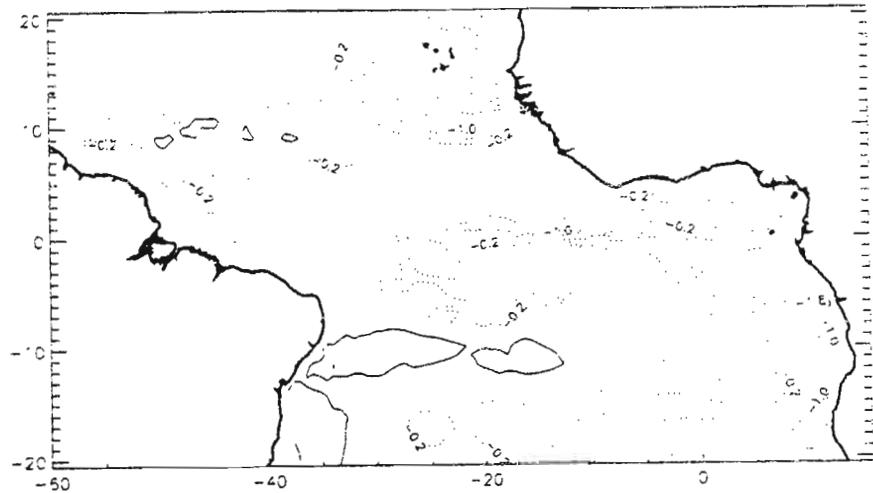
isoligne : 4/10 degré par jour

# BILAN LOCAL DE CHALEUR OPA 1993

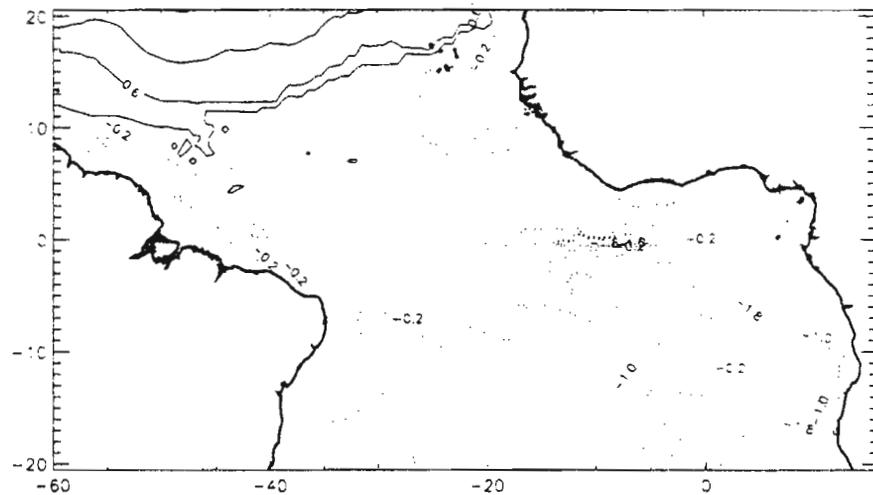
juillet



août



octobre

