

# **EXPERIENCE D'ASSIMILATION DE DONNEES DANS UN MODELE DE CIRCULATION GENERALE OCEANIQUE**

**Alain MORLIERE**

## **I INTRODUCTION**

Depuis une dizaine d'années l'océanographie s'est considérablement transformée avec le développement de l'intérêt porté à la climatologie et à la prévision du temps. Ceci est dû en grande partie aux résultats qui ont montré le rôle très important joué par l'océan dans la redistribution de l'énergie thermique à la surface de la planète. Il assure l'évacuation de la chaleur en excès aux faibles latitudes vers les hautes latitudes; sa capacité thermique très importante et ses vitesses de déplacement lentes font de l'océan la "mémoire" à moyen terme des événements climatiques. Cette caractéristique laisse augurer d'un allongement de la prévision du temps par une meilleure connaissance de l'océan et des mécanismes qui le régissent.

Toutefois, dans le dispositif de prévision du climat, l'océan reste le point faible du fait de la difficulté d'observations systématiques sur toute l'étendue maritime. Au cours de la prochaine décennie les satellites fourniront un élément de réponse à cette nécessité d'observations synoptiques systématiques. Parallèlement à cette voie, il existe deux autres voies complémentaires: l'observation systématique par l'intermédiaire des bateaux marchands (qui, seuls, permettent l'observation en profondeur) et la simulation de l'océan à l'aide de modèles numériques.

Les océanographes physiciens de l'ORSTOM, ont, jusqu'à présent, surtout travaillés dans le domaine de l'observation. Ils ont mis en place un réseau de mesures par navires marchands qui est actuellement la pièce maîtresse du dispositif permanent d'observation de l'océan tropical du programme international TOGA. Quelques uns (du Penhoat et Tréguier 1985, du Penhoat et Gouriou 1987, Morlière et al. 1988) tentent depuis peu de prospecter la voie de la modélisation en utilisant des modèles numériques pour des études de processus et pour des simulations périodiques les plus réalistes possible. C'est la voie que notre équipe a choisi avec un projet de modélisation opérationnelle de l'océan Atlantique tropical (Merle et Morlière 1988) dont l'objectif est de fournir, à l'aide d'un modèle une description détaillée mensuelle de l'Atlantique dans ses trois dimensions entre 20 N et 20 S.

Les modèles dit de Circulation Générale Océanique sont des outils encore imparfaits qui donnent une image de l'océan à la fois réaliste et entachée de certaines imperfections. Celles-ci proviennent de la difficulté à résoudre certains problèmes physiques ou numériques; mais aussi d'une mauvaise connaissance globale de l'océan à un moment donné. En effet, il est indispensable de disposer, à un instant donné, d'une description physique de l'océan la plus exacte possible car, c'est à partir de cet état initial que le modèle calculera l'évolution de l'océan sous l'action des différentes contraintes extérieures (vent, échanges thermodynamiques à l'interface atmosphérique, échanges aux frontières...). Mais il faut se contenter d'une connaissance approximative de l'état initial de l'océan ce qui, ajouté aux autres insuffisances du modèle, n'améliore pas les simulations.

Un des moyens de lutter contre ces imperfections est d'injecter dans le modèle toutes les nouvelles données au fur et à mesure de leur acquisition en procédant à une assimilation de données. Elle consiste à prendre un état simulé de l'océan, à le transformer le plus objectivement possible en tenant compte des dernières observations et à relancer la simulation à partir du nouvel état ainsi calculé. L'assimilation des données dans les modèles océaniques est un problème mal connu qui fait l'objet de nombreuses recherches. Combien de données faut-il assimiler, quelles données sont les plus efficaces, quelle doit être la cadence d'assimilation, quelle doit être la couverture spatiale la plus efficace, comment prendre en compte les erreurs de mesure? Autant de questions auxquelles il est encore difficile de répondre. Les premières réponses sont des cas d'école utilisant des données générées par les modèles (Moore, Cooper et Anderson 1988).

Nous avons abordé ce problème de manière pragmatique en développant une méthode simple qui utilise au mieux les seules données acquises de façon systématique par les navires marchands le long des lignes de navigation et qui constituent actuellement la seule surveillance opérationnelle des océans.

Nous présenteront d'abord rapidement le modèle utilisé et le bilan que nous en avons dressé dans le domaine thermique; ensuite nous présenterons la méthode que nous avons développée et enfin nous montrerons les améliorations obtenues en appliquant cette méthode sur une année test sur l'ensemble de l'Atlantique intertropical.

