

UN EXEMPLE DE MODELE PRE-OPERATIONNEL
LE MODELE DE L'ATLANTIQUE TROPICAL

J. MERLE A. MORLIERE

LODYC/ORSTOM

I. INTRODUCTION

Les modèles tridimensionnels actuels (celui du GFDL/USA et celui du LODYC/FRANCE) sont capables de simuler de façon réaliste les océans tropicaux. Ceci est dû à des caractéristiques particulières des océans tropicaux. La plus importante de celles-ci se rattache à leur sensibilité prépondérante au forçage de surface par rapport à l'instabilité interne de la circulation en raison de la faiblesse de la force de CORIOLIS au voisinage de l'Equateur. Si l'on dispose de fonctions de forçage satisfaisantes (principalement vent) on peut simuler de façon réaliste la variabilité basse fréquence des courants tropicaux et équatoriaux. Ainsi les premières simulations de l'El Nino 1982-1983 dans l'Océan Pacifique ont été étonnamment réalistes étant donnée la faible qualité des vents utilisés pour le forçage.

Une autre caractéristique des Océans Tropicaux qui facilite leur simulation se rattache à leur courte mémoire. A la suite d'un changement brutal du vent, l'Océan Tropical superficiel (0-500 mètres) retrouvera sa situation d'équilibre après un an pour le Pacifique et 3 à 4 mois pour l'Atlantique. C'est le temps nécessaire à la traversée

11 MARS 1996

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 43858

Cote : B ex 1.

ORSTOM Documentation



010001218

zonale des bassins, aller et retour, par les ondes incidentes (Kelvin) et réfléchies (Rossby) générées par la variation brutale du vent. Ceci implique que les conditions initiales sont oubliées après ces quelques mois et des états d'équilibre simulés pourront être obtenus rapidement par le modèle et donc à un coût raisonnable. Cette "mémoire" de l'Océan Tropical implique également une possibilité de prévision de l'évolution de l'océan dans certaines conditions (non équilibre initial entre forçage atmosphérique et ajustement océanique).

Un des objectifs ultimes des programmes de recherche sur le climat dont TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) est le plus représentatif à l'heure actuelle est de réaliser un modèle couplé océan tropical-atmosphère qui pourra éventuellement permettre une prévision opérationnelle de l'évolution de l'atmosphère et de l'Océan Tropical pour des échelles de temps allant de quelques mois à quelques années. Avant de pouvoir atteindre cet objectif dans une décennie ou plus, un objectif intermédiaire important peut être visé : c'est celui de faire un état temps réel (Now casting) et éventuellement une prévision (Forecasting) de l'évolution de l'Océan Tropical en utilisant seulement un modèle océanique tridimensionnel. En effet ces modèles, et d'autres plus simples, sont maintenant aptes à représenter correctement l'évolution des Océans Tropicaux à grande échelle ; ils ont notamment permis de simuler les anomalies thermiques du dernier El Nino (1982-1983) à partir des conditions initiales prises plusieurs mois à l'avance (Philander, 1986 - Inoue and O'Brien, 1984). On peut également depuis peu assimiler certaines observations dans le modèle, ce qui améliore encore considérablement son réalisme.

Ainsi parallèlement à la mise en place des réseaux d'observation de l'atmosphère et de l'océan et avant que de futurs modèles couplés réalistes permettent une prévision climatique, on peut commencer à utiliser opérationnellement les modèles océaniques actuels en y assimilant les observations disponibles dans le but d'obtenir une image en 3 dimensions en temps réel de l'Océan Tropical et de son évolution. Ceci permettra par

ailleurs des estimations de certaines grandeurs intégrées, comme les transports de masse et de chaleur que les observations actuelles ne permettent pas d'atteindre. Enfin cela représentera un champ d'expérience très utile pour une large variété de problèmes liés à la modélisation : validation, assimilation, analyse des champs de forçage (vent et thermodynamique), paramétrisation diverses etc....

La simulation pré-opérationnelle de l'évolution des couches supérieures de l'Océan Atlantique Tropical est en cours de mise au point par l'équipe ORSTOM du LODYC (J.Merle, A.Morlière). Nous présentons ici les premiers résultats et les perspectives de cette description en temps quasi réel de l'évolution du bassin tropical atlantique associant intimement modélisation et observation par des techniques d'assimilations simples dans une perspective opérationnelle.

2. LE MODELE

Le modèle est décrit en détail dans Chartier (1986) et Delecluse et al. (1988). C'est un modèle de circulation générale pour un océan stratifié qui résout les équations primitives. Les hypothèses classiques de Boussinesq, de l'hydrostaticité et de l'imcompressibilité sont utilisées. La densité est une fonction linéaire de la température à travers un coefficient d'expansion thermique ; dans cette version, la salinité n'est pas prise en compte. Le coefficient de diffusion horizontale est pris égal à $2\ 000\text{m}^2/\text{s}$. La paramétrisation de la diffusion verticale est la même que celle employée par Pacanowski et Philander (1981) .

Les problèmes d'instabilité verticale de température sont résolus par un algorithme vertical instantané. La discrétisation spatiale est réalisée sur une grille de type C, la discrétisation temporelle est de type saute-mouton (leap-frog). La grille géographique s'étend de 20°N à 20°S et de 65°W à 20°E ; la résolution est variable de 1/3 degré en latitude à l'équateur à 1,5 degré à 20°N ; en longitude, elle varie de 1/2 degré près des côtes africaines et américaines à 1 degré au centre du bassin (fig.1). Les frontières nord et sud sont fermées, elles comportent une condition de non-glissement et il y a un amortissement linéaire à leur voisinage. Le modèle comporte 16 niveaux entre 0 et 3 000 m avec une résolution verticale forte en surface ; il ne prend pas en compte la topographie, ne comporte pas d'île. Le pas de temps est de 40 minutes.

Les flux thermiques à travers la surface sont paramétrisés de façon encore grossière. Les flux ondes courtes et ondes longues sont pris constants. Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente sont calculés à partir du vent et d'une température de l'air prescrite par une climatologie. Le vent issu des observations des navires marchands pour TOGA est collecté par la "Florida State University" et traité pour l'Océan Atlantique Tropical par Servain et al. (1987).

