

Une évaluation des champs thermiques simulés par un modèle de circulation générale océanique dans l'Atlantique équatorial

Modèle de circulation générale océanique
Atlantique intertropicale
Température
Tension de vent

Oceanic general circulation model
Intertropical Atlantic
Temperature
Wind stress

A. MORLIÈRE, P. DELECLUSE, P. ANDRICH, B. CAMUSAT

Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), Université Pierre-et-Marie-Curie, 4 place Jussieu (tour 14), 75252 Paris Cedex 05.

Reçu le 4/7/88, révisé le 5/9/88, accepté le 19/9/88.

RÉSUMÉ

Deux champs de vents différents ont été utilisés pour forcer le modèle de circulation générale du LODYC en Atlantique tropicale (20°N-20°S) pour l'année 1984. Le premier champ de vents (MOA) provient des observations des bateaux marchands; le deuxième (FS2 b) est issu des analyses d'un modèle de prévision atmosphérique (ECMWF). Les températures simulées sont comparées à un ensemble de 3 600 profils thermiques mesurés au cours de l'année 1984. Le vent MOA, qui est plus énergétique et qui présente un signal saisonnier plus marqué, donne globalement les meilleurs résultats. En particulier, il restitue le refroidissement superficiel lié à l'upwelling équatorial d'été, ce que le vent FS 2 b ne fait pas. Toutefois, l'événement anormal chaud du début de 1984 est bien représenté par les deux simulations. La région Ouest est mieux simulée que la région Est, mais la principale différence entre observations et modèle a lieu pendant la période d'upwelling à l'est de 25°W. Elle dépend du vent et est liée à l'étalement linéaire de la thermocline simulée entre le bas de la couche mélangée et 200 m. Avec le champ de vent MOA, la température de surface est restituée de façon satisfaisante sur l'ensemble du domaine. Une simulation complémentaire a été réalisée pour évaluer les parts respectives de l'advection et des flux thermodynamiques dans les différences de températures de la couche de surface des deux simulations. Elle a montré que 30% de l'écart entre les deux simulations dans la couche de surface étaient imputables à la part des flux thermodynamiques contrôlés par le vent.

Oceanol. Acta, 1989, 12, 1, 9-22.

ABSTRACT

An evaluation of thermal fields simulated by a general circulation model of the equatorial Atlantic Ocean

Two wind data sets of the year 1984 are used to force the LODYC general circulation model of the intertropical Atlantic (20°N-20°S). One data set (MOA) is derived from merchant ship observations and the other data set (FS 2 b) is derived from an atmospheric forecast model (ECMWF). Temperature model results are compared with a set of 3 600 temperature profiles collected during 1984. The best results are obtained with the MOA wind which is more energetic and has a stronger seasonal signal. The anomalous warm event during the first months of 1984 is simulated in both runs, but summer surface cooling, linked to equatorial upwelling, is represented by simulation with the MOA wind stress only and not by using the FS 2 b wind stress. The major discrepancy between model and measurements is found during the upwelling period, east of 25°W. It derives from the wind stress field used from the linear vertical spreading of the simulated thermocline between the bottom of the mixed layer and 200 m. Simulation using the MOA wind stress gives a satisfactory surface temperature distribution over the whole model domain. An additional simulation is used to evaluate the relative roles of advection and thermodynamic fluxes in the surface layer temperature difference between the two runs. The wind-controlled part of the thermodynamic fluxes is responsible for 30% of the difference between the two simulations in the surface layer temperature.

Oceanol. Acta, 1989, 12, 1, 9-22.

INTRODUCTION

La modélisation des océans tropicaux a beaucoup progressé, par étapes successives, pendant la dernière décennie. Des modèles de type « shallow water » ont tout d'abord été utilisés pour illustrer les mécanismes d'ajustement à grande échelle au forçage de l'atmosphère dans les bassins équatoriaux du Pacifique ou de l'Atlantique. Des champs de vent idéalisés (vent zonal uniforme, . . .) ont d'abord été employés pour forcer ces modèles (McCreary, 1976; Busalacchi, O'Brien, 1981; Cane, Sarachick, 1981). Puis des champs de vent climatologiques ont été utilisés pour étudier la variabilité annuelle de l'Océan tropical Atlantique avec un modèle linéaire à gravité réduite (Busalacchi, Picaut, 1983), avec un modèle linéaire multimodes (du Penhoat, Tréguier, 1985), avec un modèle aux équations primitives (Philander, Pacanowski, 1986; Richardson, Philander, 1987). Récemment, des séries chronologiques de vent sur plusieurs années ont été utilisées pour forcer des modèles (du Penhoat, Gouriou, 1987; Delecluse *et al.*, 1988), afin de cerner la variabilité basse fréquence de l'Atlantique. Avec l'utilisation de vents réels, de nouveaux problèmes se sont posés: la qualité de la réponse d'un modèle dépend en grande partie du champ de vent utilisé (du Penhoat, Gouriou, 1987). Ces résultats ont été confirmés par les analyses de sensibilité au vent effectuées avec un modèle aux équations primitives par Harrison *et al.* (1988). Ces derniers ont montré que, si la qualité des résultats des simulations dépend du vent imposé et de la zone géographique considérée, des résultats très différents apparaissent avec les différentes variables océanographiques. La hauteur dynamique est, globalement, dans la région équatoriale, le paramètre le mieux simulé. En revanche, la température de surface et le profil thermique vertical sont des variables sensibles et difficiles à simuler correctement. La salinité, une des variables les moins bien connues, peut être assez mal représentée.

Le présent travail propose une évaluation des champs thermiques simulés par un modèle aux équations primitives mis au point en France au LODYC (Chartier, 1986; Delecluse *et al.*, 1988), et forcé par deux champs de vent différents. Cette expérience se situe dans le prolongement de FOCAL/SEQUAL; elle est préparatoire à la mise en place d'un modèle opérationnel de l'Atlantique tropical (Merle, Morlière, 1988). Les deux simulations réalisées pour 1984 avec un champ de vent issu d'observations et un champ de vent issu d'un

modèle atmosphérique sont comparées entre elles et avec un jeu de données thermiques rassemblées pour l'expérience FOCAL par Reverdin *et al.* (1988). La première partie présente le modèle utilisé; dans la seconde partie, les champs de vents utilisés pour forcer le modèle sont comparés entre eux; dans la troisième partie, les différences entre les simulations et les observations sont étudiées. La conclusion dégage les principales caractéristiques des champs thermiques simulés par le modèle du LODYC et le rôle des champs de vents utilisés sur les différences observées entre simulations et observations.

LE MODÈLE

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'incompressibilité 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 $2000 \text{ m}^2/\text{s}$. La paramétrisation de la diffusion verticale est la même que celle employée par Pacanowski et Philander (1981):

$$A_v = A_0 / (1 + a R_v)^n + A_b$$

$$A_t = A_v / (1 + a R_t) + A_{bt}$$

Les problèmes d'instabilité verticale de température sont résolus par un algorithme de mélange vertical instantané. La discrétisation spatiale est réalisée sur une grille de type C (Mesinger, Arakawa, 1976), 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 américaines et africaines 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.

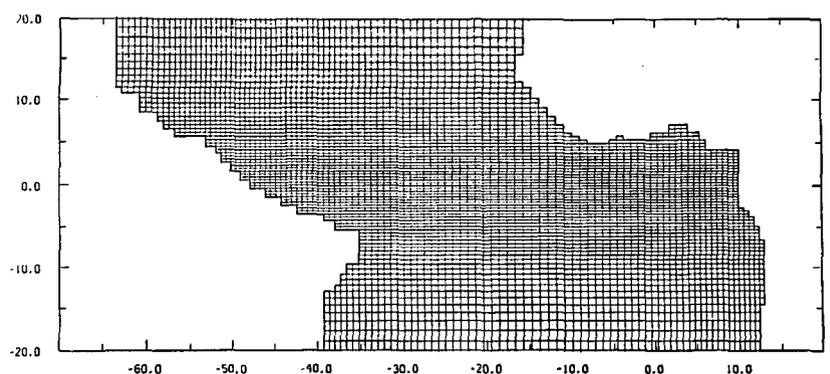
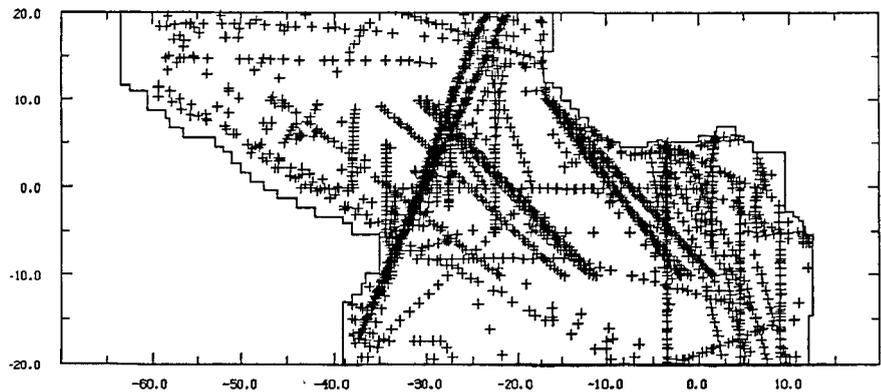


Figure 1
Grille du modèle utilisé.
Model grid.

Figure 2
Positions des observations de 1984.
Observation locations for 1984.