## **II. LE MODELE ET SES PERFORMANCES COMPAREES AUX OBSERVATIONS**

### **II.1 LE MODELE:**

Le modèle du LODYC est décrit en détail dans Chartier (1986) et Delécluse et al. (1988). C'est un modèle de circulation générale pour un océan stratifié qui résout les équations primitives. La grille géographique s'étend de 20N à 20S et de 65W à 20E; la résolution est variable de 0°33 en latitude à l'équateur à 1°5 à 20N; en longitude, elle varie de 0°5 près des côtes américaines et africaines à 1° au centre de bassin. Le modèle comporte 16 niveaux entre 0 et 3000 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.

### **II.2 LES FLUX THERMODYNAMIQUES:**

Une description détaillée des flux thermiques à l'interface océan-atmosphère est donnée dans Morlière et al. (1988). Les flux radiatifs sont supposés constants, les flux de chaleur sensible et latente sont calculés à partir de "bulk formula" classiques. Les choix de paramétrisation donnent une grande importance au vent. Le vent moyen utilisé filtre les variations haute fréquence ce qui entraîne une sous estimation de l'évaporation. Dans les zones de vent faible, afin d'éviter l'apparition de températures trop élevées du fait de cette sous-estimation, on fixe une valeur minimale au terme d'évaporation qui joue un rôle prépondérant dans les échanges avec l'atmosphère.

### **II.3 LES CONDITIONS INITIALES:**

Les conditions initiales de mise en route ("spin-up") du modèle sont: mouvement nul, stratification thermique fixée en tout point suivant un profil analytique utilisé par Philander et Pacanowski (1980). L'équilibre du modèle est obtenu pour le cycle saisonnier par une intégration de deux années et demie avec des vents annuels puis des vents mensuels climatologiques. Pour notre expérience, les conditions initiales sont constituées par l'état du modèle au 31/12/83 après deux années supplémentaires d'intégration réalisée pour l'expérience FOCAL avec un vent issu d'un modèle atmosphérique.

## II.4 LES VENTS:

Deux champs de vents différents ont été utilisés pour forcer le modèle de circulation générale du LODYC en Atlantique Tropical (20N-20S) pour l'année 1984. Le premier champ de vents (MOA) provient des observations des bateaux marchands; le deuxième (FS2b) est issu des analyses d'un modèle de prévision atmosphérique (ECMWF). Le vent MOA qui est plus énergétique et qui présente un signal saisonnier plus marqué, donne globalement les meilleurs résultats.

## II.5 LES OBSERVATIONS:

Les observations de température utilisées sont extraites de l'ensemble des profils thermiques rassemblés et validés par Reverdin et al.(1988). Le fichier pour 1984 comprend 3610 profils de températures entre 0 et 400m qui proviennent soit des navires marchands, soit des navires océanographiques notamment ceux participant aux expériences FOCAL et SEQUAL. Toutes les températures sont ramenées aux 15 du mois par une pondération temporelle. Une interpolation linéaire spatiale entre les points de grille les plus proches fournit la température du modèle au lieu d'observation. Pour exprimer l'erreur entre le modèle et les mesures, nous utiliserons l'écart quadratique moyen entre température observée et température simulée aux points d'observation.

## II.6 LA COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS THERMIQUES:

La comparaison systématique entre les observations et les données du modèle a permis de confirmer le rôle essentiel du champ de tension de vent utilisé pour forcer un modèle de circulation océanique générale comme celui de LODYC. Avec les deux champs de vents utilisés, l'événement anormal chaud du début de l'année 1984 est bien simulé. Mais, le champ de vent FS2b issu du modèle du ECMWF de Reading ne permet pas de simuler en 1984 un trait caractéristique du cycle saisonnier en Atlantique: l'upwelling équatorial de l'été boréal. Cependant, avec les mêmes conditions initiales, les mêmes flux thermodynamiques, le modèle simule de façon satisfaisante ce phénomène lorsqu'il est forcé par un vent issu d'observations. Cette différence entre les simulations peut en partie s'expliquer par la différence (30%) des modules moyens des tensions de vent utilisés et par la relative faiblesse de l'amplitude du signal saisonnier de FS2b.