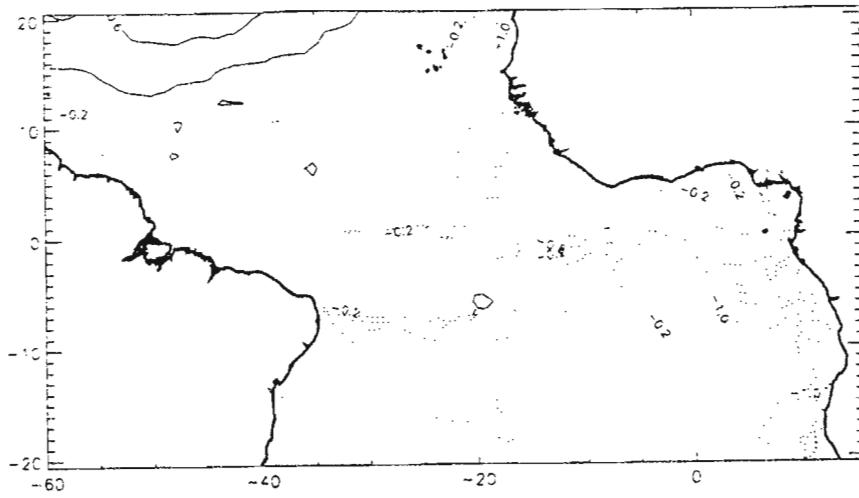


**COUCHE homogène.**

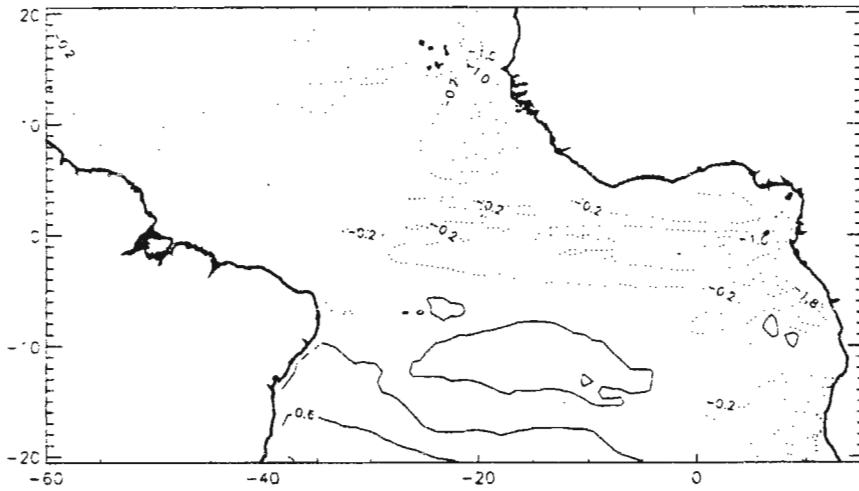
isoligne : 4/10 degré par jour

# BILAN LOCAL DE CHALEUR OPA 1993

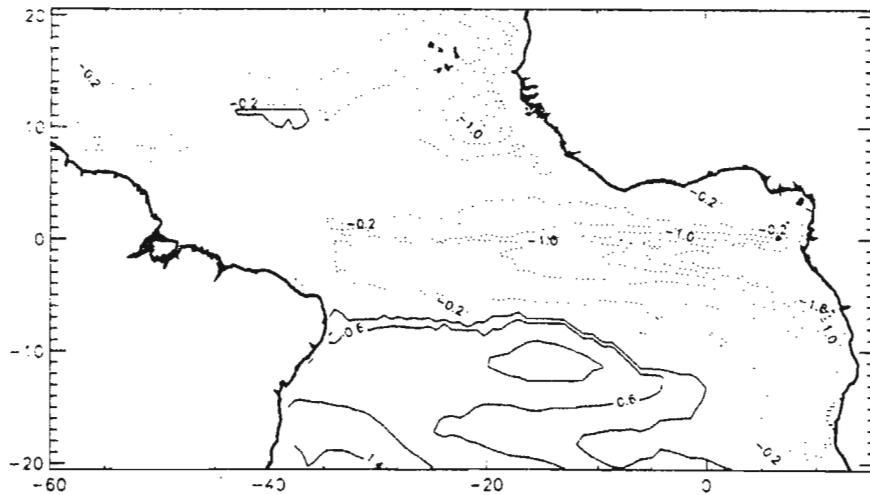