Le flux thermique net à travers la surface de l'océan s'écrit :

$$F_n = F_{sw} - F_{lw} - F_s - F_e$$

Le flux des ondes courtes incidentes F_{sw} a été pris égal à 203 w/m^2 ; le flux des ondes longues réémises F_{lw} a été pris égal à 56 w/m^2 d'où une valeur de $F_{sw} + F_{lw} = 147 \text{ w/m}^2$ qui se situe entre la valeur de 186 w/m^2 adoptée par Philander et Pacanowski (1986) et la valeur de 120 w/m^2 moyenne pour la région 20°N - 20°S de l'Atlantique donnée par Hastenrath et Lamb (1977). Les flux F_s et F_e de chaleur sensible et de chaleur latente sont calculés à partir des formules :

$$F_s = a C_d V_{10} C_p (T_w - T_a)$$

$$F_e = a C_d V_{10} L (0,622/P_a) [\text{es}(T_w) - 0,8 \text{es}(T_a)],$$

avec a = masse volumique de l'air en surface = $1,2 \text{ Kg/m}^3$
 C_d = coefficient de frottement = $1,4 \cdot 10^{-3}$
 V_{10} = vent à 10 m
 C_p = capacité calorifique de l'air sec = $1004,1 \text{ JKg}^{-1} \text{ C}^{-1}$
 P_a = pression atmosphérique = $1,013 \cdot 10^5$ Pascal
 L = chaleur latente de vaporisation = $2,489 \cdot 10^6 \text{ JKg}^{-1}$
 T_w = température de l'eau de mer en Kelvin calculée par le modèle.
 T_a = température de l'air en Kelvin d'après l'atlas climatologique de Esbensen et Kushnir (1981)
 $\text{es}(T) = 10^{(9,4051 - 2353/T)} \cdot 10^2$ = pression de vapeur saturante en Pascal.

Le terme F_s de chaleur sensible reste très faible. Les variations du bilan net exprimées dans le modèle sont donc essentiellement liées au terme d'évaporation qui dépend du 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. Ce seuil correspond à une tension de vent de $0,025$ Pascal, soit une vitesse de $3,85 \text{ m/s}$. Philander et Pacanowski (1986) utilisent ce type de paramétrisation avec un seuil un peu plus élevé, correspondant à un vent de $4,8 \text{ m/s}$.

Pour notre expérience, l'utilisation de la température de l'air observée en 1984 à la place de la climatologie entraînerait une modification de flux latent au plus de 20 à 30 w/m^2 et pourrait, à condition que le signal ne soit pas trop bruité, contribuer à l'amélioration des

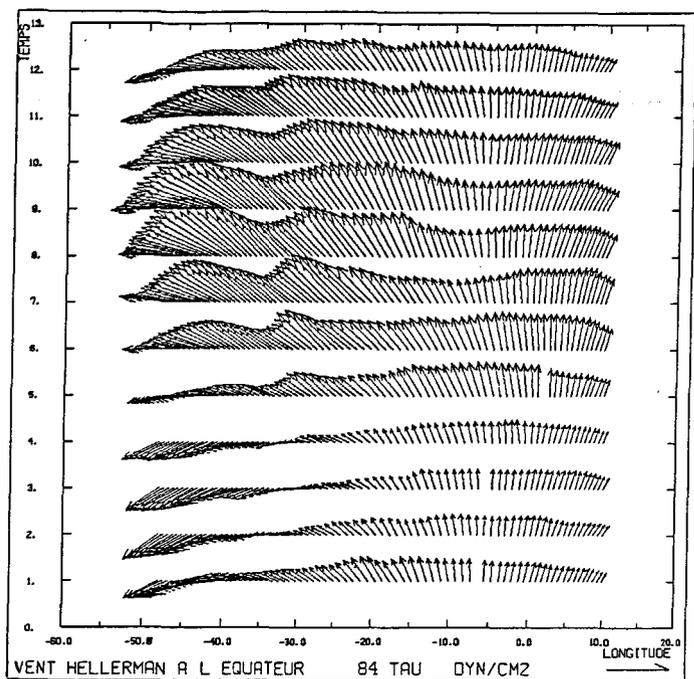
flux. Par ailleurs, l'estimation des flux reste assez imparfaite, notamment, en ne prenant pas en compte la variation saisonnière régionale du flux radiatif qui peut intervenir pour $\pm 40 \text{ w/m}^2$ autour d'une valeur moyenne (Hastenrath, Lamb, 1977). Dans l'avenir, la paramétrisation des flux devra être améliorée en introduisant une variation saisonnière des flux radiatifs, la température de l'air et l'humidité non climatologiques à la condition que la qualité de ces informations soit suffisante.

Les conditions initiales 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 six mois avec le champ de vent annuel moyen de Hellerman et Rosenstein (1983), puis deux années avec le même champ de vent mensuel, puis encore deux années avec le champ de vent mensuel moyen de l'expérience FOCAL/SEQUAL (FS 2 b) élaboré par Cardone et Tourre (comm. pers., 1987), à partir des analyses issues du modèle atmosphérique du Centre Européen de prévision Climatique à Moyen Terme (ECMWF). 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 le vent FS 2 b.

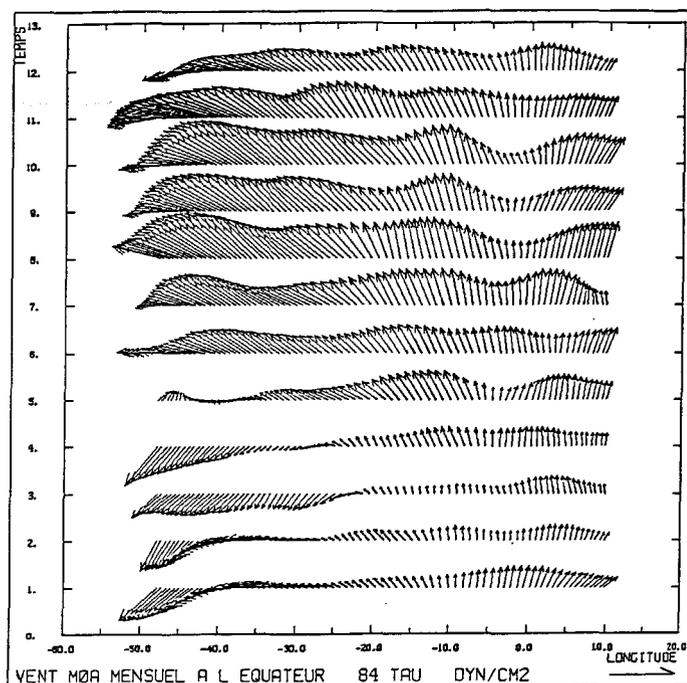
LES VENTS

Le régime des vents de l'Atlantique intertropical

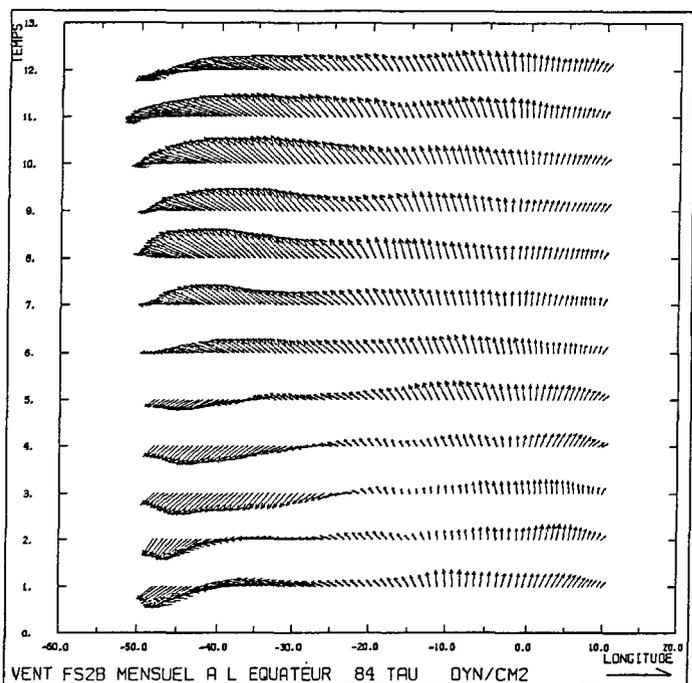
L'Atlantique intertropical est soumis au régime des alizés de Nord-Est et de Sud-Est, dont les variations saisonnières conditionnent celles de l'océan. Dans l'Ouest, la zone de convergence des alizés (ITCZ) oscille au cours de l'année entre une position proche de l'équateur en hiver boréal, lorsque les alizés de Nord-Est sont les plus intenses et une position au-delà de 10°N , en été, lorsque les alizés de Sud-Est ont leur développement maximal (Hastenrath, Lamb, 1977). La région équatoriale à l'ouest de 35°W est soumise aux alizés de Nord-Est de janvier à avril, puis aux alizés de Sud-Est de juin à novembre. Cela se traduit par une renverse de la composante méridienne du vent en mai devant les côtes du Brésil lors de l'intensification des alizés de Sud-Est. Cette renverse est suivie d'un maximum de



(a)



(c)



(b)

vent en août-septembre, et d'une nouvelle renverse de la composante méridienne en fin d'année lorsque les alizés de Nord-Est se font à nouveau sentir (fig. 3a d'après Hellerman, Rosenstein, 1983). A l'est de 20°W, le régime dominant est celui des alizés de Sud-Est, qui subissent une rotation en région équatoriale pour devenir Sud à l'équateur et Sud-Ouest le long des côtes du golfe de Guinée, où ils engendrent un phénomène de mousson. Les variations saisonnières sont moins contrastées qu'à l'Ouest; elles sont caractérisées par le renforcement des vents pendant l'été boréal (fig. 4b).

L'année 1984 a été caractérisée par une extension anormale vers le sud des alizés de Nord-Est, ce qui a entraîné, en début d'année, une position anormale de l'ITCZ au sud de l'équateur et des vents faibles en

Figure 3

Tension de vent mensuelle le long de l'équateur en dync/cm^2 (Nord en haut de la figure) : a) vent climatologique Hellerman et Rosenstein; b) vent FOCAL/SEQUAL 2b (base ECMWF); c) vent MOA (base SHIPS).

Monthly wind stress along the equator in dync/cm^2 (North is up); a) Hellerman and Rosenstein climatological wind; b) FOCAL/SEQUAL 2b wind (base ECMWF); c) MOA wind (base SHIPS).

région équatoriale Est (Philander, 1986; Horel *et al.*, 1986). Le vent moyen mensuel observé à l'équateur a été plus faible que la moyenne climatologique de Hellerman et Rosenstein (1983; HR dans la suite), aussi bien dans l'Ouest que dans l'Est; l'intensification des alizés de Sud-Est, qui joue un rôle important dans l'évolution saisonnière de l'océan, a été observée en mai, comme dans la climatologie HR (Colin, Garzoli, 1987).