Dans ces conditions d'utilisation, le modèle du LODYC, forcé par le vent MOA issu d'observations, fournit une bonne estimation de la température de la couche de surface qui est un paramètre essentiel des interactions océan-atmosphère. Toutefois, le cycle saisonnier n'est pas pleinement simulé; en particulier l'upwelling équatorial est situé trop à l'ouest et ses manifestations superficielles sont sous-évaluées par le modèle. Ce dernier

point provient davantage de la médiocre qualité de la structure thermique verticale que d'un manque éventuel "d'intensité" de l'upwelling simulé par le modèle. Cela se traduit, dans la région est, par un écart maximal entre données mesurées et simulées en surface : le modèle est trop chaud de 0°5 à 1°5 entre juin et septembre; l'écart quadratique mensuelle entre les observations et la simulation MOA est maximum (1°4 C) en juillet. Par contre, la région équatoriale ouest est mieux simulée; l'écart quadratique moyen mensuel en surface reste inférieur à 1°C; le modèle forcé par le vent MOA est légèrement plus froid en surface que les observations dans cette partie de l'océan.

La thermocline moyenne du modèle, très diffuse, est nettement moins marquée que celle observée. Il y a eu étalement du gradient thermique vertical simulé entre le bas de la couche homogène et 200m, ce qui induit une surestimation du contenu thermique dans cette couche. Ce problème d'étalement vertical de la thermocline peut être lié à de multiples facteurs. Il peut provenir d'une diffusion turbulente verticale trop forte (mais cela ne semble pas être le cas dans les couches superficielles qui présentent parfois trop de stratification). Cela peut être dû au fait que le modèle, isolé de la circulation générale par des frontières fermées, ne peut évacuer les apports de chaleur de la zone équatoriale.

L'erreur entre observation et modèle est supérieure à l'écart type des mesures dans la thermocline, indiquant ainsi une faiblesse de la simulation pour représenter les gradients verticaux. En dessous de 200m, la variabilité du modèle est très faible, les températures simulées sont plus froides que celles observées et voisines de celles du profil initial montrant ainsi qu'en dessous de la thermocline le modèle fait peu évoluer les conditions initiales. Les profils verticaux sont nettement mieux simulés dans la région équatoriale ouest où, malgré l'étalement de la thermocline, ils ont la même allure que ceux observés et restituent le cycle saisonnier de façon satisfaisante (avec le vent MOA). Dans l'est, l'étalement de la thermocline simulée apparaît comme une faiblesse essentielle du modèle.

Pour résumer, l'étude de Morlière et al.(1988) a permis de montrer qu'à la condition d'utiliser un vent le plus "réaliste" possible, le modèle du LODYC restitue la température de surface sur l'ensemble du domaine géographique de façon satisfaisante; il souffre d'un étalement de la thermocline très marqué dans la région est et simule mieux en profondeur la région équatoriale ouest que la région est.

### **III. METHODE D'ASSIMILATION DE DONNEES**

La méthode développée est basée sur une démarche de type expérimentale où le modèle est considéré comme un instrument de mesure perfectible; elle s'appuie sur les seules observations non superficielles perma-

nentes de l'océan: 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.

### **III.1 DÉTERMINATION DU CHAMP THERMIQUE SIMULÉ MENSUEL**

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

### **III.2 DÉTERMINATION DU CHAMP THERMIQUE OBSERVÉ MENSUEL**

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

L'analyse objective utilisée est celle dite des corrections successives de Bergsthorson et Döös (1955), reprise par Cressman (1959). Nous avons calqué notre schéma sur celui utilisé par Cadet et Reverdin (1981) pour déterminer la distribution spatiale de paramètres météorologiques au-dessus de l'océan Indien lors de l'expérience MONEX.

Le schéma consiste en des modifications successives 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 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 d'abord pour les détails les plus grossiers, ensuite pour les caractéristiques les plus fines. L'analyse comprend aussi une élimination des données présentant un écart trop grand par rapport au champ test.

Nous avons introduit dans ce schéma la notion d'anisotropie horizontale afin de tenir compte de la réalité de la distribution des grandeurs océa-

niques; ce n'est plus de rayon d'influence qu'il faut alors parler mais de zone d'influence (qui dans notre cas est rectangulaire).

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'observation; il sera d'autant plus près de la réalité que les observations seront plus nombreuses. Notre analyse pourra être améliorée dans l'avenir en travaillant en trois dimensions et non plus en raisonnant successivement sur chacun des niveaux du modèle sur la verticale.