3. LA METHODE D'ASSIMILATION

La méthode s'apparente à une réinitialisation continue du modèle s'appuyant sur les profils thermiques mesurés par les navires marchands et transmis en temps quasi réel. Le principe en est le suivant : à l'issue d'une première simulation pour le mois étudié, on détermine un écart entre les champs thermiques observés et simulés, en chaque point de grille ; puis on effectue une deuxième simulation dans laquelle on a

introduit une correction dans l'équation de la température de façon à rattraper progressivement l'écart mesuré précédemment. Le résultat de cette simulation "corrigée" sert d'état initial pour le traitement du mois suivant.

a) Détermination du champ thermique simulé mensuel

Le champ de température simulée au 15 du mois est déterminé par une moyenne pondérée de 5 champs thermiques instantanés simulés tous les 7.5 jours.

b) Détermination du champ thermique observé mensuel

Pour chaque niveau du modèle, une analyse objective du champ des observations permet de passer d'une distribution aléatoire de l'information à une distribution régulière correspondante aux points de grille du modèle.

L'analyse objective utilisée est de type Cressman mise à jour par Cadet et Reverdin(1981).Le schéma consiste en une modification successive d'un champ initial (ici, le champ mensuel de température du modèle) sur la base des observations (ici, les profils XBT du mois). Ceci est réalisé en deux étapes. La première consiste à interpoler le champ initial à tous les points de mesure et à calculer les différences entre les valeurs mesurées et interpolées ; ces différences constituent les corrections à apporter au champ-test initial. La deuxième étape consiste à calculer ces corrections à tous les points de la grille en ne prenant en compte que les données les plus proches. Pour cela, on définit un rayon d'influence qui correspond à la distance maximale d'influence des données sur le champ de test initial. On applique ce schéma plusieurs fois en diminuant le rayon d'influence à chaque itération de telle sorte que le champ analysé s'ajuste aux données. L'analyse comprend aussi une élimination des données présentant un écart trop grand par rapport au champ test.

A l'issue de cette opération, nous obtenons un champ thermique analysé qui est un mélange entre les observations et les températures mensuelles simulées ; il a été obtenu par une déformation du champ simulé en direction des observations. Ce champ analysé sera proche du modèle dans les régions où il n'y a pas d'observations ; il sera d'autant plus près de la réalité que les observations seront plus nombreuses.

c) Simulation avec correction progressive.

Une fois déterminée la différence entre champs analysé et simulé en chaque point de grille, on lance une nouvelle simulation du mois étudié. Cette nouvelle simulation comporte un terme correctif dans l'équation de la chaleur du modèle qui a pour but de rattraper progressivement l'écart thermique constaté. La correction est active pendant 15 jours à partir du jour 7.5 ; elle est inactive pendant la dernière semaine du mois traité.

4. VALIDATION DES SIMULATIONS AVEC ET SANS ASSIMILATION

Le réalisme des simulations avec et sans assimilation doit être testé. Ceci a été entrepris en comparant les simulations de l'année 1984 avec les nombreuses observations disponibles cette année-là grâce à un programme expérimental Franco-Américain : FOCAL/SEQUAL.

Plusieurs paramètres caractéristiques de l'Océan Tropical ont été simulés avec et sans assimilation et comparés aux données.

Effets de l'assimilation sur la simulation des structures verticales.

Pour chaque mois, nous comparons 3 profils moyens (fig.2) : l'une est la moyenne mensuelle des observations, les autres sont les moyennes des profils simulés aux mêmes points d'observations lors des simulations avec et sans assimilation. Le profil avec assimilation est le résultat d'une simulation qui n'a pas encore assimilé les données du mois traité. Pour chaque mois, nous comparons des données prises de façon quasiment aléatoire, c'est-à-dire là où des observations ont été réalisées par les navires du commerce et quelques navires océanographiques lors de l'expérience FOCAL de 1984.

L'effet de la correction sur les profils de température est progressif, il est particulièrement net dans la couche entre 50 et 200m qui est le point faible des structures verticales simulées par le modèle du LODYC. Les profils d'erreur montrent la même amélioration particulièrement sensible dans la thermocline. L'effet de l'assimilation est d' élever progressivement la thermocline (Représentée par l'isotherme 20°C) notamment dans l'Est du bassin (Fig.3).

Evolution des effets de l'assimilation dans le temps.

La figure 4 représente l'évolution temporelle au cours de 1984 de la profondeur de l'isotherme 20°C qui représente l'immersion de la thermocline ; sont représentées les observations et les simulations avec et sans assimilation . Sans assimilation, la profondeur de la thermocline du modèle est trop profonde (40 à 50 m); après assimilation, cette thermocline simulée remonte plus ou moins rapidement suivant la qualité de l'état initial utilisé. A partir de juillet, l'écart entre simulations corrigées et observations varie entre 0 et 10 m.

Ceci montre l'amélioration progressive due à l'assimilation qui permet de récupérer en 6 mois la différence entre simulation et observation dans la région équatoriale.

Effets de l'assimilation sur la simulation de la pente équatoriale.

La pente équatoriale de la thermocline est une des caractéristiques essentielles de la circulation équatoriale.

La figure 5 représente la pente de la thermocline entre les côtes d'Amérique du Sud et d'Afrique en juillet 1984. L'effet de l'assimilation est d'autant plus important que l'état initial est éloigné des observations, en particulier dans l'est de l'Atlantique. Il apparaît que l'assimilation compense très rapidement les effets de l'état initial choisi puisque les deux pentes obtenues avec assimilation sont pratiquement confondues. Ceci

n'est vrai qu'à l'Equateur et l'assimilation ne suffit pas à compenser le rôle de l'état initial sur l'ensemble du domaine du modèle. La figure 6 illustre les différences de la profondeur de la thermocline dues à la différence d'état initial entre deux simulations avec assimilation ; dans la zone équatoriale, ces différences sont faibles ; les écarts les plus importants sont dans la région des contre-courants équatoriaux nord et sud montrant ainsi que l'un des états initiaux de l'océan prend très mal en compte les structures thermiques associées aux contre-courants.

Effets de l'assimilation sur la circulation.

La figure 7 permet de constater que les courants, entre 10°S et 10°N sont globalement accélérés après correction des champs thermiques. A 20°W, le noyau du Sous-Courant Equatorial a gagné 20 cm/s ; les Contre-Courants Nord et Sud ont également progressé de 20 cm/s ; le flux ouest du Courant Equatorial Sud garde le même maximum mais voit son extension augmentée. Ceci est en accord avec les observations obtenues durant FOCAL/SEQUAL et notamment avec le profil de courant moyen observé à l'aide d'un mouillage courantométrique placé à l'Equateur et à 28°W (fig.8). Les corrections effectuées par l'assimilation de données thermiques ont donc également un effet sur la dynamique du modèle et modifient le champ de circulation (Fig. 9)

5. CONCLUSIONS : VERS UNE SIMULATION OPERATIONNELLE DES OCEANS TROPICAUX

La simulation opérationnelle de l'évolution de l'océan tropical Pacifique est en cours aux Etats Unis (NMC-FSU). Une opération semblable est sur le point d'être lancée pour l'océan tropical Atlantique par l'équipe ORSTOM du LODYC.