Les données de vents

Nous avons construit deux champs de vents mensuels pour 1984 interpolés à la maille du modèle sur l'ensemble du domaine entre 20°N et 20°S. L'un est issu des observations des navires marchands, l'autre est issu du modèle atmosphérique du ECMWF.

Le vent MOA (Modèle Opérationnel Atlantique)

Les données utilisées sont les pseudo-tensions de vent calculées par Servain *et al.* (1987). Les observations réalisées à bord des navires marchands sur la zone 30°N à 30°S et de 60°W à la côte africaine sont regroupées par rectangle de 2° de latitude sur 5° de longitude. Une série de tests de comparaison à la climatologie de Hastenrath et Lamb (1977) entraîne l'élimination de certaines données. Ensuite, une analyse objective fournit un champ de pseudo tensions sur une grille géographique de $2 \times 2^\circ$. Nous avons utilisé le fichier mensuel ainsi établi pour 1984, et les mois de décembre

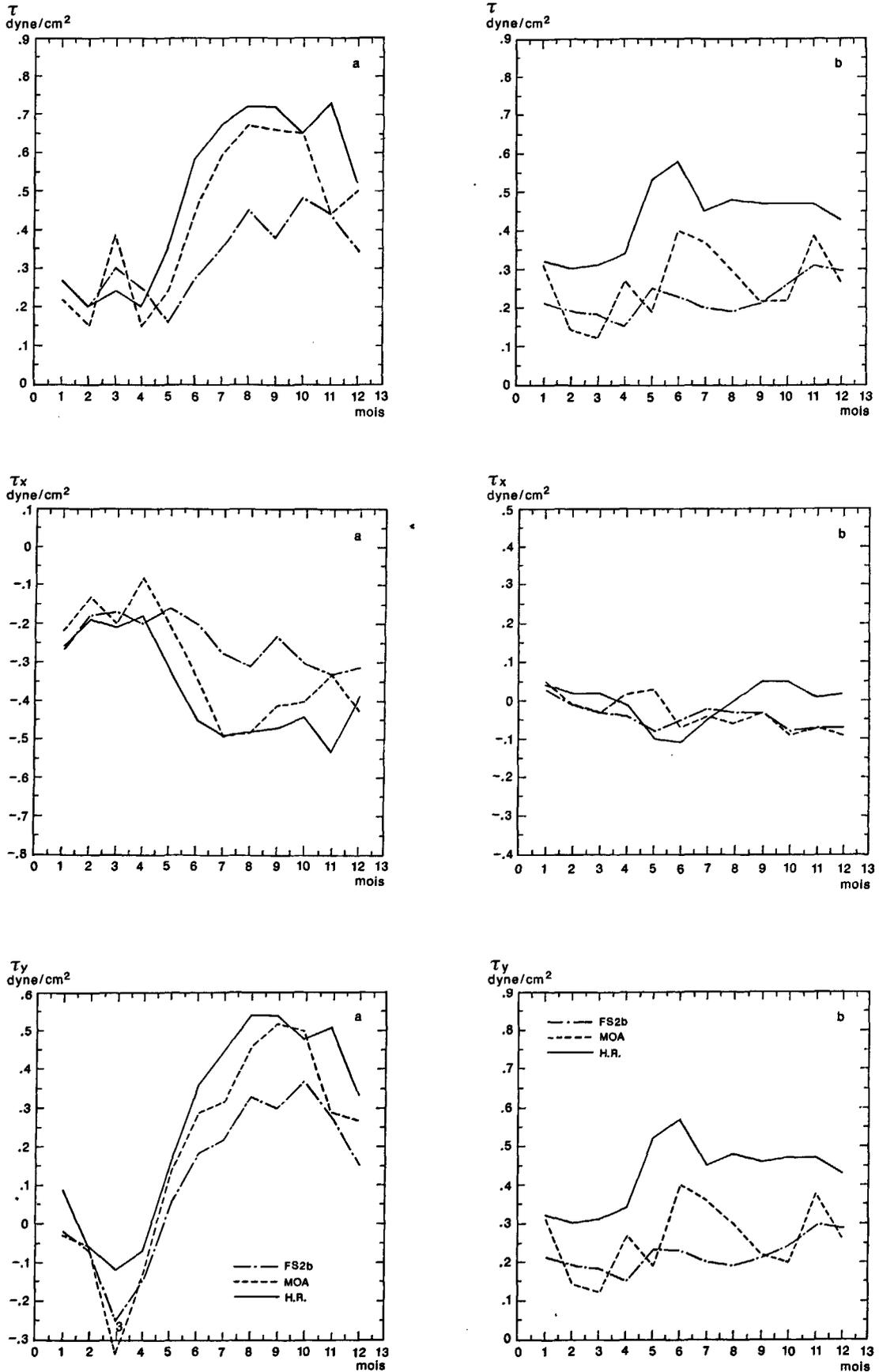


Figure 4
 Tension de vent mensuel en 1984 pour les vents FS2b (base ECMWF) et les vents MOA (base SHIPS): a) aux rochers Saint-Pierre et Saint-Paul; b) à 4°W sur l'équateur.
 Monthly wind stress in 1984 for the FS 2b field (base ECMWF) and for the MOA field (base SHIPS): a) at St. Peter and St. Paul rocks (SPP); b) on the equator at 4°W.

1983 et de janvier 1985, afin de pouvoir interpoler linéairement entre deux mois à chaque pas de temps du modèle pour toute l'année 1984. Les composantes de la tension du vent ont été obtenues ainsi :

$$T_{aux} = a C_{dn} S(V_{10}) P_x$$

$$T_{aoy} = a C_{dn} S(V_{10}) P_y$$

avec C_{dn} coefficient de frottement pour une stratification neutre, $S(V_{10})$ terme correctif prenant en compte la stabilité de l'air, P_x et P_y composantes de la pseudo-tension en m^2/s^2 .

Le coefficient de frottement C_{dn} est celui défini par Large et Pond (1981) de la façon suivante :

$$C_{dn} = 1,2 \cdot 10^{-3} (0,49 + 0,065 \cdot V_{10})$$

pour $11 < V_{10} < 25$ m/s

$$= 1,2 \cdot 10^{-3} (0,49 + 0,065 \cdot V_{10})$$

pour $4 < V_{10} < 11$ m/s

Nous avons pris $C_{dn} = 1,2 \cdot 10^{-3}$ pour $V_{10} < 4$ m/s.

Large et Pond (1981) définissent C_{dn} pour une stratification neutre, et indiquent une méthode pour calculer C_d , coefficient de frottement corrigé de la stabilité de l'air tel que $C_d = C_{dn} \cdot S(V_{10})$. Cardone et Tourre (comm. pers., 1987), ont effectué ce calcul pour le vent FS 2 b de l'expérience FOCAL/SEQUAL; par souci de cohérence dans le calcul des champs de tension utilisés pour nos expériences, nous en avons repris les éléments. En utilisant les données climatologiques de Hsiung (1986), ils estiment une valeur moyenne de la différence de température entre l'air et l'eau de $-1^\circ C$ et une valeur moyenne de l'humidité relative de 80%. Ils obtiennent ainsi une valeur du rapport C_d/C_{dn} en fonction de la vitesse du vent à 10 m (tab. 1). L'effet de la stratification est important pour les vents faibles ($S=1,5$ pour $1 < V < 2$ m/s) mais décroît rapidement ($S=1,09$ pour $6 < V < 7$ m/s). Cette correction renforce la tension due aux vents faibles et ne joue pratiquement plus aucun rôle pour des vents supérieurs à 10 m/s.

Tableau 1

Corrections de stabilité en fonction de la vitesse du vent (Cardone, Tourre, comm. pers., 1987).

Stability correction as a function of wind speed (Cardone, Tourre, pers. comm., 1987).

Vitesse	Stab.	Vitesse	Stab.
0- 1	1.858	14-15	1.022
1- 2	1.522	15-16	1.018
2- 3	1.307	16-17	1.015
3- 4	1.211	17-18	1.013
4- 5	1.155	18-19	1.011
5- 6	1.119	19-20	1.009
6- 7	1.093	20-21	1.007
7- 8	1.076	21-22	1.005
8- 9	1.062	22-23	1.004
9-10	1.052	23-24	1.003
10-11	1.044	24-25	1.002
11-12	1.037	25-26	1.001
12-13	1.031	26-27	1.000
13-14	1.026		

Le vent FS 2 b (FOCAL/SEQUAL 2 b)

Ce produit est décrit dans Cardone et Tourre (comm. pers., 1987); il est basé sur les analyses de vent issues du modèle ECMWF. Les données utilisées sont les

champs de composantes du vent ECMWF à 10 m sur une grille de 1,875 degré toutes les 12 heures pour l'Atlantique. Une moyenne pondérée (1/4, 1/2, 1/4) centrée sur le vent à 12 h a permis de calculer un vent moyen journalier. Ce vent, comparé à celui observé aux rochers Saint-Pierre et Saint-Paul (SPP par la suite), présente un biais en direction. Une rotation basée sur le champ de vent mensuel issu des observations des bateaux marchands permet de corriger ce biais. Le calcul de la tension de vent se fait à partir des résultats de Large et Pond (1981), avec un terme correctif de l'effet de la stabilité de l'air (*cf.* paragraphe précédent) et un terme correctif de l'effet de la variabilité d'un vent horaire par rapport à un vent journalier. Le terme de variabilité est évalué à partir des observations aux rochers SPP. Le champ de tension de vent mensuel est ensuite calculé à partir du champ des tensions journalières.