fevrier



avril

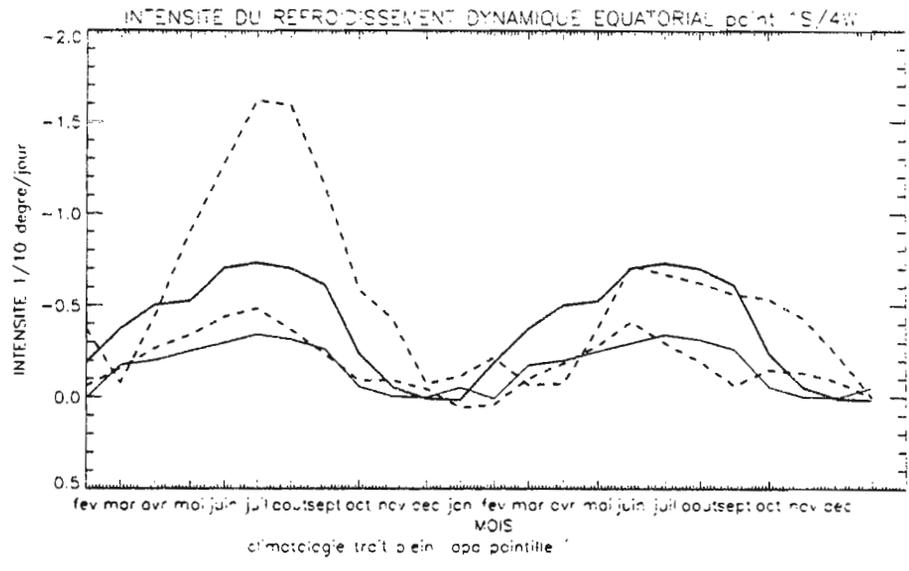
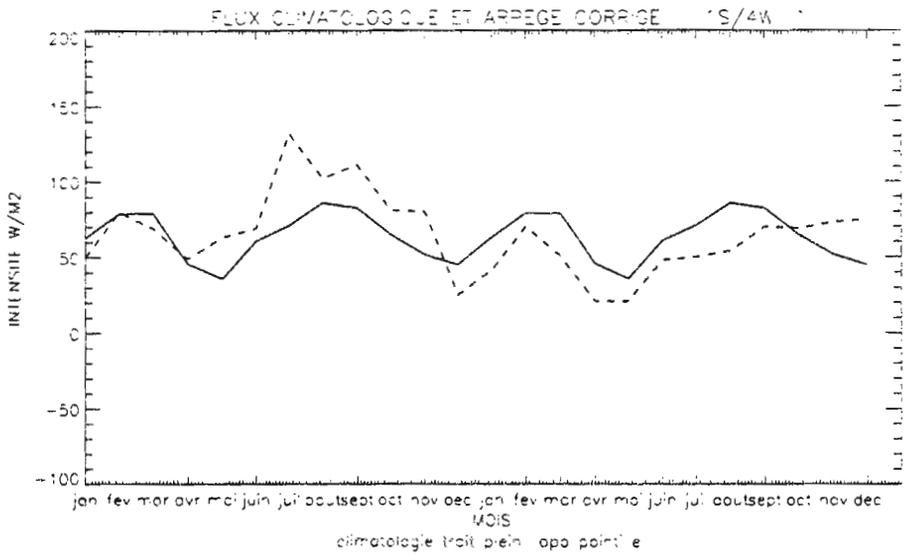
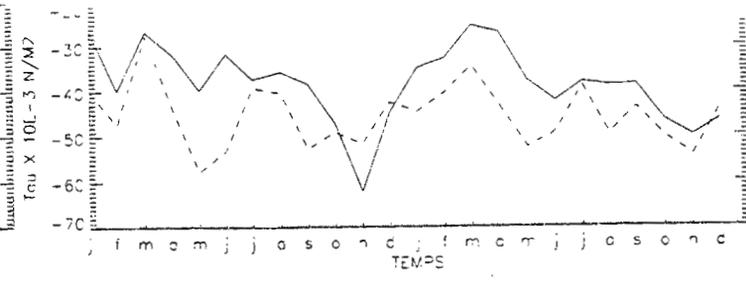
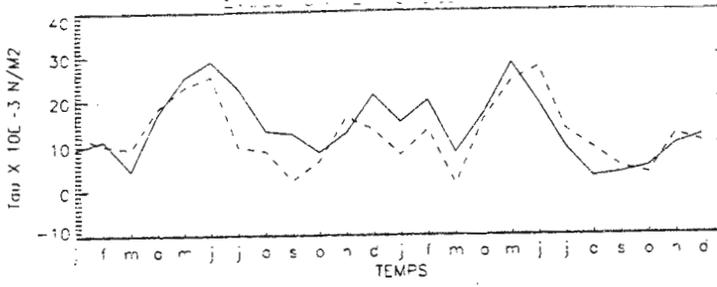