Nous envisageons, à partir de juin 1989, de simuler, avec assimilation des profils thermiques (XBT) disponibles, les couches supérieures de l'océan Atlantique tropical afin de suivre en temps quasi réel ($\Delta t = 1$ mois) son évolution. Ces simulations ainsi que les

champs observés seront diffusés dans un bulletin mensuel vers une large communauté scientifique internationale dans le cadre du programme TOGA .

Cette opération sera menée pendant 1 année au minimum de façon à tester concrètement la faisabilité et la qualité d'un tel suivi de l'évolution d'un océan à grande échelle

Ultérieurement des améliorations devront être apportées à la qualité des fonctions de forçage : vent et flux thermodynamiques à la surface . Des méthodes d'assimilation plus rigoureuses sont aussi en cours de développement (modèles adjoints , filtres de Kalman , méthodes variationnelles)

Les travaux présentés ici représentent les premières tentatives de simulation/assimilation réalistes à grandes échelles . Elles sont encourageantes et démontrent que pour les tropiques au moins , on est très proche de pouvoir décrire de façon opérationnelle avec une résolution raisonnable , l'évolution en trois dimensions de la structure thermique et dynamique des océans comme cela se fait quotidiennement en météorologie pour l'atmosphère.

References

- Chartier M., 1986: Un modèle numérique tridimensionnel aux équations primitives de circulation générale de l'océan. Thèse, Univ. P. et M. Curie, 4 Place Jussieu 75252 Paris.
- Cadet D. and G. Reverdin, 1981: The monsoon over the Indian ocean during summer 1975. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 148-158.
- Delécluse P., P. Andrich and M.A. Foujols, 1988 : Simulation of the 84 warm event in the tropical Atlantic and sensitivity experiments using a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, submitted
- Pacanowski R. and S. G. H. Philander, 1981: Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1443-1451.
- Philander S.G.H., W.J. Hurlin and A.D. Seigel, 1987: Simulation of the seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1986-2002.
- Servain J., Seva M., Lukas S. and G. Rougier, 1987: Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature : 1980-1984. *Ocean-Air Interactions*, 1987 , Vol.1, 109-182.

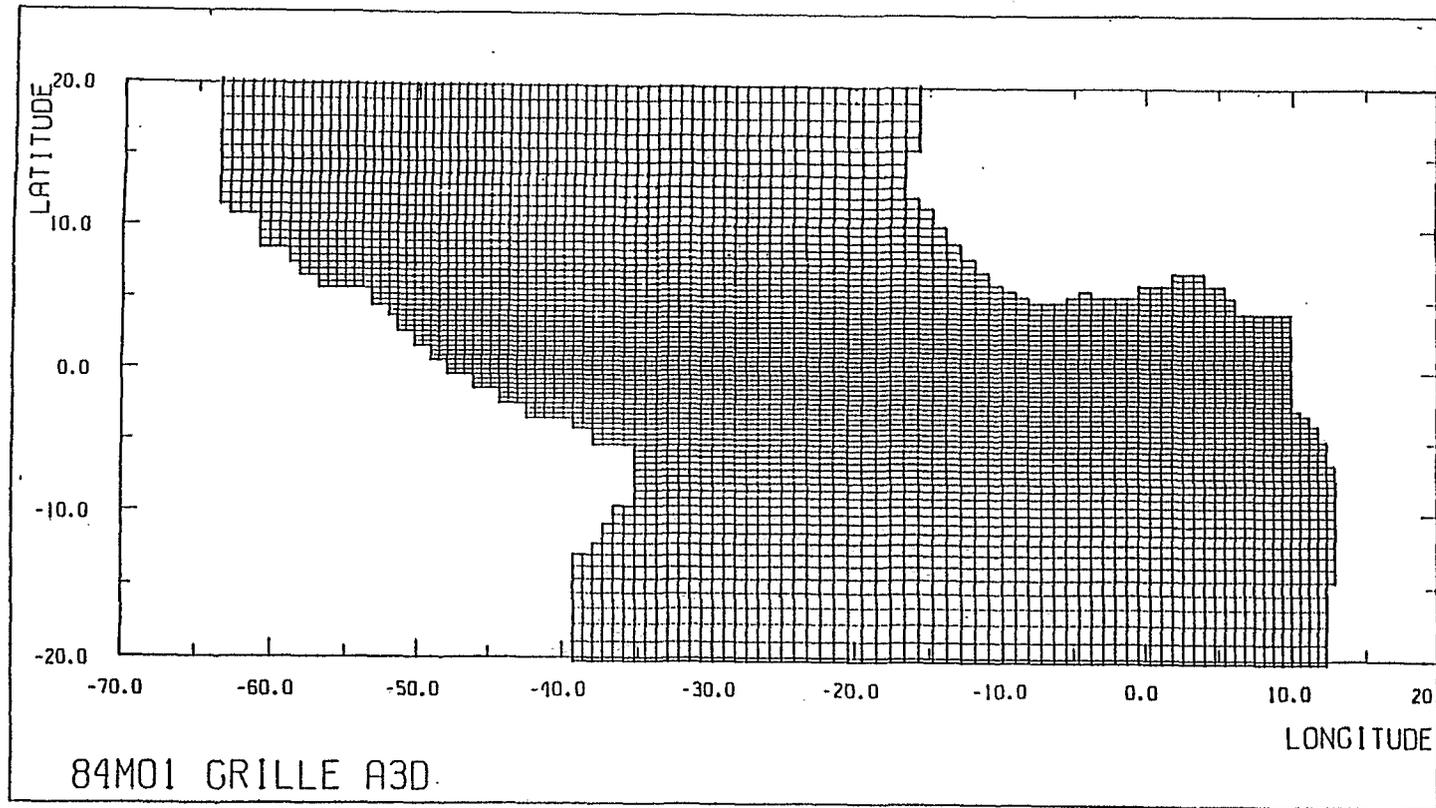


Figure 1
Grille du modèle utilisé.