Comparaison des champs de tension de vents

La comparaison entre ces champs de tension de vents à l'équateur et à SPP a été présentée pour la période 1982-1984 par du Penhoat et Gouriou (1987); en effet, le champ MOA est peu différent de celui utilisé par ces auteurs et le champ FS 2 b est le même dans la version mensuelle que nous utilisons. Pour compléter la comparaison, nous présentons l'évolution spatio-temporelle du vecteur tension de vent FS 2 b, MOA et HR, à l'équateur en 1984 (fig. 3) et l'évolution temporelle du vent à SPP et à 4°W (fig. 4 a et 4 b). Comme pour les vents observés à SPP et à 4°W par Colin et Garzoli (1987), les champs FS 2 b et MOA sont moins énergétiques que les champs climatologiques; les valeurs moyennes annuelles atteignent 0,51, 0,42 et 0,31 dyne/cm² entre 20°N et 20°S pour les tensions HR, MOA et FS 2 b respectivement. Toutefois, les deux champs MOA et FS 2 b montrent à l'équateur (fig. 3) et à SPP (fig. 4 a) une extension anormale vers l'Est jusqu'à 25°W des alizés de Nord-Est en mars, alors que ceci n'apparaît pas dans les observations à SPP. La différence peut venir soit d'un problème d'échantillonnage par les bateaux, soit d'une sous-estimation éventuelle des vents du Nord par l'installation de SPP. L'intensification des alizés de Sud-Est observée en mai à SPP, se retrouve dans le vent MOA où elle se poursuit jusqu'en août (0,7 dyne/cm²), d'une façon proche de la climatologie HR alors que les observations montrent un pallier voisin de 0,5 dyne/cm² de juin à août. Cette intensification brutale ne figure pas dans le champ FS 2 b: elle est remplacée par une augmentation progressive du vent de mai (0,20 dyne/cm²) à août (0,45 dyne/cm²; fig. 4 a). Dans l'Est, à l'équateur à 4°W, pendant les cinq premiers mois de l'année, les vents FS 2 b et MOA sont assez proches des observations décrites par Colin et Garzoli (1987). L'amplitude des variations saisonnières reste très faible (de 0,2 à 0,3 dyne/cm²) pour le champ FS 2 b qui ne reproduit pas l'intensification des alizés de Sud-Est en été.

En résumé, le champ de vent FS 2 b pour 1984 est moins énergétique que le champ MOA (en moyenne 30%) qui est lui-même moins énergétique que le champ climatologique HR. L'amplitude des variations saison-

nières de FS2b est faible surtout dans l'Est, celle de MOA est voisine de la climatologie HR. Les deux champs MOA et FS2b font état d'une extension anormale vers l'Est des alizés de Nord-Est en mars 1984 qui n'apparaît pas dans les observations à SPP. L'intensification brutale des alizés de Sud-Est observée en mai 1984 existe dans le champ MOA, mais elle n'est pas présente dans FS2b.

LES OBSERVATIONS THERMIQUES

Les structures thermiques en Atlantique

L'Atlantique tropical est caractérisé par un signal saisonnier fort, plus important que le signal interannuel (Merle, LeFloch, 1978; Merle *et al.*, 1980). Dans la région équatoriale, située à l'ouest de 30°W, le signal saisonnier est très net dans l'évolution de l'épaisseur de la couche homogène, qui augmente pendant l'intensification des alizés de Sud-Est de mai jusqu'en août, et qui diminue lors du relâchement de ces vents pour être minimale en mars. La variabilité saisonnière de la température de surface reste faible (1 à 2°C) dans l'Ouest.

La région Est connaît une variabilité saisonnière de la température de surface très importante (5 à 7°C) due à la faible épaisseur de la couche homogène et aux remontées d'eaux équatoriales et côtières (Merle, 1983). Les mouvements verticaux de la thermocline dans l'Est sont à l'opposé de ceux de 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 (Merle, Arnault, 1985).

Le signal saisonnier est en phase avec le vent local dans la partie ouest (Katz *et al.*, 1977; Busalacchi, Picaut, 1983; McCreary *et al.*, 1984; Philander, Pacanowski, 1986); il ne l'est pas dans la partie est où le forçage local est insuffisant pour expliquer les upwellings équatoriaux (Voituriez, 1981) et côtiers (Verstraete, 1970; Houghton, 1976; Berrit, 1976; Bakun, 1978; Verstraete *et al.*, 1980). L'hypothèse de Moore *et al.* (1978) d'un forçage de la région Est par la propagation vers l'Est d'onde équatoriale de Kelvin engendrée par l'intensification brutale du vent d'Est dans la région Ouest a été illustrée par l'utilisation de différents modèles (O'Brien *et al.*, 1978; Adamec, O'Brien, 1978; McCreary *et al.*, 1984) et par les observations (Servain *et al.*, 1982; Picaut, 1983; Houghton, 1983); Katz (1987) a montré l'existence d'un signal de type Kelvin le long de l'équateur. En fait, la réponse de l'océan, dans l'est de l'Atlantique, dépend du vent existant sur l'ensemble de l'océan (Cane, Sarachik, 1983) suivant une combinaison de vent local et de vent distant qui dépend fortement de la zone considérée (Busalacchi, Picaut, 1983; Philander, Pacanowski, 1986).

L'événement chaud de 1984

L'année 1984 est, dans l'Atlantique, celle de l'événement anormal chaud (Philander, 1986). Une des hypothèses présentées quant à l'origine de cet événement est que la décroissance brutale des vents fin 1983 et leur faiblesse au début 1984 jusqu'en avril, ont permis un transfert de chaleur de l'Ouest vers l'Est lié au dévelop-

pement d'un flux superficiel anormal vers l'Est le long de l'équateur en janvier (Hisard *et al.*, 1986). Ce transfert d'eau chaude vers l'Est a entraîné un réchauffement de l'ensemble de l'Atlantique équatorial en hiver, suivi d'un affaiblissement du gradient thermique horizontal le long de l'équateur (Weisberg, Colin, 1986), un enfoncement de la thermocline dans l'Est en février (Hisard *et al.*, 1986), une diminution de la pente équatoriale en début d'année (Katz *et al.*, 1986; Hisard, Hénin, 1987), et a créé les conditions d'un phénomène chaud atlantique, probablement associé à l'événement El Niño, qui a eu lieu en 1982-1983 dans l'Océan Pacifique. Mais les causes de ce réchauffement, plus important que celui observé habituellement en hiver, soit loin d'être élucidées et l'origine des eaux chaudes du golfe de Guinée est en cours d'étude.

Tableau 2

Nombres de profils thermiques observés en 1984.
Observed temperature profiles in 1984.

Mois	Nb.
1	218
2	196
3	308
4	377
5	348
6	315
7	351
8	299
9	247
10	373
11	354
12	224

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 3 610 profils qui proviennent soit des navires marchands (XBT), soit des navires océanographiques, notamment ceux participant aux expériences FOCAL et SEQUAL (XBT, CTD, bouteilles Nansen). La grande majorité des observations se situant entre 0 et 400m, nous avons conservé les profils observés jusqu'au niveau 13 du modèle, c'est-à-dire 325m. La répartition spatiale des observations est donnée par la figure 2, la répartition temporelle par le tableau 2. La température observée $T_o(l, z)$ au niveau z du modèle est obtenue par interpolation linéaire sur la verticale des données du profil mesuré au lieu l . La température simulée $T_m(l, z)$ est obtenue à partir d'un état thermique mensuel du modèle. Cet état thermique mensuel est calculé au 15 du mois considéré par une moyenne pondérée de cinq états thermiques fournis par le modèle tous les 7,5 jours. 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.

RÉSULTATS

Nous avons préparé deux simulations de la circulation dans l'Atlantique tropical avec le modèle du LODYC pour l'année 1984. Les conditions sont identiques à

l'exception de la contrainte vent: l'une a été réalisée avec le champ FS2b, l'autre avec le champ MOA. Nous présentons les résultats sur l'ensemble du domaine géographique du modèle et sur deux zones équatoriales (7°N-7°S) à l'est et l'ouest de 25°W, en apportant une attention particulière aux mois de mars et d'août qui correspondent aux périodes extrêmes du cycle saisonnier. Notre analyse comparative porte sur deux points: la température de surface et les profils verticaux jusqu'à 325 m.

La température de surface

Pour les deux simulations, nous présentons les distributions spatiales obtenues en mars et en août ainsi qu'une évolution temporelle de la température mensuelle simulée aux points d'observations pendant l'année 1984. En mars, les champs simulés de température superficielle sont semblables entre eux et proches de celui obtenu par Servain *et al.* (1987; fig. 5): on retrouve une zone équatoriale uniformément chaude ($T > 28^{\circ}\text{C}$) qui correspond à la période anormale chaude de 1984. Au voisinage de la côte africaine, entre 10° et 20°N, le refroidissement superficiel côtier est insuffisamment simulé par le modèle; la zone de gradient thermique vers 10°N est moins marquée dans les simulations que dans les observations. La proximité de la frontière fermée au nord du modèle peut expliquer en partie ce résultat. En août, les simulations sont très différentes

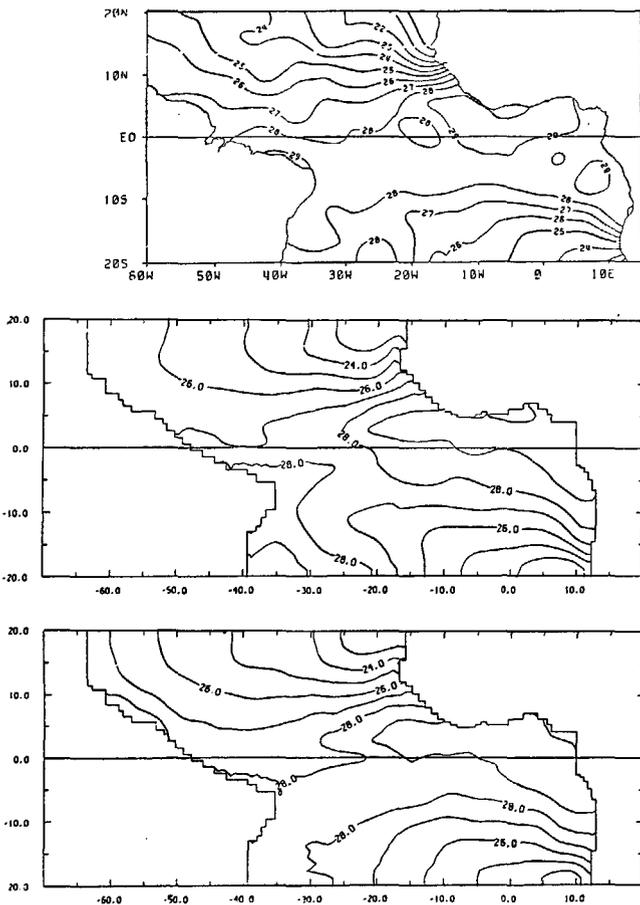


Figure 5
Températures de surface en mars 1984: a) observées (d'après Servain, 1986); b) simulées avec les vents MOA; c) simulées avec les vents FS 2b.