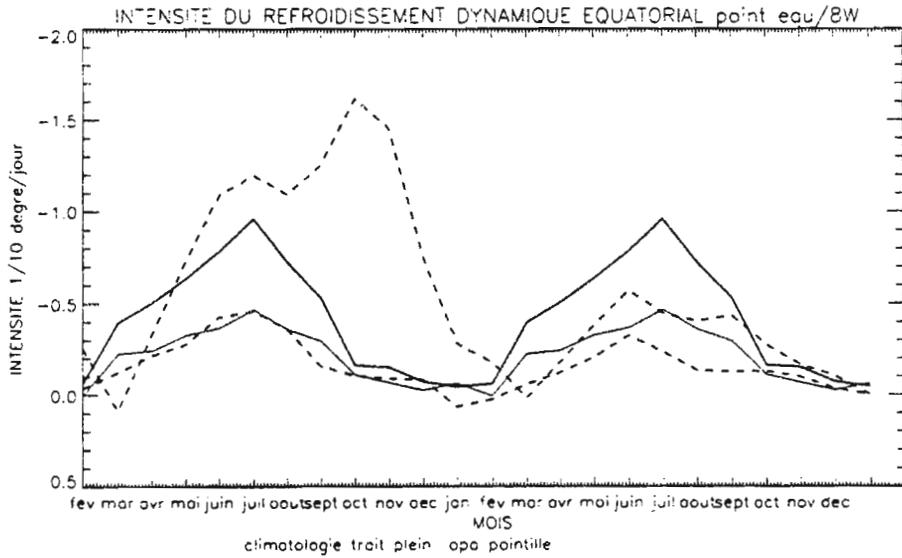
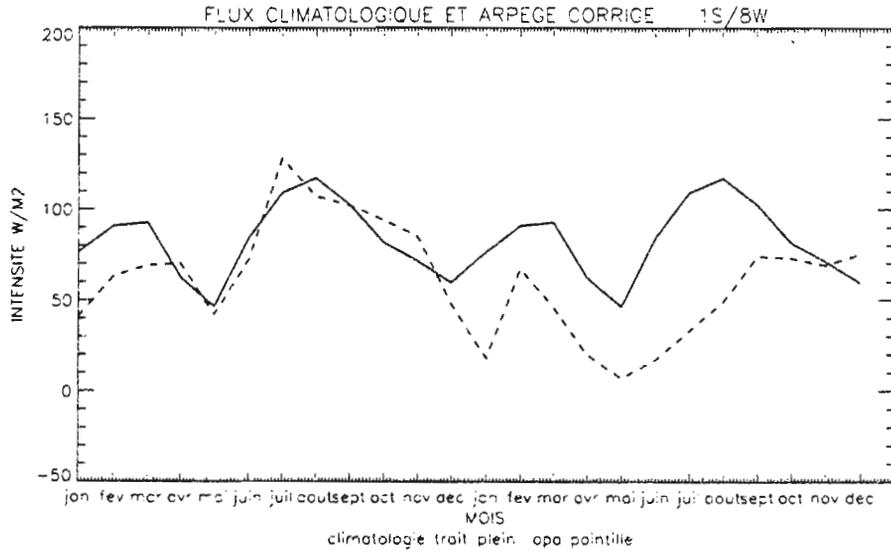
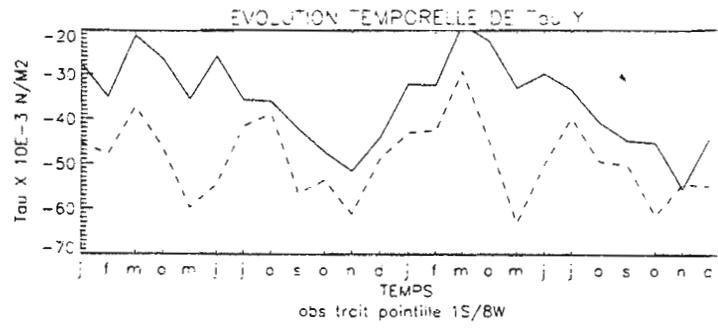
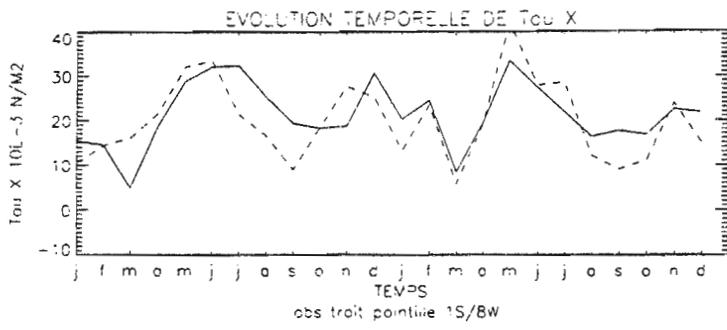
juin