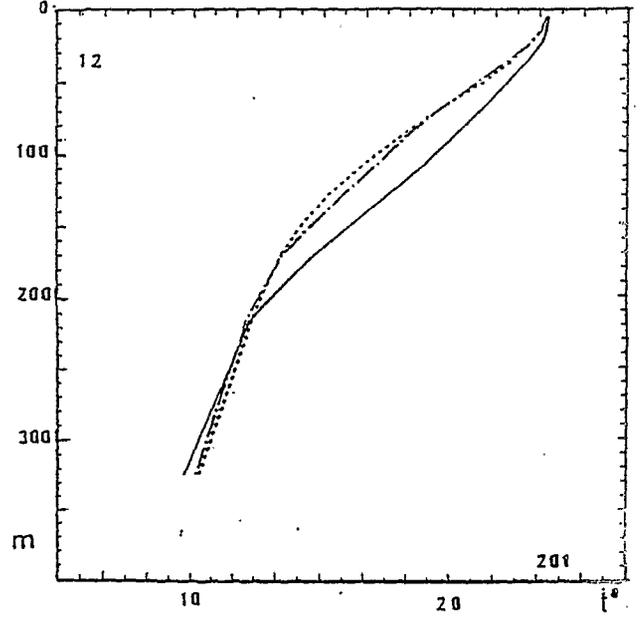
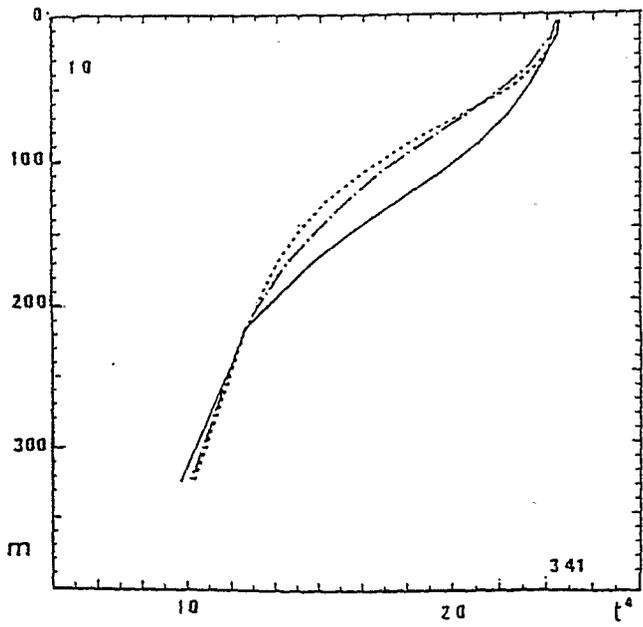
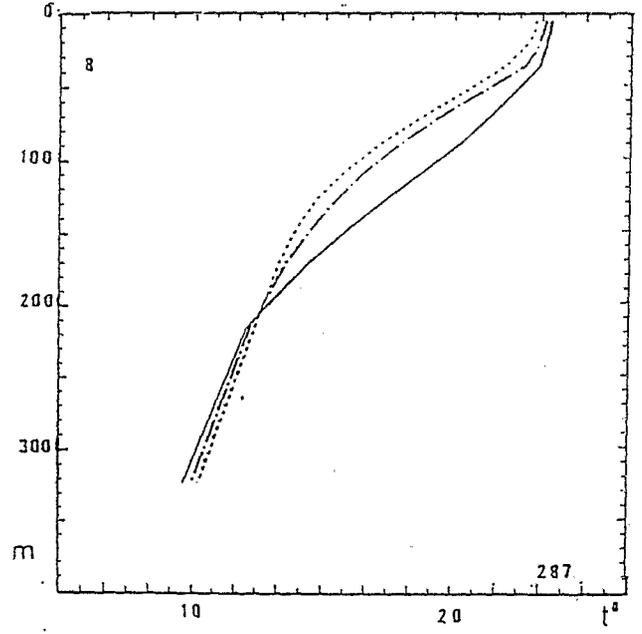
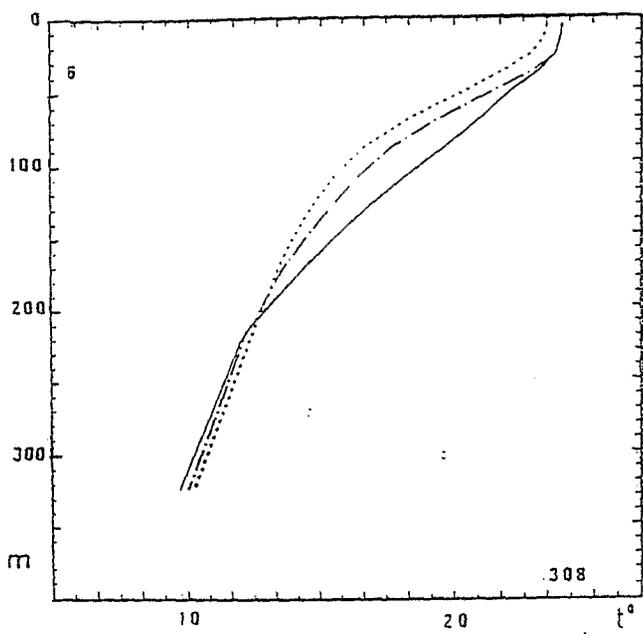
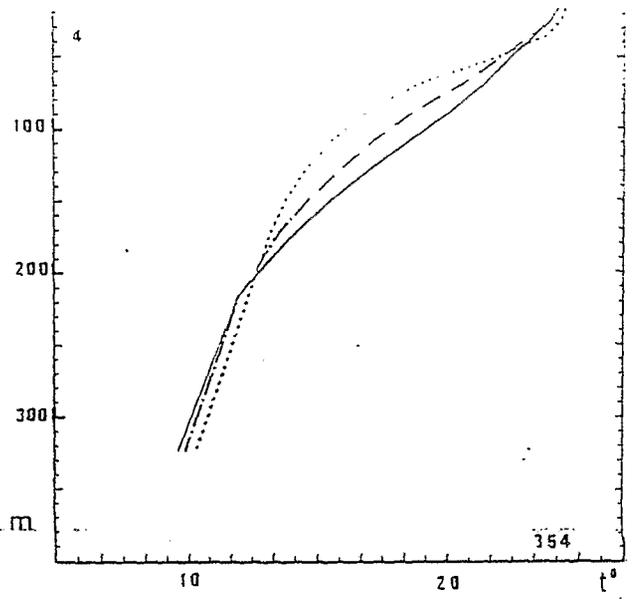
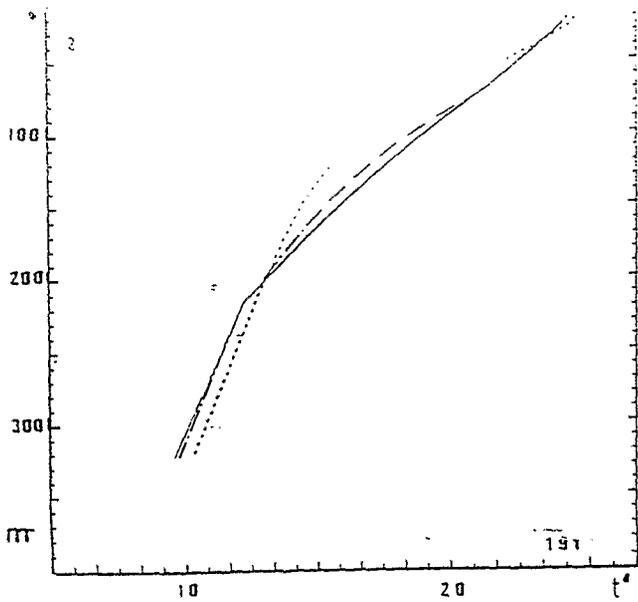


Figure 2: Monthly mean temperature profiles from: -the observations (dotted line), -the control run with no assimilation (solid line), -the experiment-1 run with assimilation (mixed line). This last profile correspond to a simulation with assimilation of data in the previous months in 1984, but no assimilation for the month shown . The month is indicated in the left upper corner, and the number of observed profiles is indicated in the right lower corner.