### **III.3 SIMULATION AVEC CORRECTION PROGRESSIVE**

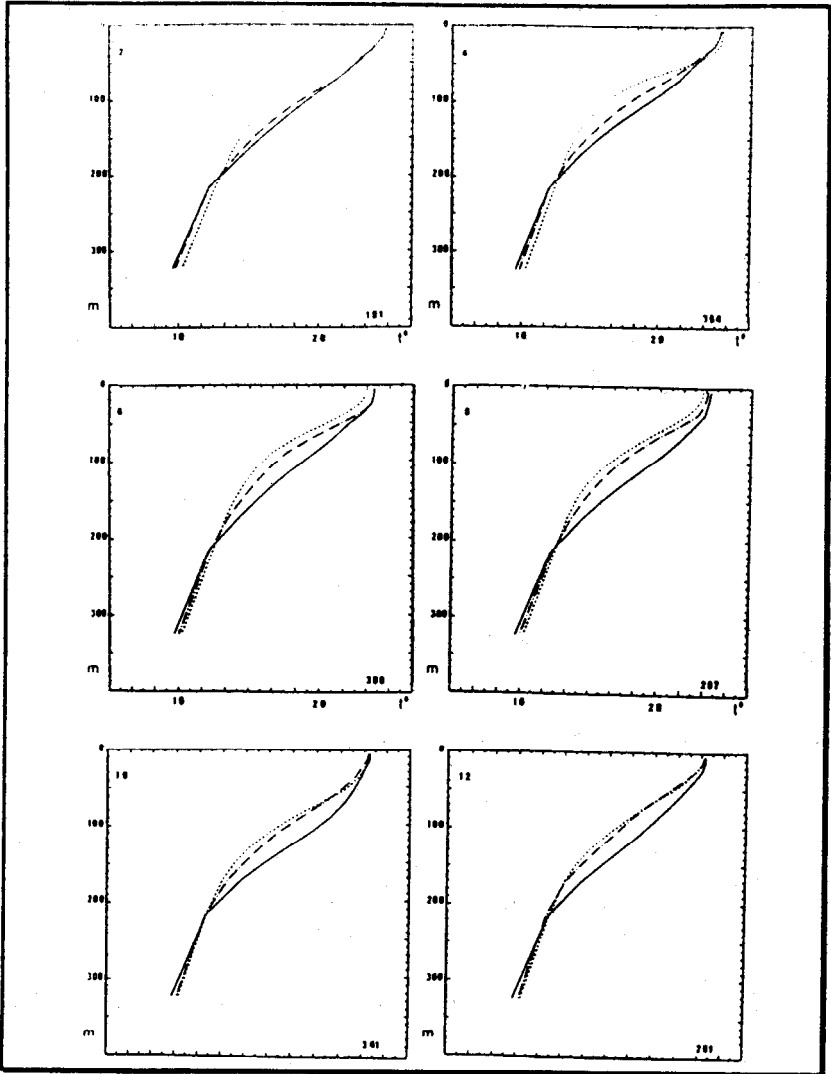
Une fois déterminée la différence entre champs analysé et simulé en chaque point de grille, on lance une nouvelle simulation du mois étudié. Cette nouvelle simulation comporte un terme correctif dans l'équation de la chaleur du modèle qui a pour but de rattraper progressivement l'écart thermique constaté.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

## **IV. RESULTATS DES CORRECTIONS**

Nous avons comparés les résultats des simulations sans et avec assimilation, soit avec des observations sous forme de moyennes mensuelles, soit avec les résultats d'une analyse optimale du champ des observations thermiques menée par G.Reverdin. Nous avons également mené la même expérience avec une simulation obtenue en partant d'un autre état initial que nous avons considéré être plus proche de la réalité.

### **IV.1 EFFETS DE LA CORRECTION SUR LES STRUCTURES VERTICALES**

Pour chaque mois, nous comparons trois profils moyens (figure 1): l'un est la moyenne mensuelle des observations, les autres sont les moyennes des profils simulés aux mêmes points d'observations lors de simulations sans et avec 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 océanographique lors de l'expérience FOCAL de 1984.



**Figure 1:** Monthly mean temperature profiles: observations (dotted), simulated with no assimilation (full), simulated with assimilation in previous months(dashed-dotted).

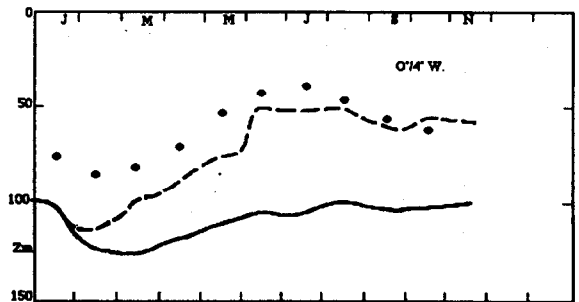
L'effet de la correction sur les profils de température est progressif, il est particulièrement net dans la couche entre 50 et 200m qui était le point faible des structures verticales simulées par le modèle du LODYC.