Sea surface temperatures during March 1984: a) observed (from Servain, 1986); b) simulated using the MOA wind stress forcing; c) simulated using the FS 2b wind stress forcing.

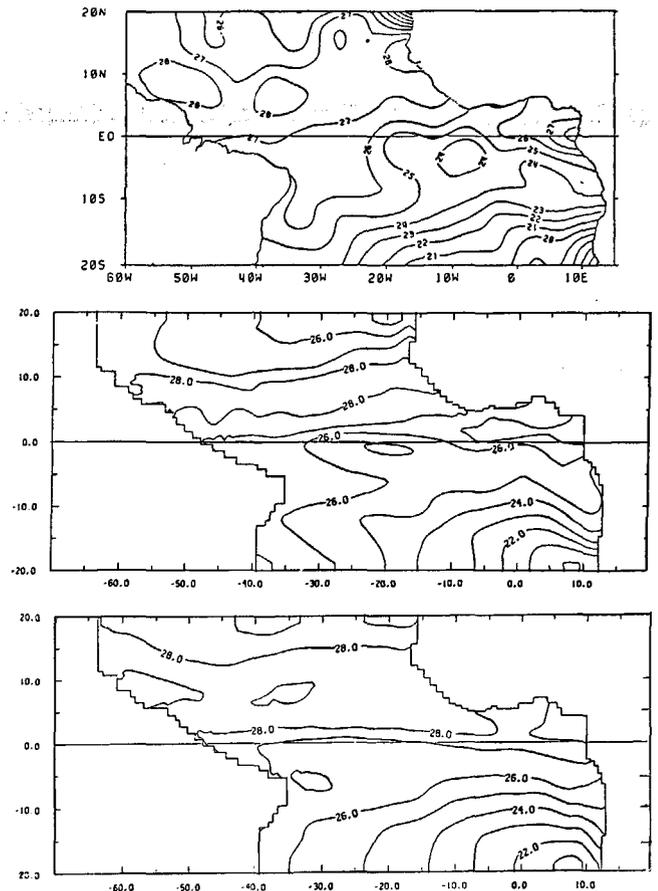


Figure 6
Températures de surface en août 1984: a) observées (d'après Servain, 1986); b) simulées avec les vents MOA; c) simulées avec les vents FS 2b.

Sea surface temperatures during August 1984; a) observed (from Servain, 1986); b) simulated using the MOA wind stress forcing; c) simulated using the FS 2b wind stress forcing.

entre elles. Le refroidissement des eaux de surface lié à l'upwelling équatorial n'apparaît pas dans la simulation FS 2b, alors que la simulation MOA représente ce phénomène océanique majeur avec, en particulier, une région située entre l'équateur et 2°S et entre 15 et 20°W où la température de surface est inférieure à 25°C (fig. 6). La répartition spatiale de la température de surface obtenue avec le vent MOA est voisine de celle donnée par les analyses de Servain. Cependant, le minimum simulé est de 1°C plus chaud et situé plus à l'Ouest (20°W) que celui observé, qui est centré sur 10°W.

Nous avons voulu caractériser globalement la différence entre simulations et observations de surface sur l'ensemble du domaine géographique étudié (20°N-20°S). Pour cela, nous avons calculé les valeurs moyennes mensuelles des températures superficielles observées et simulées (aux points d'observations) sur l'ensemble du domaine, et nous avons représenté l'évolution au cours de 1984 de l'écart entre ces valeurs mensuelles observées et simulées (fig. 7a). Nous constatons que cet écart est voisin de zéro, en début d'année, pour les deux simulations, pendant l'événement chaud de 1984. Cet écart observations-simulations en surface augmente fortement en été, et ceci de façon beaucoup plus importante pour la simulation FS 2b que pour la simulation MOA. Après l'été, cet écart redevient voisin de zéro dans la simulation MOA, alors qu'il reste

Figure 7

a) Différence entre moyennes mensuelles des températures de surface observées et simulées aux points d'observation entre 20°N et 20°S en 1984. b) Écart quadratique moyen entre observations et simulations de surface entre 20°N et 20°S en 1984.

a) *Difference between monthly mean sea surface temperature observed and simulated at observation locations between 20°N and 20°S during 1984.* b) *Root mean square differences between observed and simulated sea surface temperature between 20°N and 20°S during 1984.*

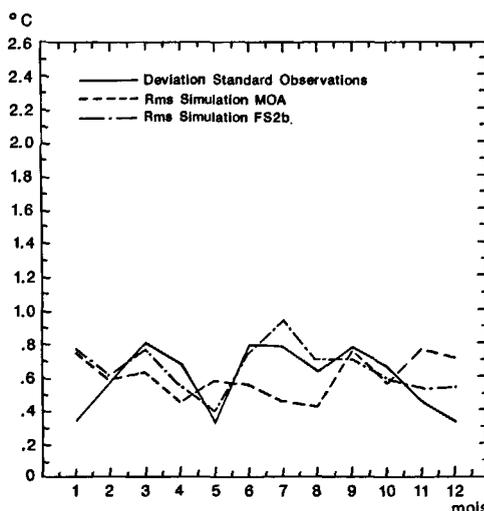
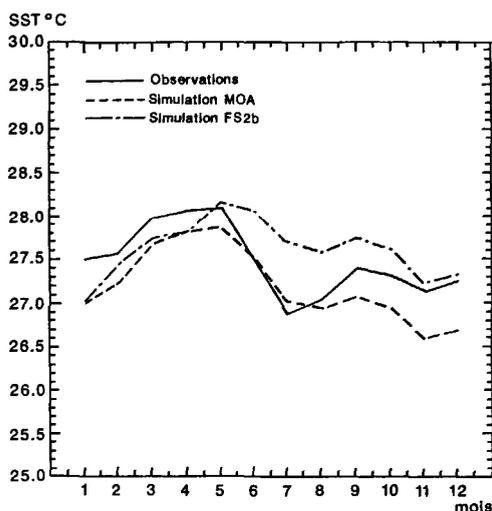
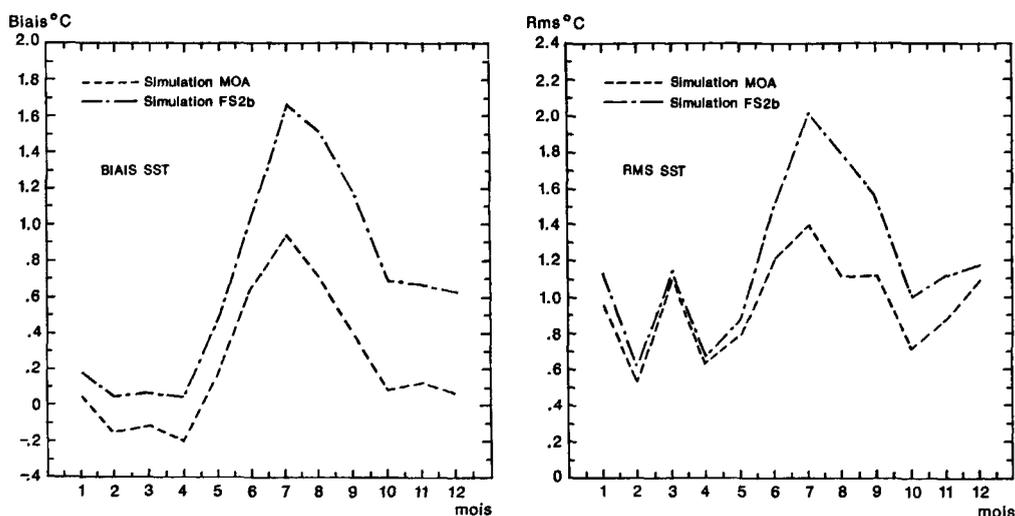


Figure 8

a) Moyennes mensuelles des températures de surface observées et simulées aux points d'observation en région équatoriale (7°N-7°S) à l'ouest de 25°W. b) Écart quadratique moyen entre observations et simulations aux points d'observation en région équatoriale (7°N-7°S) à l'ouest de 25°W.

a) *Monthly mean sea surface temperature observed and simulated at observation locations in the equatorial zone (7°N-7°S), west of 25°W.* b) *Root mean square differences between observed and simulated temperature in the equatorial zone (7°N-7°S), west of 25°W.*

important pour la simulation FS 2b. De même, l'erreur entre modèle et observations de surface calculée sur la totalité du domaine du modèle, est la même pour les deux simulations jusqu'en mai, puis un écart important apparaît en été. L'erreur passe par un maximum de 2°C en juillet pour la simulation FS 2b et de 1,4°C pour la simulation MOA (fig. 7b).

Ce premier résultat indique une mauvaise réponse saisonnière globale du modèle en surface; celle-ci est plus accentuée pour le vent FS 2b que pour le vent MOA. Il existe cependant des disparités régionales à ce premier résultat, notamment un contraste entre l'Ouest et l'Est.