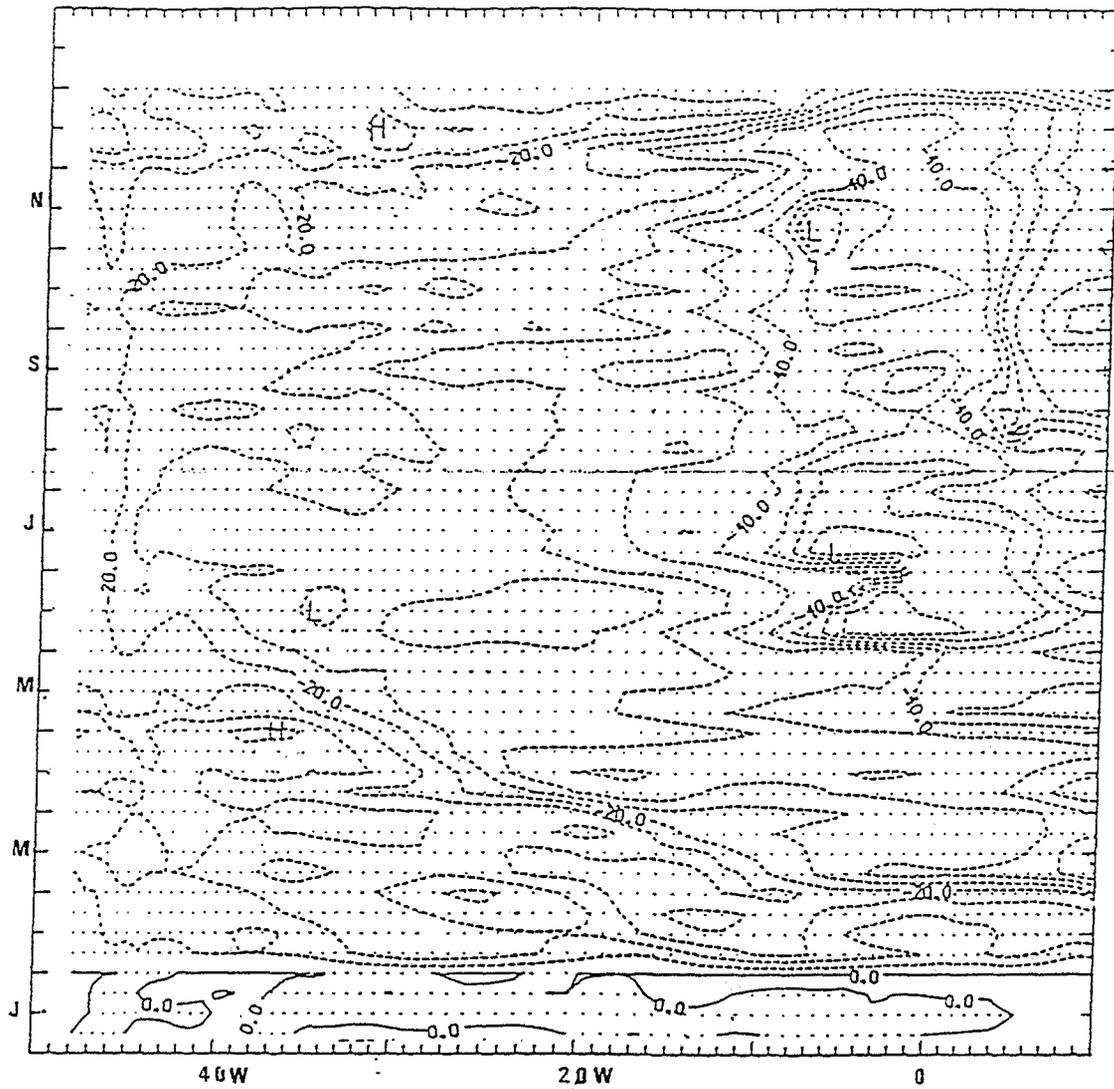


Figure 3: Time longitude diagram in 1984 of the the 20°C isotherm depth between assimilated experiment 1 and control run with no assimilation (contouring every 5m).

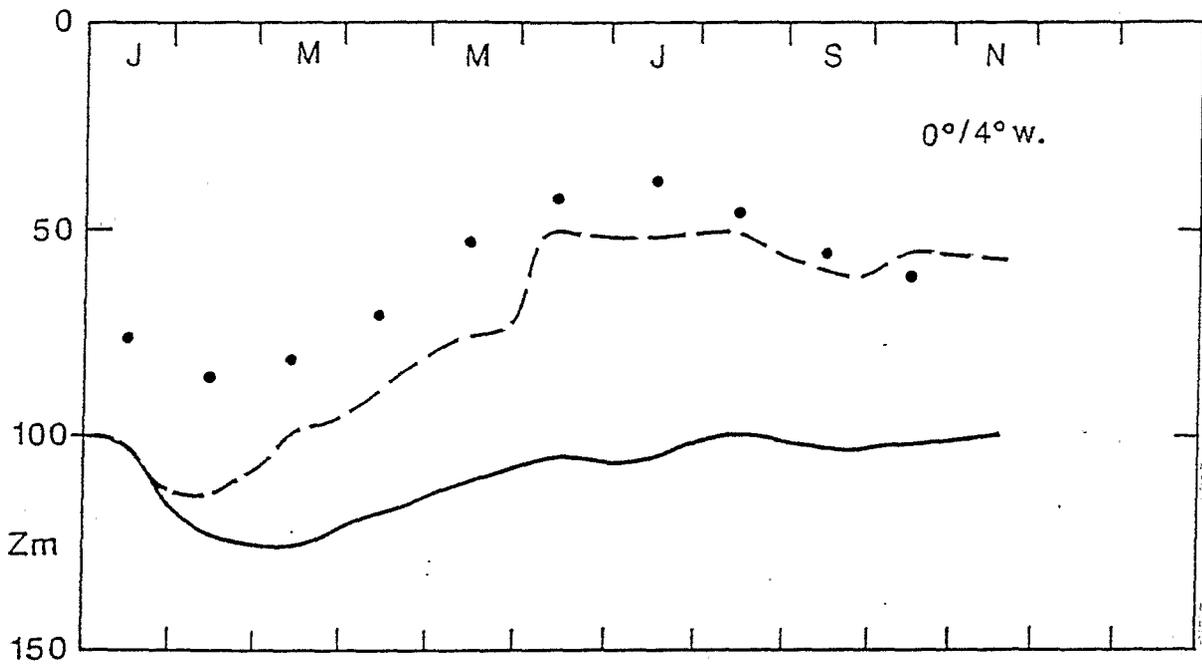


Figure 4: The monthly time series of the 20°C isotherm depth at 4W on the equator for - the observations (dots), - the control run without assimilation (solid line) and - the experiment 1 assimilation (dashed line).