## IV.2 EFFETS DE LA CORRECTION DANS LE TEMPS, EN UN POINT

La figure 2 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 pour deux expériences avec états initiaux différents. Sans assimilation, la profondeur de la thermocline du modèle est trop profonde (40 à 50m pour un état initial, 20 à 30m pour l'autre); après assimilation cette thermocline simulée remonte plus ou moins rapidement suivant la qualité de l'état initial utilisé. A partir de juillet, suivant le site; l'écart entre simulations corrigées et observations varie entre 0 et 10m.

**Figure 2:** Time evolution of the monthly 20°C isotherm depth at 4W on the equator for observations (dots), simulation without assimilation (thick line) and simulation with assimilation (thin line).



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

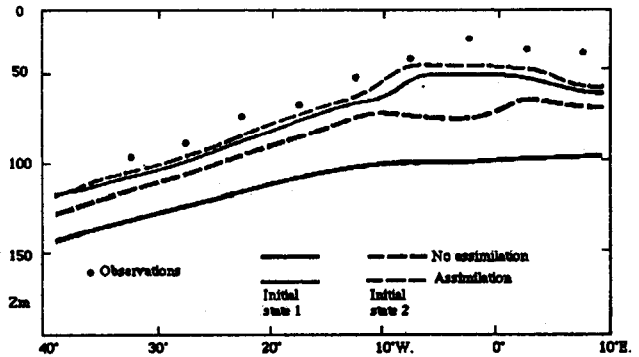
## IV.3 EFFETS DE LA CORRECTION SUR LA PENTE ÉQUATORIALE

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

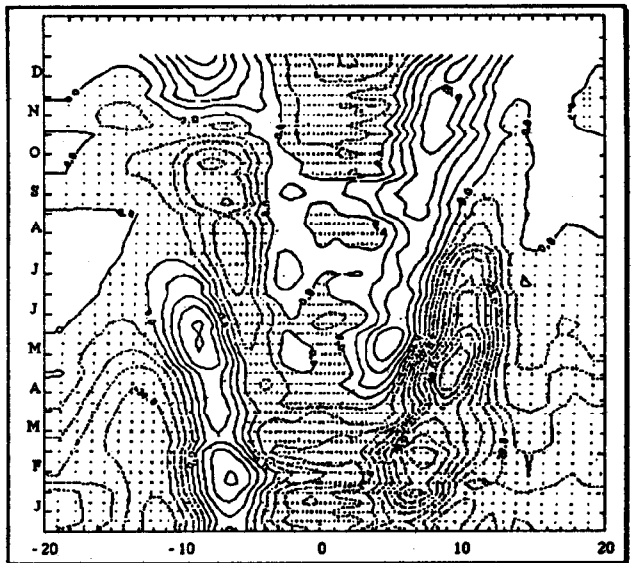
La figure 3 représente la pente de la thermocline entre les côtes d'Amérique de sud et d'Afrique en juillet 1984. L'effet de l'assimilation est d'autant plus important que l'état initial est éloigné des observations en particulier dans l'est de l'Atlantique. Il apparaît que l'assimilation compense très 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'équateur et l'assimilation ne suffit pas à compenser le rôle de l'état initial sur l'ensemble du domaine du modèle. La figure 4 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 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.

**Figure 3:** Equatorial slope of the 20°C isotherm in July 1984 for observations (dots), for the simulation using one initial state with (full thin line) and without (full thick line) assimilation and for the simulation using another initial state with (dashed thin line) and without (dashed thick line) assimilation.