Dans l'Ouest, l'erreur reste inférieure à 1°C pour les deux simulations tout au long de l'année (fig. 8b). Dans l'Est, l'erreur passe par un premier maximum entre juin et septembre, puis un autre maximum secondaire en décembre (fig. 9b). L'évolution temporelle des températures superficielles mensuelles dans les zones équatoriales Est et Ouest montre que ces disparités proviennent de la mauvaise restitution de l'upwelling équatorial dans l'Est, où la faible profondeur de la thermocline confère une grande sensibilité à la température de surface. En effet, dans la région équatoriale Ouest, la différence entre températures observées et simulées

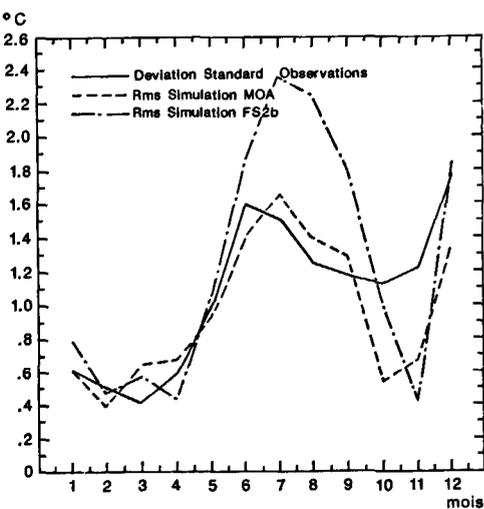
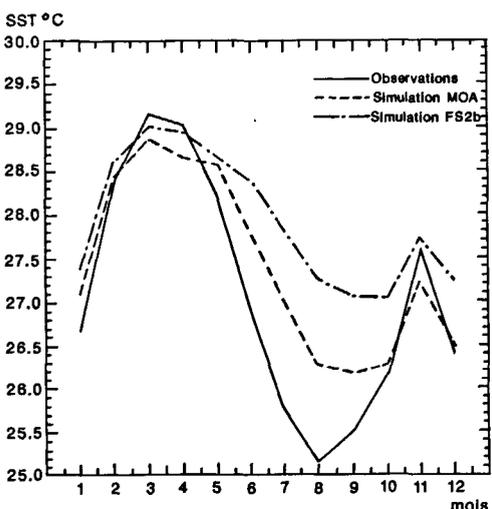


Figure 9

a) Moyennes mensuelles des températures de surface observées et simulées aux points d'observation en région équatoriale (7°N-7°S) à l'est de 25°W. b) Écart quadratique moyen entre observations et simulations aux points d'observation en région équatoriale (7°N-7°S) à l'est de 25°W.

a) *Monthly mean sea surface temperature observed and simulated at observation locations in the equatorial zone (7°N-7°S), east of 25°W.* b) *Root mean square differences between observed and simulated temperature in the equatorial zone (7°N-7°S), east of 25°W.*

même très faible pour la simulation MOA entre juin et septembre (fig. 9 a). Par contre, en région équatoriale Est, cette différence augmente de façon très nette de juin à octobre; elle est très importante pour la simulation FS2b (2°C en août) qui ne simule pas l'upwelling équatorial en surface. Elle l'est moins pour la simulation MOA (1,25°C en juillet), qui représente ce phénomène de façon plus importante (fig. 9 b).

Cette mauvaise restitution de la température de surface pendant l'été boréal dépend en partie du vent, puisque les réponses sont différentes avec des vents différents, mais elle est aussi liée à la structure thermique sous-jacente. En effet, les eaux concernées par le processus d'upwelling sont d'autant plus froides que les structures thermiques verticales sont plus contrastées. La relative faiblesse du refroidissement superficiel simulé au début de l'été boréal peut être due, non pas à une mauvaise restitution du processus d'upwelling par le modèle, mais à la mauvaise représentation des profils thermiques verticaux. Il s'agit alors d'un problème d'état initial. Les profils verticaux vont être discutés dans le paragraphe suivant.

La variabilité (représentée par l'écart type sur l'ensemble des données) mensuelle en surface des observations et des simulations aux points d'observation est illustrée par la figure 10 b. Elle montre que la variabilité du modèle reste légèrement inférieure à celle des observations sur l'ensemble du domaine. Dans la zone équatoriale Ouest, la variabilité reste faible pendant toute l'année 1984; celle du modèle devient légèrement plus importante que celle des observations de septembre à novembre (fig. 8 b). Dans la région Est, les variabilités du modèle et des observations sont voisines, excepté entre juin et septembre (fig. 9 b).

Structure verticale des champs thermiques

Les profils moyens de température observée et simulée aux points d'observation pendant toute l'année 1984 sur la totalité du domaine géographique du modèle

sont représentés sur la figure 10. La caractéristique essentielle du champ thermique engendré par le modèle dans les conditions de notre utilisation est un étalement vertical de la thermocline, qui contraste avec les gradients intenses existant dans la thermocline observée. Cet étalement en profondeur a pour conséquence un approfondissement apparent des isothermes simulées, important (35 m pour l'isotherme 20°C) dans la couche entre 50 et 200 m. En dessous de 200 m, le modèle est plus froid que les observations (-0,8°C à 325 m).

Dans la région équatoriale Ouest, les profils thermiques verticaux mensuels simulés sont très proches entre eux, et leur allure est voisine de celle du profil mensuel observé (fig. 11 a). La température de la couche homogène est donnée par les deux simulations à 0,5°C près en mars et en août. Il y a un accord remarquable entre la simulation MOA et les observations en août dans la couche de mélange dans cette région. L'excursion verticale saisonnière de l'isotherme 20°C (20 m), liée à l'épaississement de la couche homogène en été boréal dans l'Ouest, est mieux restituée par la simulation MOA (15 m) que par la simulation FS2b (5 m).

Dans la région équatoriale Est, le fait que le profil thermique simulé soit plus linéaire que celui observé entraîne une importante surestimation du contenu thermique. En mars, les SST coïncident bien que les structures thermiques sous-jacentes soient différentes. Les simulations indiquent une couche stratifiée jusqu'en surface, ce qui correspondrait à un manque de mélange turbulent dans la couche superficielle simulée (fig. 11 b). L'isotherme 20°C simulée est de 35 m plus profonde que celle observée; cet écart atteint 60 m pour l'isotherme 16°C en mars. Le signal saisonnier se manifeste dans les observations par une ascension de la thermocline caractérisée par le déplacement de l'isotherme 20°C, qui passe de 72 m en mars à 57 m en août, ainsi que par un abaissement de la température de surface de 4°C entre mars et août. Les simulations ne restituent pas l'ascension verticale de l'isotherme 20°C, et ne

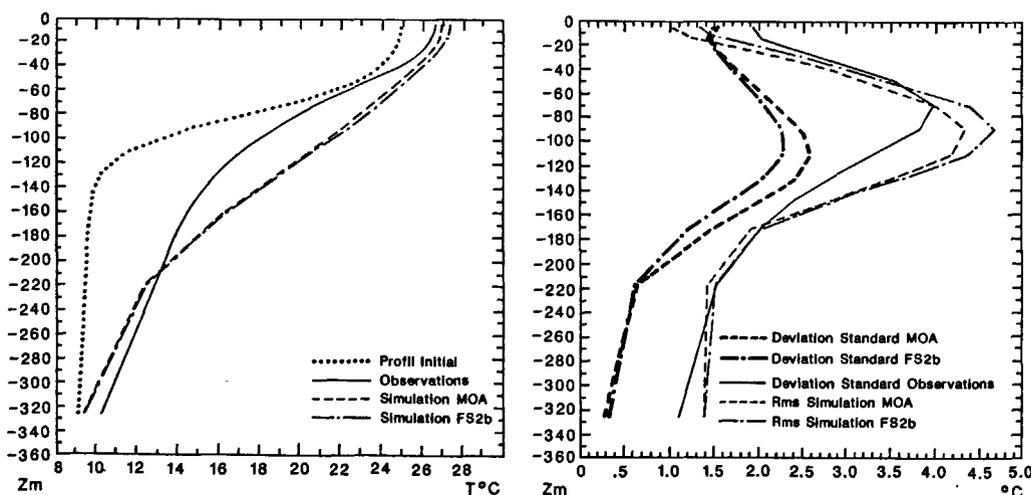


Figure 10

a) Profils thermiques moyens observés et simulés entre 20°N et 20°S en 1984, profil thermique initial du modèle. b) Écart-type des observations et des simulations. Écart quadratique moyen entre températures observées et simulées aux points d'observation pour 1984 entre 20°N et 20°S.

a) Observed and simulated (at observation locations) mean temperature profiles between 20°N and 20°S in 1984 and the model initial temperature profile. b) Observation and simulation data standard deviations. Root mean square differences between observed and simulated temperatures (at observation locations) in 1984, between 20°N and 20°S.

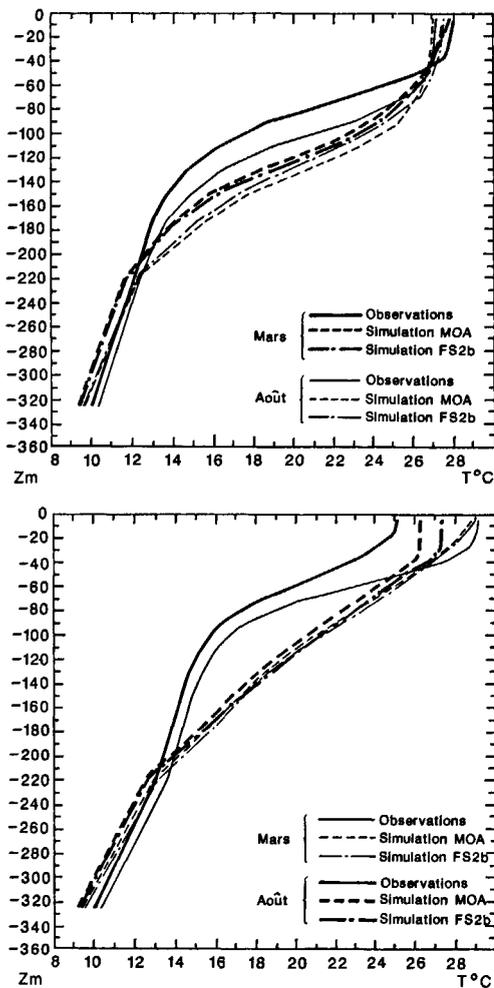


Figure 11
 Profils thermiques moyens observés et simulés en mars et en août 1984: a) région équatoriale (7°N - 7°S) à l'ouest de 25°W ; b) région équatoriale (7°N - 7°S) à l'est de 25°W .
Observed and simulated (at observation locations) mean temperature profiles during March and August 1984: a) equatorial zone (7°N - 7°S), west of 25°W ; b) equatorial zone (7°N - 7°S), east of 25°W .

rendent que partiellement compte du refroidissement de surface (fig. 11 b).