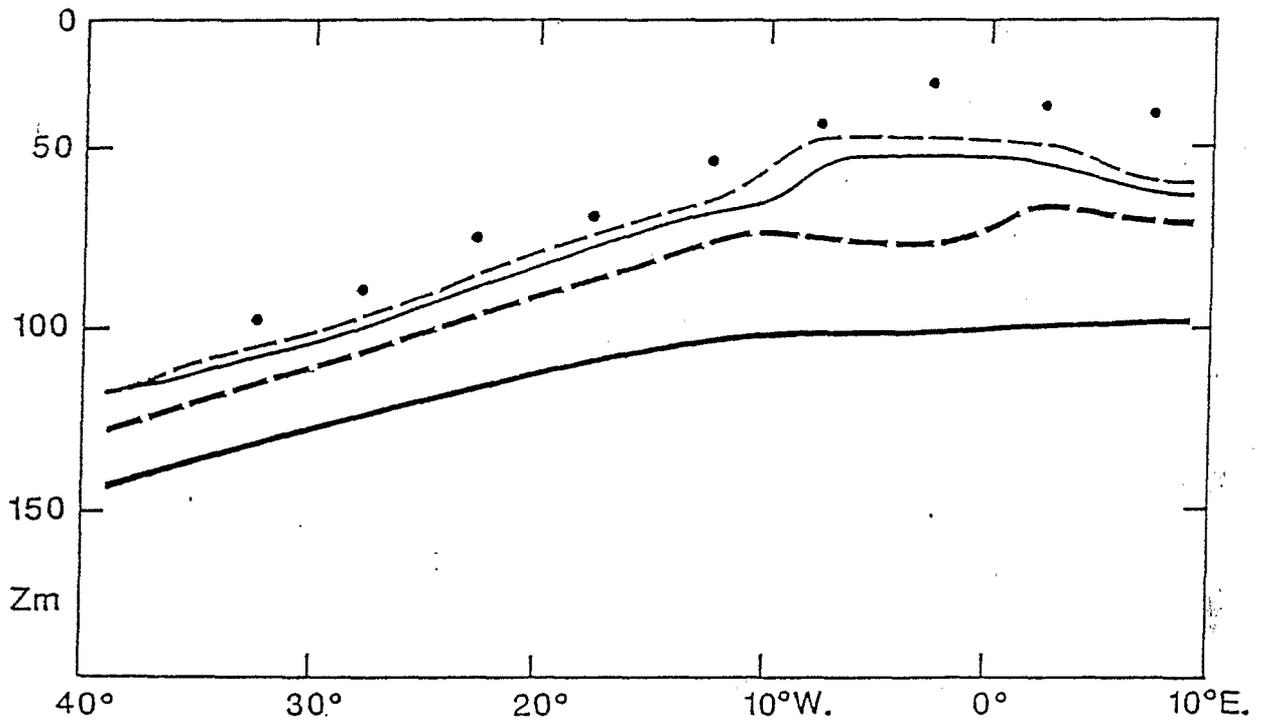


Figure 5: The 20°C isotherm depth along the equator in July 1984 - from the observations (dots), - the control run without assimilation (heavy solid line), - the experiment 1 with assimilation (solid thin line) and - the experiment 2 with assimilation (dashed thin line). Another control run is also presented (dashed thick line) with the same initial condition as experiment 2.