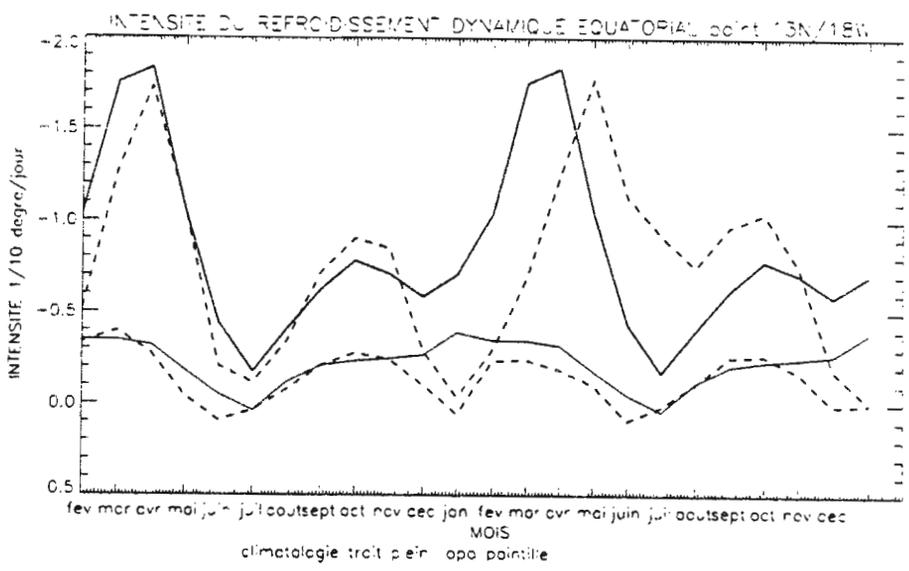
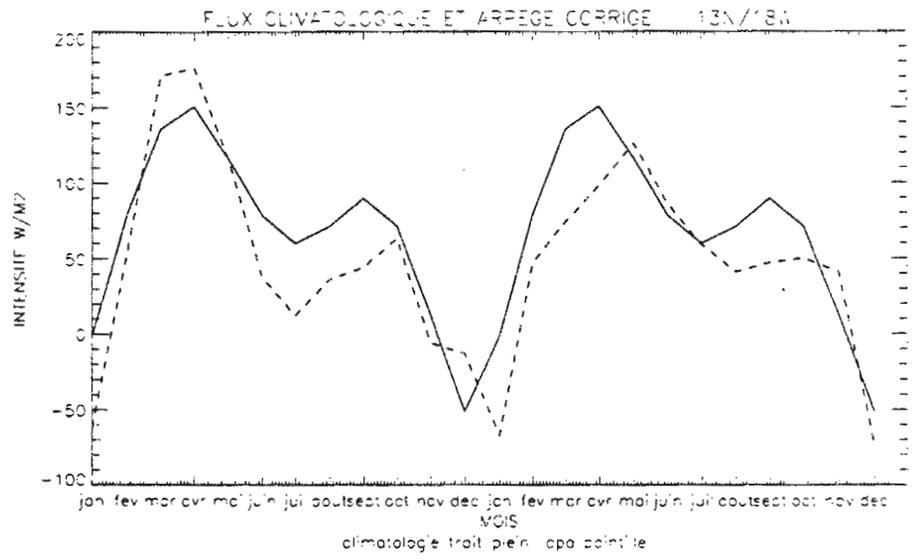
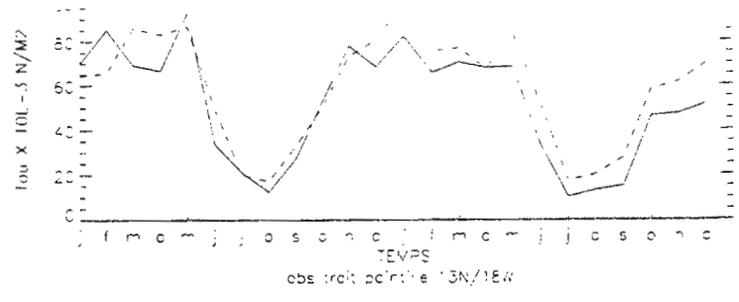
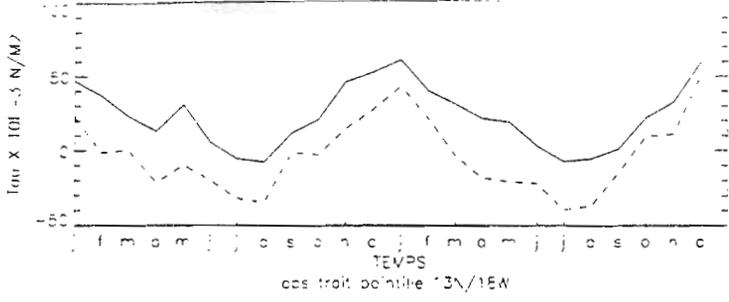


**COUCHE homogène.**

isoligne : 4/10 degré par jour







## MODIFICATIONS INTERVENUES DANS LE MODELE ARPEGE

Au cours de la période qui nous intéresse (1993-1994), le modèle **ARPEGE** a évolué. Certaines des modifications sont importantes et sont susceptibles d'influencer la simulation du modèle océanique:

08/02/93 modifications informatiques du code **ARPEGE**.

18/10/93 passage opérationnel sur le **CRAY 2** en **ARPEGE** étiré (T 95 , 21 niveaux).

06/12/93 passage du **CRAY 2** au **C 90 ARPEGE** (T 119 , 24niveaux).

17/01/94 nouvelle diffusion verticale.

31/05/94 plusieurs changements importants dans l'analyse.

02/06/94 modification de l'analyse d'altitude.

16/06/94 modification de l'analyse (humidité SATEM)

01/08/94 nouvelle diffusion.

22/08/94 nouvelle convection.

28/09/94 réglage de la diffusion horizontale.