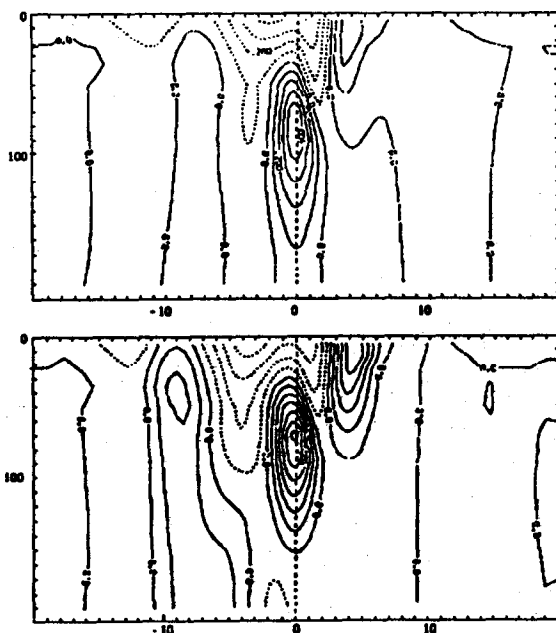


**Figure 4:** Difference of the 20°C isotherm depth between two simulations with assimilation using different initial states at 28W during 1984. Isolines are every 5 meters.



#### IV.4 EFFETS DE LA CORRECTION SUR LA CIRCULATION

La figure 5 permet de constater que les courants, entre 10S et 10N sont globalement accélérés après correction des champs thermiques. A 20W, le noyau du Sous-Courant Equatorial a gagné 20cm/s; les Contre-Courants Nord et Sud ont également progressé de près de 20cm/s; le flux ouest du Courant Equatorial Sud garde le même maximum mais voit son extension augmentée.



**Figure 5:** Simulated section of zonal current component at 20W between 20S and 20N without assimilation (left) and with assimilation (right).

La correction des champs thermiques a donc des conséquences sur la circulation. Il y a une intensification de la circulation, il y a également une augmentation du signal haute fréquence dans les courants.

## V. CONCLUSIONS

Nous avons montré qu'avec une méthode simple, il était possible d'améliorer sensiblement les performances d'un modèle tridimensionnel de circulation générale océanique.

La méthode employée vise à corriger les champs thermiques simulés sur la base des seules observations réellement disponibles en permanence sur l'ensemble de l'océan. Le principe de la correction est de type expérimental: à l'issue d'une première simulation mensuelle, on constate des différences entre champs observés et simulés, on relance alors une nouvelle simulation après une modification simple des équations du modèle qui a pour but de rattraper progressivement les écarts estimés. Cette méthode de correction apporte une amélioration globale du champ thermique simulé mais aussi de la circulation.

Les performances du modèle sont améliorées par un procédé d'assimilation-correction mais sont toujours largement tributaires de la connaissance initiale du milieu océanique. Il apparaît donc que, dans l'état actuel des modèles océaniques, il ne peut y avoir de bonne modélisation sans des observations nombreuses et permanentes qui permettent la meilleure description initiale possible de l'océan, le contrôle et la correction des insuffisances des modèles. La querelle des "modélisateurs" et des observateurs n'a donc pas lieu d'être: les observations sont indispensables aux modèles qui peuvent être considérés comme de remarquables interpolateurs de données.

## VI. BIBLIOGRAPHIE

- BERGTHORSSON P. AND B. DÖÖS (1955) Numerical weather map analysis. *Tellus*, 7, 329-340.
- CRESSMAN G. P. (1959) An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- 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 75005 Paris. Rapport CEA-R-5372
- CADET D. AND G. REVERDIN (1981) The monsoon over the Indian ocean during summer 1975. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 148-158.
- DELÉCLUSE P., ANDRICH P. AND M.A. FOJJOLS (1988) Simulation of the 84 warm event in the tropical Atlantic and sensitivity experiments using a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, submitted
- DU PENHOAT Y. AND A.M. TRÉGUIER (1985) The seasonal linear response of the tropical Atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 316-329.
- DU PENHOAT Y. AND Y. GOURIOU (1987) Hindcasts of equatorial sea surface dynamic height in the Atlantic in 1982-1984. *J. Geophys. Res.*, 92, 3729-3740.
- MERLE J. AND A. MORLIERE (1988) Toward an operational 3 dimensional simulation of the tropical Atlantic ocean. *Geophys. Res. Lett.*, vol 15, n°7, July 1988.
- MOORE A.M., N.S. COOPER AND D.L.T. ANDERSON (1987) Initialisation and data assimilation in models of the Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, vol 17, n°11, 1965-1977.
- MORLIERE A., P. DELÉCLUSE, P. ANDRICH AND B. CAMUSAT (1989) Evaluation des champs thermiques simulés par un modèle de circulation générale de l'Atlantique tropical. *Oceano. Acta*, Vol 12, n°1, janvier 1989.
- PHILANDER S. G. H. AND R. C. PACANOWSKI (1980) The generation and decay of equatorial currents. *J. Geophys. Res.*, 85, 1123-1136