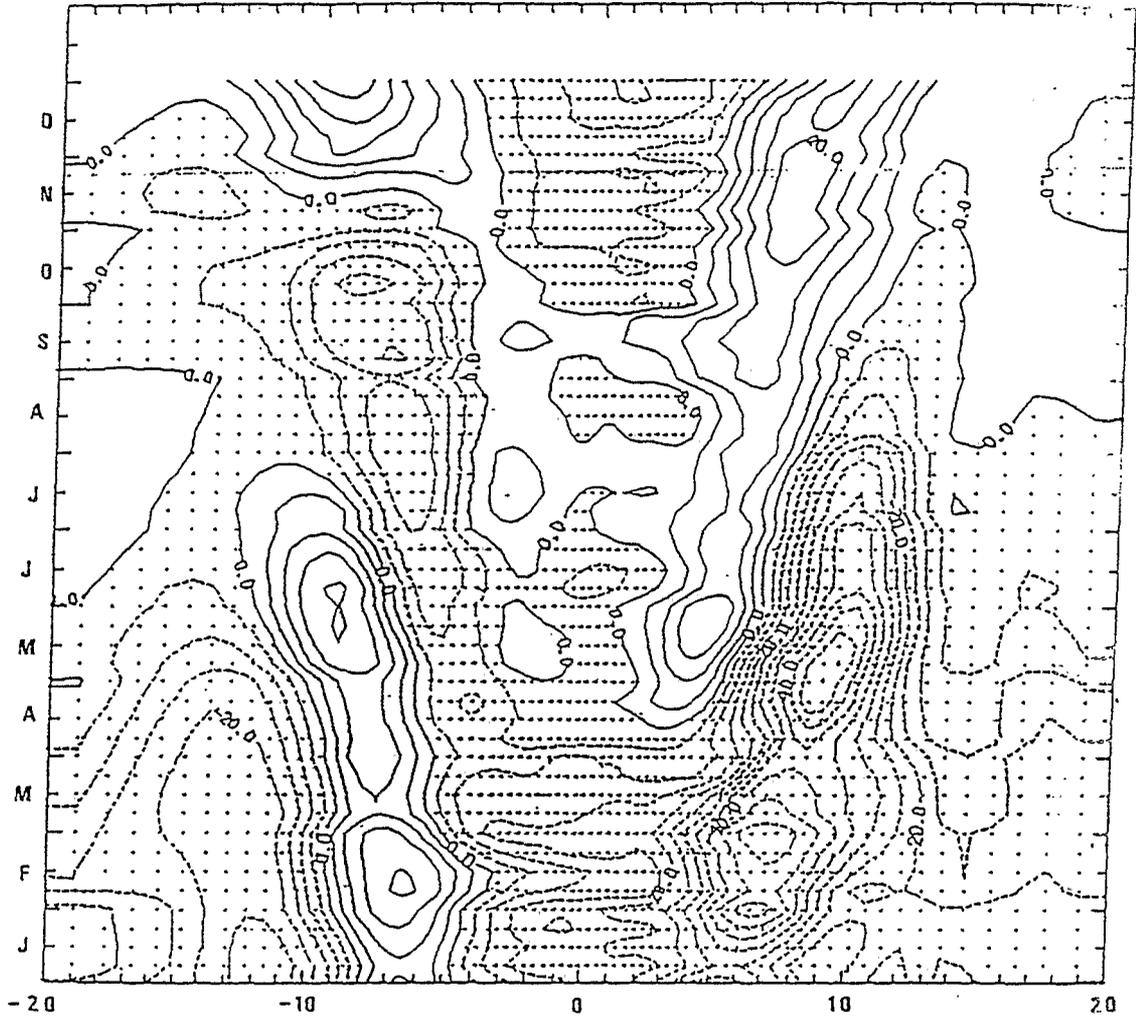


Figure 6: Time latitude diagram at 28W of the difference of the 20°C isotherm depth between experiments 1 and 2 (contouring every 5 meters).

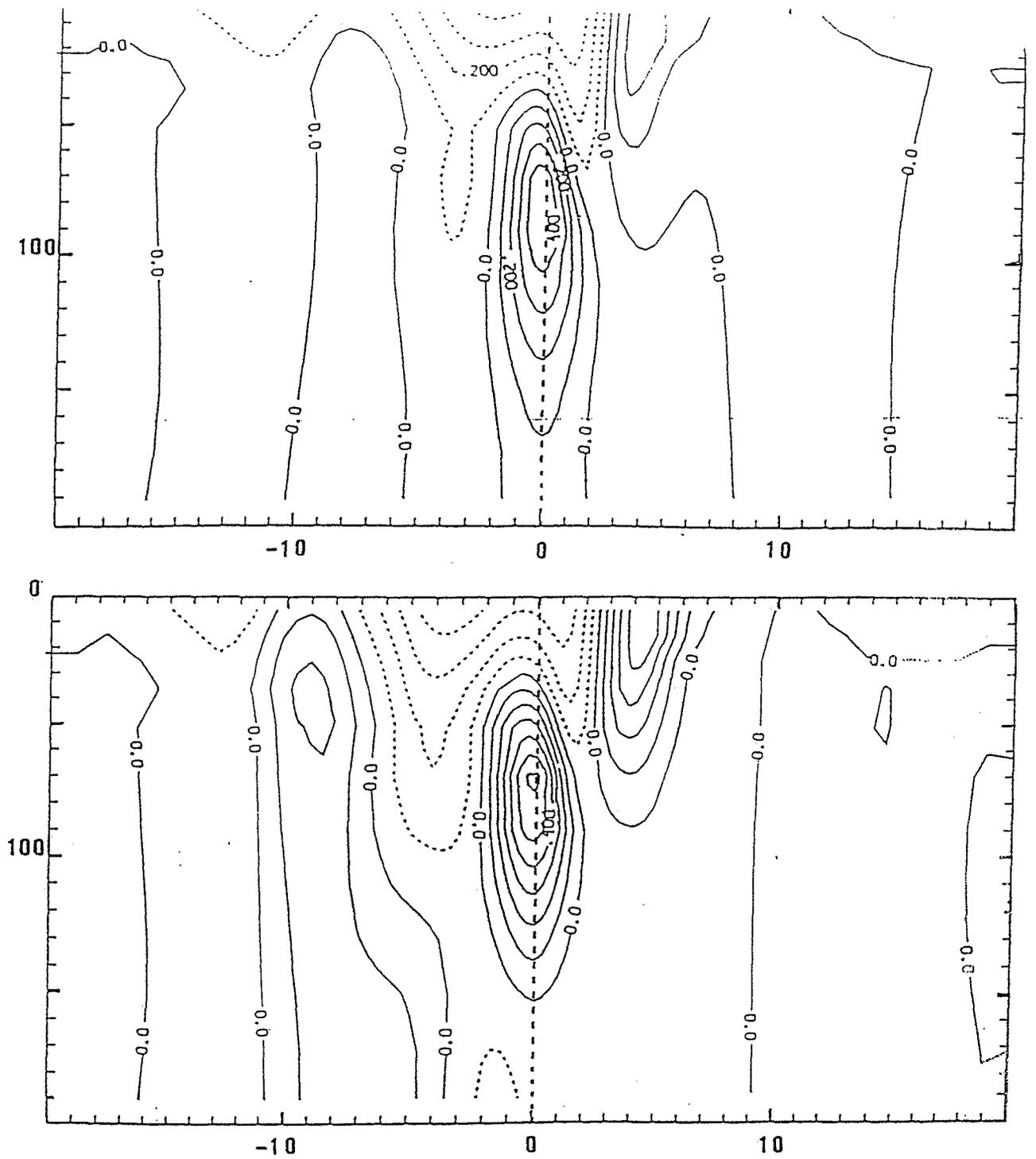


Figure 7: Simulated meridional sections of the zonal current along 20W in June 1984 for the control run without assimilation (upper panel) and for the experiment 1 with assimilation (lower panel).