La variabilité des observations réalisées pendant l'année 1984, sur la totalité du domaine géographique du modèle est plus importante que celles des simulations aux points d'observation (fig. 10 b). Une part de la différence de variabilité peut s'expliquer par l'erreur instrumentale qui s'ajoute à la variabilité naturelle, et par notre méthode d'extraction des données du modèle qui élimine la variabilité temporelle intra-mensuelle des simulations. Cependant, la différence d'immersion des maxima de variabilité (70 m pour les observations et 110 m pour les simulations), ainsi que la très faible variabilité des simulations en dessous de 200 m, correspondent à des problèmes des modèles numériques pour représenter de façon satisfaisante les structures thermiques verticales marquées lors d'intégrations longues. Pacanowski et Philander (1981) ont montré que l'étalement de la thermocline était un défaut inhérent à ce type de modèle qui pouvait être très sensiblement réduit en faisant intervenir le cisaillement de courant (nombre de Richardson) dans la paramétrisation des mélanges verticaux. Toutefois, l'étalement diffusif de la thermo-

cline demeure (fig. 2 dans Pacanowski, Philander, 1981), bien qu'il soit en partie contrebalancé par les flux thermiques à l'interface qui affectent la stabilité des couches superficielles. Philander (1987) suggère que, dans l'avenir, la paramétrisation du mélange vertical soit améliorée par un ajustement régional, voire un ajustement en fonction des détails du champ de vent utilisé. L'étalement de la thermocline constaté dans notre simulation provient d'une faiblesse de la paramétrisation des mélanges verticaux (d'autant plus importante que notre simulation se place après une intégration du modèle pendant plusieurs années) et d'une faiblesse dans l'estimation des flux thermiques en surface (beaucoup plus sensible dans l'Est, où la thermocline est plus proche de la surface).

L'erreur entre observations et simulations varie avec la profondeur, elle est maximale dans la thermocline et se situe au-dessous du maximum de variabilité des observations. Ce qui est une conséquence de l'étalement vers le bas de la thermocline simulée. Pour la simulation MOA, sur la totalité du domaine et pour l'ensemble des données de 1984, l'écart quadratique moyen est maximum avec $4,3^{\circ}\text{C}$ à 90 m, il est voisin de 1°C en surface et vers 300 m (fig. 10 b). Cette erreur, ou écart quadratique entre modèle et observation, reste inférieure à l'écart-type des observations sauf entre 70 et 170 m, là où le biais lié à l'étalement de la thermocline est le plus important.

Rôle de la paramétrisation des flux

Afin d'identifier une origine possible des différences observées entre les champs thermiques simulés avec les vents FS2b et MOA, nous avons voulu évaluer les parts relatives de l'advection (horizontale et verticale) et des flux thermodynamiques dans la différence entre les températures de la couche de surface des deux simulations. Pour cela, une nouvelle simulation avec le vent FS2b a été effectuée, dans laquelle la paramétrisation des flux thermodynamiques a été modifiée, toutes choses égales par ailleurs. Cette nouvelle simulation utilise la contrainte de vent de la simulation FS2b et des flux thermodynamiques (sensible et latent) d'ordre de grandeur équivalent à ceux de la simulation MOA. Les modules moyens des tensions de vent MOA et FS2b sont dans un rapport 1,3; dans la nouvelle expérience, les flux sensible et latent qui sont proportionnels à la vitesse du vent dans le modèle du LODYC ont été multipliés par $(1,3)^{0.5}$. Les profils thermiques moyens obtenus avec cette simulation dans la région équatoriale viennent s'intercaler entre ceux des simulations MOA et FS2b (fig. 12). Dans l'Est, la nouvelle paramétrisation des flux abaisse la température de la couche de surface; elle rattrape 1/3 du décalage entre les simulations FS2b et MOA. On peut donc estimer que, pour l'expérience menée, au bout de sept mois, les flux thermodynamiques interviennent pour 1/3 et l'advection (horizontale et verticale), pour 2/3 dans l'écart entre les deux simulations en surface. Dans l'Ouest, la part des flux thermodynamiques peut expliquer jusqu'à 40% de l'écart entre les simulations. L'effet de ces nouveaux flux thermodynamiques n'est sensible que dans la couche homogène. Les écarts entre les simula-

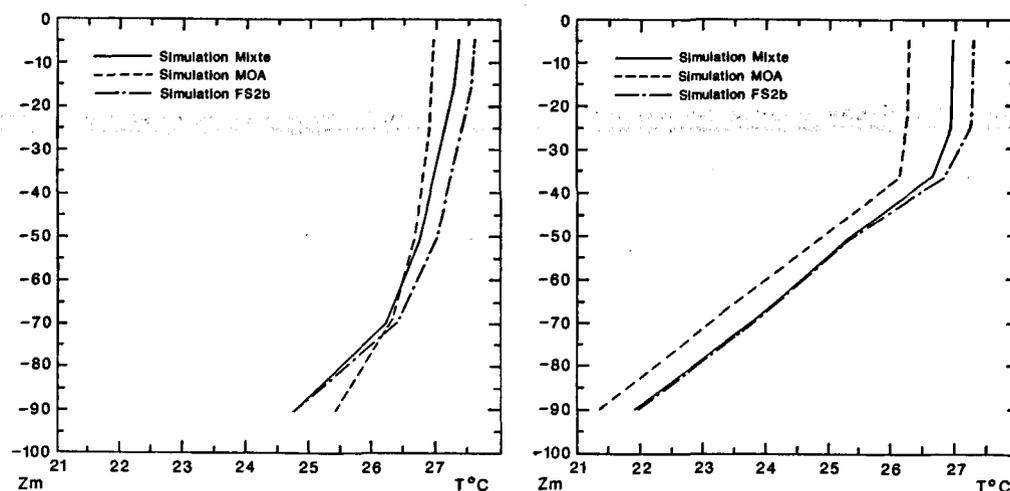


Figure 12

Profils thermiques des simulations FS 2 b et MOA et d'une simulation utilisant le vent FS 2 b et les flux MOA en août 1984: a) région équatoriale (7°N - 7°S) à l'ouest de 25°W ; b) région équatoriale (7°N - 7°S) à l'est de 25°W .

Temperature profile for the FS 2 b simulation, the MOA simulation and a simulation mixing the FS 2 b wind with the MOA thermodynamic fluxes during August 1984: a) equatorial zone (7°N - 7°S), west of 25°W ; b) equatorial zone (7°N - 7°S), east of 25°W .

tions MOA et FS 2 b au-dessous de 50 m sont donc essentiellement dus à des ajustements dynamiques différents liés à des contraintes de vent différentes. Cette expérience permet de montrer que l'effet d'une modification des flux n'est pas négligeable, mais reste limité à la couche de surface, alors qu'une modification des vents concerne une couche d'eau plus grande avec des conséquences sensibles sur l'intensité des transports et peu importantes sur les structures de la circulation à l'équateur (fig. 13). L'évaluation de la circulation fait l'objet d'autres études qu'il n'y a pas lieu de développer dans cet article.

CONCLUSIONS

Le rôle essentiel du champ de tension de vent utilisé pour forcer un modèle de circulation océanique générale comme celui du LODYC a été mis en évidence. 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 FS 2 b 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 FS 2 b.

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 située 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 $1,5^{\circ}\text{C}$ entre juin et septembre; l'écart quadratique mensuel entre observations et simulation MOA est maximum ($1,4^{\circ}\text{C}$) en juillet. Le refroidissement simulé étant moins important que celui observé, il en résulte une variabilité spatiale plus faible des données simulées pendant cette période, alors que les variabilités des données simulées et observées sont voisines le reste de l'année. Par contre, la région équatoriale Ouest est mieux simulée: l'écart quadratique moyen mensuel en surface reste inférieur à $1,0^{\circ}\text{C}$; 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 et très éloignée de celle utilisée lors de l'initialisation du modèle (fig. 10 a). Il y a eu «oubli» du profil initial et étalement du gradient thermique vertical simulé entre le bas de la couche homogène et 200 m, 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 mal estimée par une paramétrisation qui devra être améliorée dans l'avenir (Philander, 1987). Cela peut provenir d'une mauvaise estimation des flux à l'interface, ce qui est particulièrement sensible dans la région est de l'Atlantique, où la thermocline est proche de la surface. 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 200 m, 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.

La paramétrisation des flux thermodynamiques à l'interface océan-atmosphère utilisée dans le modèle du LODYC donne au vent un rôle très important puisque les flux de chaleur sensible et latente sont proportionnels à la vitesse du vent. Nous avons montré que dans ces conditions, 30 à 40% de l'écart thermique dans la couche de surface entre les deux simulations peuvent être attribués à la part des flux thermodynamiques contrôlée par le vent. Cet effet se propage difficilement en profondeur, et reste limité à la couche superficielle; au-dessous de 50 m, les écarts entre simulations ont une origine essentiellement dynamique; ceci montrant que l'influence d'une variation de la paramétrisation des flux n'est pas négligeable, mais reste confinée à la couche superficielle.

Cette étude 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.

Remerciements

Ce travail a été financé par le département TOA de l'ORSTOM et par le PNEDC. Les calculs ont été effectués sur le CRAY2 du CCVR, en utilisant le CIRCE comme station frontale. Nous remercions G. Reverdin pour avoir mis à notre disposition les données thermiques utilisées, et pour les discussions très positives que nous avons eues avec lui. Nous remercions J. Merle, sans qui ce travail n'aurait pas été entrepris, et dont les critiques constructives ont aidé à l'aboutissement de ce travail.