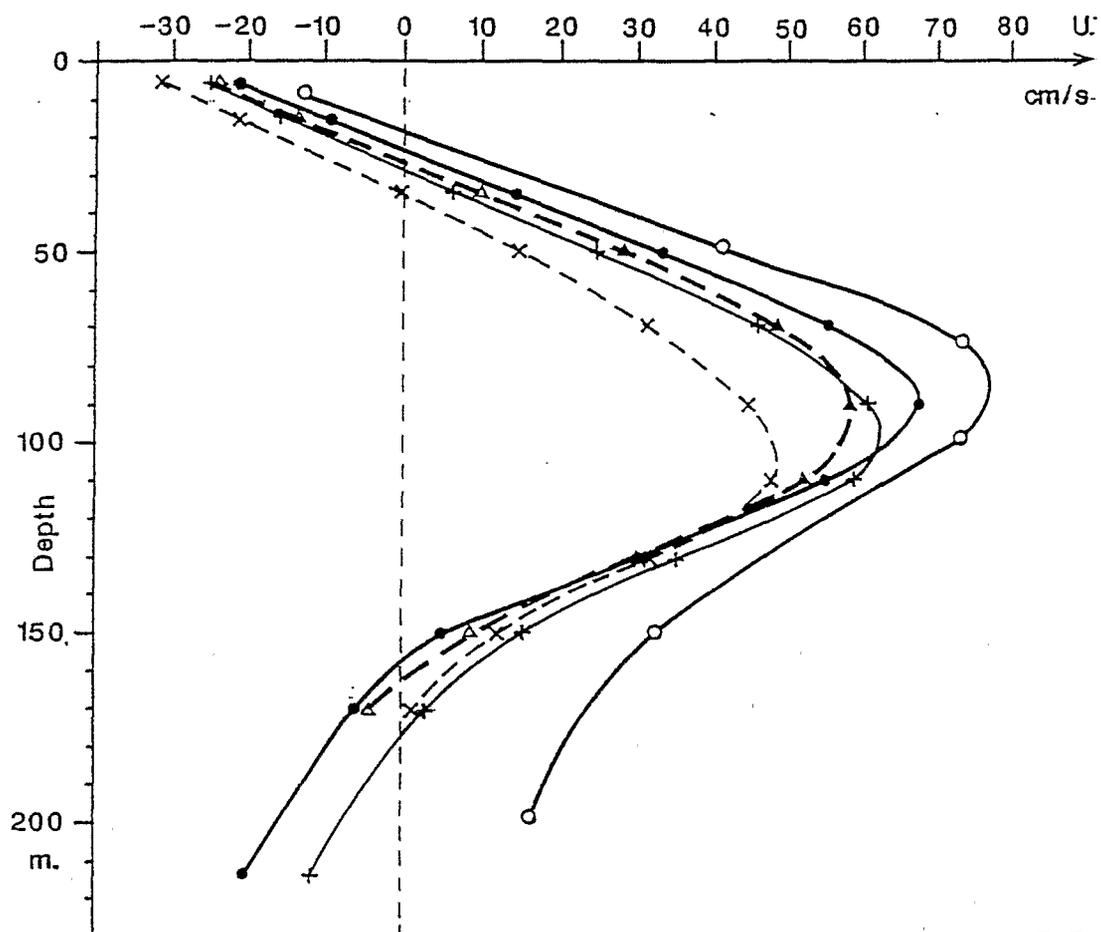


Figure 8: The 1984 average vertical profile of the zonal current at 28W, on the equator. The thick solid line with empty circle correspond to currentmeter measurements on a surface mooring (Weisberg et al., 1988). The other lines have the meaning:

- the control run (thin dashed line with X),
- experiment 1 with assimilation (thick dashed line with triangles),
- experiment 2 with assimilation (thick solid line with dots).

Another control run without assimilation is also presented (thin solid line with +) with the same initial condition as experiment 2.

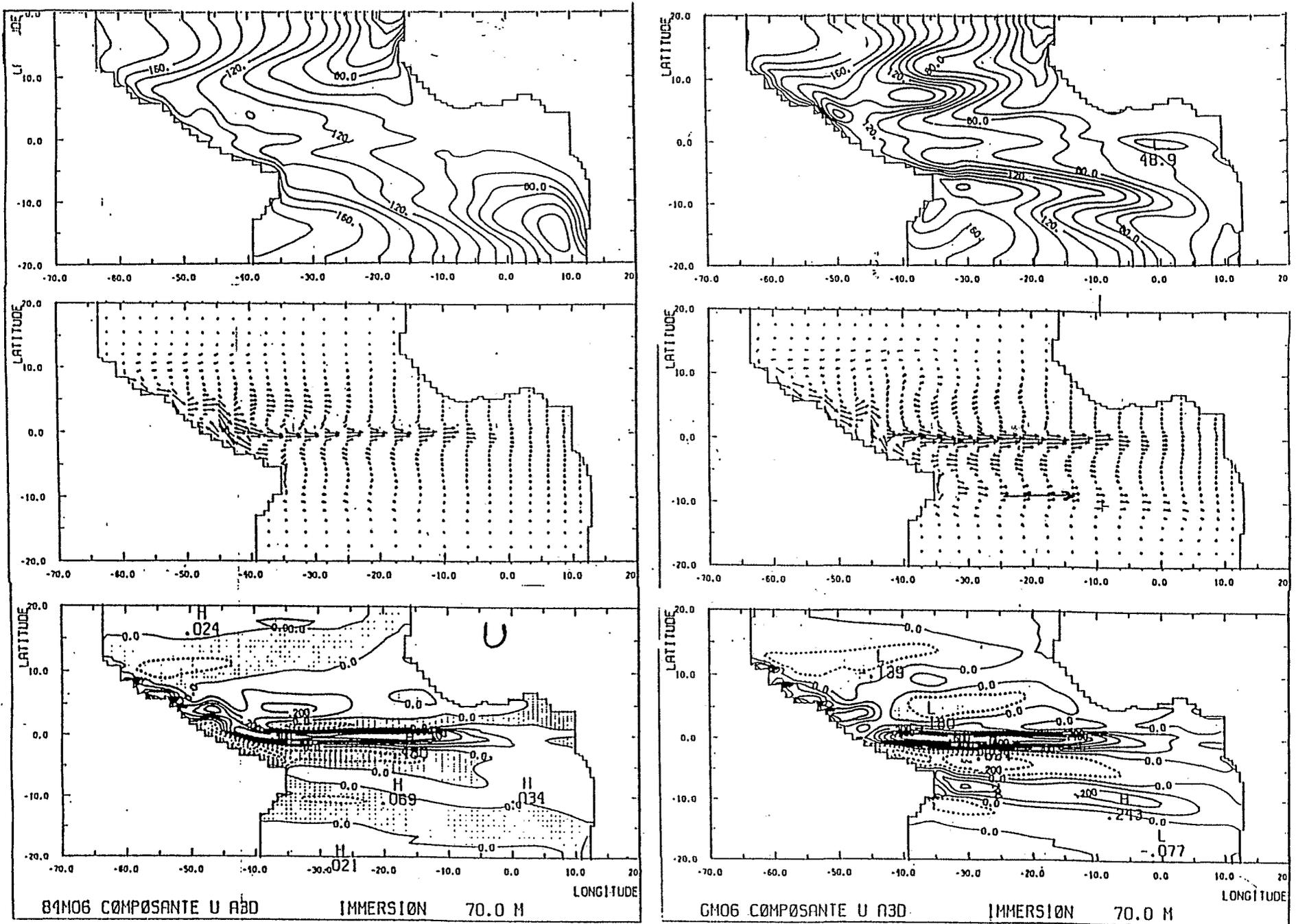


FIGURE 9 : Immersion de la thermocline et courant simulé avec (droit) et sans (gauche) assimilation en juin 1984.