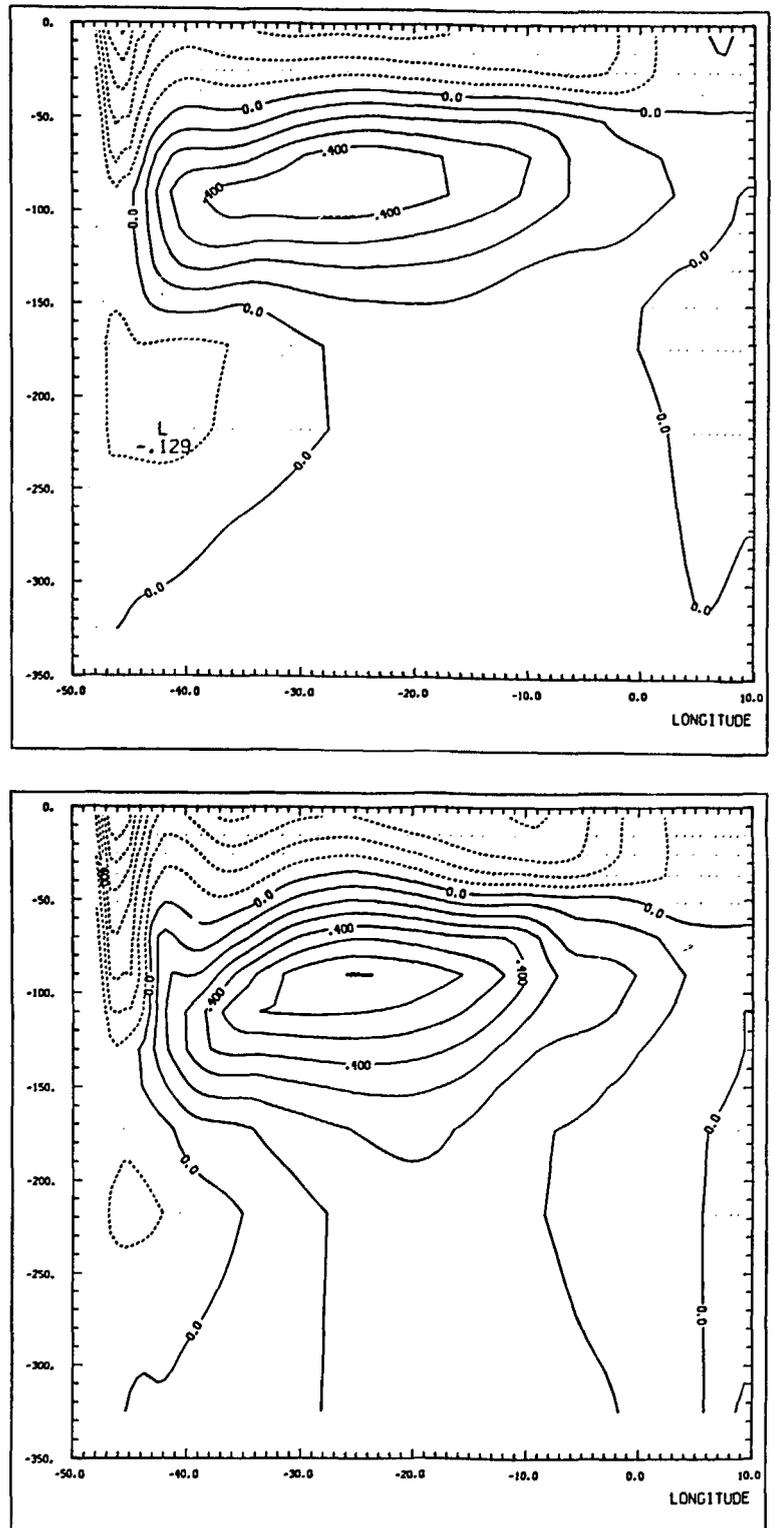


Figure 13

Coupe verticale de la composante zonale du courant le long de l'équateur en juillet 1984. a) simulé par le vent FS 2 b; b) simulé par le vent MOA.

Simulated zonal component of the current along the equator during July 1984: a) using FS 2 b wind; b) using MOA wind.

RÉFÉRENCES

- Adamec D., O'Brien J. J., 1978. The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 1050-1060.
- Bakun A., 1978. Guinea current upwelling, *Nature*, **271**, 147-150.
- Berrit G. R., 1976. Les eaux froides côtières du Gabon à l'Angola sont-elles dues à un upwelling d'Ekman?, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, **14**, 273-278.
- Busalacchi A. J., O'Brien J. J., 1981. Interannual variability of the equatorial Pacific in the 1960's, *J. Geophys. Res.*, **86**, 10901-10907.
- Busalacchi A., Picaut J., 1983. Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1564-1588.
- Cane M. A., Sarachik E. S., 1981. The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, **38**, 651-693.
- Cane M. A., Sarachik E. S., 1983. Equatorial oceanography, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 5, US National Report to IUGG, 1979-1982.
- Chartier M., 1986. Un modèle numérique tridimensionnel aux équations primitives de circulation générale de l'océan, *Thèse Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, Rapp. CEA-R-5372*.
- Colin C., Garzoli S. L., 1987. *In situ* wind measurements and ocean response in the equatorial Atlantic during the programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique Équatorial and Seasonal Response of the Atlantic Ocean Experiment, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3741-3750.
- Delecluse P., Andrich P., Foujols M. A., 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., Tréguier A. M., 1985. The seasonal linear response of the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 316-329.
- du Penhoat Y., Gouriou Y., 1987. Hindcasts of equatorial sea surface dynamic height in the Atlantic in 1982-1984, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3729-3740.
- Esbensen S. K., Kushnir V., 1981. The heat budget of the global ocean: an atlas based on estimates from marine surface observations, Climatic Research Institution, rep. No. 29, Oregon State Univ., Corvallis, 27 p.
- Harrison D. E., Kessler W. S., Giese S., 1988. Ocean circulation model hindcasts of the 1982-1983 El-Niño: thermal variability along the ship of opportunity tracks, *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Hastenrath S., Lamb P., 1977. Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans, Univ. Wisconsin Press, 112 p.
- Hellerman S., Rosenstein M., 1983. Normal monthly windstress over the world ocean with errors estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- Hisard P., Hénin C., 1987. Response of the equatorial Atlantic ocean to the 1983-1984 wind from the Programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique Équatorial cruise data set, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3759-3768.
- Hisard P., Hénin C., Houghton R., Piton B., Rual P., 1986. Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984, *Nature*, **332**, 243-245.
- Horel J. D., Kousky V. E., Kagano M. T., 1986. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983-1984, *Nature*, **322**, 248-250.
- Houghton R. W., 1976. Circulation and hydrographic structure over the Ghana Continental Shelf during the 1974 upwelling, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 909-924.
- Houghton R. W., 1983. Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 2070-2081.
- Hsiung J., 1986. Mean surface energy fluxes over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, **91**, 10585-10606.
- Katz E. J., 1987. Equatorial Kelvin wave in the Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1894-1898.
- Katz E. J., Belevitch R., Bruce J., Bubnov V., Cochrane J., Duing W., Hisard P., Lass H. U., Meincke J., de Mesquita A., Miller L., Rybnikov A., 1977. Zonal pressure gradient along the equatorial Atlantic, *J. Mar. Res.*, **35**, 293-307.
- Katz E. J., Hisard P., Verstraete J. M., Garzoli S. L., 1986. Annual change of the sea surface slope along the equator of the Atlantic Ocean in 1983 and 1984, *Nature*, **322**, 245-247.
- Large W. G., Pond S., 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- McCreary J. P., 1976. Eastern tropical ocean response to changing wind system with application to El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 632-645.
- McCreary J., Picaut J., Moore D., 1984. Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, **42**, 45-81.
- Merle J., 1983. Seasonal variability of the subsurface thermal structure in the tropical Atlantic Ocean, in: *Proceeding of the 14th Liege Colloquium of Ocean Hydrodynamics*, edited by J. Nihoul, Elsevier, New-York, 31-49.
- Merle J., Le Floch J. F., 1978. Cycle annuel moyen de la température dans les couches supérieures de l'Océan Atlantique intertropical, *Oceanol. Acta*, **1**, 3, 271-276.
- Merle J., Arnault S., 1985. Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, **43**, 267-288.
- Merle J., Morlière A., 1988. Toward an operational 3 dimensional simulation of the tropical Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 7, 653-656.
- Merle J., Fieux M., Hisard P., 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, **26**, Suppl. II, 77-101.
- Mesinger F., Arakawa A., 1976. Numerical methods used in atmospheric models, GARP Publ. Ser., No. 17, World Meteorol. Organization, Geneva.
- Moore D. W., Hisard P., McCreary J. P., Merle J., O'Brien J. J., Picaut J., Verstraete J. M., Wunsch C., 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 637-640.
- O'Brien J. J., Adamec D., Moore D. W., 1978. A simple model of equatorial upwelling in the Gulf of Guinea, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 641-644.
- Pacanowski R., Philander S. G. H., 1981. Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451.
- Philander S. G. H., 1986. Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984, *Nature*, **322**, 236-238.
- Philander S. G. H., 1987. Mixing processes in general circulation models of tropical oceans, in: *Further progress in equatorial oceanography*, édité par E. J. Katz et J. M. Witte, Nova Univ. Press, Florida.
- Philander S. G. H., Pacanowski R. C., 1980. The generation and decay of equatorial currents, *J. Geophys. Res.*, **85**, 1123-1136.
- Philander S. G. H., Pacanowski R. C., 1986. A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **91**, 14192-14206.
- Picaut J., 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 18-37.
- Reverdin G., Gouriou Y., du Penhoat Y., 1988. Temperature profiles in 1982-1984. Atlantic Ocean 25°N-25°S, 60°15'E, Rapp. interne, Université Pierre-et-Marie-Curie, LODYC, Paris, France.
- Richardson P. L., Philander S. G. H., 1987. The seasonal variations of the surface currents in the tropical Atlantic Ocean: a comparison of ship drift data with results from a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **92**, 715-724.
- Servain J., Picaut J., Merle J., 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 457-463.
- Servain J., Seva M., Lukas S., Rougier G., 1987. Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984, *Ocean-Air Interactions*, vol. 1, 109-182.
- Verstraete J. M., 1970. Étude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien, *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, **1**, 1-17.
- Verstraete J. M., Picaut J., Morlière A., 1980. Atmospheric and tidal observations along the shelf of the Guinea Gulf, *Deep-Sea Res.*, **26**, Suppl. II, 343-356.
- Voitriez B., 1981. The equatorial upwelling in the eastern Atlantic Ocean, Report of the Final Meeting of SCOR WG 47, Nova Univ. Press, 229-247.
- Weisberg R. H., Colin C., 1986. Equatorial Atlantic Ocean temperature and current variations during 1983 and 1984, *Nature*, **322**, 240-243.