

# **MODELISATION NUMERIQUE D'UN OCEAN TROPICAL APPLICATION AUX VARIATIONS SAISONNIERES ET INTERANNUELLES DE LA TOPOGRAPHIE DE SURFACE DANS L'ATLANTIQUE**

**Yves DU PENHOAT**

## **I INTRODUCTION**

Les lois physiques fondamentales de la circulation océanique sont connues : ce sont les équations de Navier-Stokes qui en sont la base. Cependant elles ne peuvent être résolues analytiquement et tout modèle océanique sera une approximation de la physique complète.

L'utilisation de modèles pour l'étude de la circulation océanique est justifiée à plusieurs titres :

1 - Ils permettent d'explorer le caractère dynamique de la circulation observée, de comprendre les effets des fluctuations des variables atmosphériques sur cette circulation.

2 - Ils permettent aussi d'élaborer des stratégies d'observations pour de futures expériences. Les modèles numériques sont de faible coût comparés aux expériences à la mer ; cependant ces dernières seront toujours nécessaires à la bonne marche et à la validation des modèles.

3 - Ils permettent de simuler ou prédire l'état de l'océan, donc peuvent être utilisés dans un but opérationnel (cf. A. Morlière).

Simuler l'océan est un art qui demande une compréhension du système physique, aussi bien que des techniques numériques. Par exemple, il est important de comprendre les propriétés du schéma numérique choisi et leurs influences sur le problème physique à résoudre.

La première étape consiste à faire une analyse des échelles pour obtenir une approximation cohérente du système, avec une formulation précise qui permet de connaître sous quelles conditions ces approximations restent valides et qui peuvent être vérifiées à posteriori.

Par exemple, pour tous les modèles de circulations, on a :

$$H / L \ll 1 \quad \text{et} \quad H / C_s \ll T$$

T, H et L sont les échelles caractéristiques pour le temps, les mouvements verticaux et horizontaux ;  $C_s$  la vitesse du son. Autrement dit, les mouvements sont peu profonds et lents (comparés à la vitesse du son).

Pour résumer, les approximations permettent :

- 1 - d'éliminer les mouvements qu'on ne veut pas étudier explicitement (c'est important pour la construction d'un modèle numérique car cela permet l'utilisation d'un pas de temps beaucoup plus grand et un temps machine plus réduit) ;
- 2 - d'éliminer les termes trop faibles (comparés à d'autres) pour être calculés avec précision ;
- 3 - de simplifier le système d'équations, et par là de souligner les phénomènes physiques importants.

Il existe essentiellement trois sortes de résolution des équations :

1 - La méthode des différences finies : les équations sont exprimées en termes de variables en différents points de grille. C'est la méthode la plus utilisée pour les modèles de circulation océanique.

2 - La méthode spectrale : c'est une méthode semi-analytique dans laquelle la dépendance de l'écoulement avec une ou plusieurs variables indépendantes est exprimée en série de fonctions continues (souvent orthogonales).

3 - La méthode aux éléments finis : elle repose comme pour la méthode spectrale sur une approximation de la fonction elle-même plutôt que de ses dérivées. Les fonctions choisies ne sont plus orthogonales et sont nulles, excepté dans une région limitée.

Les différentes méthodes ont leurs avantages et leurs inconvénients. En général, les méthodes spectrales donnent des résultats beaucoup plus précis mais peuvent être difficiles à représenter dans un espace physique compliqué : elles sont utilisées uniquement pour des modèles de processus. Au contraire, les éléments finis peuvent être très utiles pour représenter des zones côtières mais ne sont pas numériquement plus précis qu'un schéma aux différences finies. Par contre, ces deux méthodes nécessitent un code plus compliqué que les différences finies. Entre autre, les modèles aux éléments finis sont difficilement vectorisables et demandent beaucoup de temps machine.

Pour les modèles équatoriaux, seules les méthodes aux différences finies ont été utilisées.

La disposition des points de grilles dépend du problème à résoudre : Arakawa (1966) a donné des éléments théoriques qui permettent le choix d'une grille suivant les mouvements que l'on veut modéliser ; par exemple, les variables comme les composantes de la vitesse du courant ou la pression peuvent ne pas être calculés au même point de grille, ni au même instant. De même, l'ordre de précision du schéma est limité par le traitement des conditions à la côte. (Les méthodes atmosphériques peuvent avoir un schéma d'ordre supérieur, car ils n'ont pas ce problème de limites latérales).

Un autre problème à résoudre pour la modélisation océanique est celui des processus importants se produisant à des échelles plus petites que la grille numérique. On doit donc inclure une formulation paramétrique de ces processus en fonctions de variables à grandes échelles. On opère de cette façon pour tous les phénomènes qui sont trop rapides, ou trop petits en terme d'échelle spatiale ; par exemple, la convection océanique, dissipation de quantité de mouvement, le mélange (diffusion) de chaleur...etc...

Il y a également plusieurs choix pour représenter la structure verticale :

- en modes : c'est une forme de représentation spectrale en terme d'une base de fonctions verticales (on résoud un système aux valeurs propres)
- en niveaux, ou en couches : Les modèles océaniques emploient toujours une grille espacée irrégulièrement sur la verticale qui permet une meilleure résolution des processus océaniques proches de la surface ;
- en coordonnées isentropiques : par exemple, la structure verticale est résolue sur des surfaces isopycnes (égales densités). Cette méthode est séduisante pour l'étude de certains phénomènes mais pose des problèmes techniques lorsqu'une couche isopycne "disparaît".

Dans la suite de cette note, on explique comment est construit le modèle que nous utilisons au centre de Brest et nous en montrons quelques applications.

## II. EXEMPLE D'UN MODELE ÉQUATORIAL

Une variété importante de modèles océaniques a été utilisée pour étudier la circulation équatoriale. Cela va du modèle simple linéaire décrivant la couche de surface, au modèle sophistiqué non linéaire, stratifié de façon continue (modèle aux équations primitives). Ces modèles ont produit des solutions réalistes comparées aux observations. Quant aux modèles simples, ils ont prouvé qu'ils étaient des outils nécessaires pour isoler les processus physiques importants et ont également produit des solutions réalistes.

Le modèle que j'utilise a été développé en collaboration avec Mark Cane aux USA (Cane et Patton, 1984) et comporte maintenant plusieurs versions plus ou moins élaborées suivant le but recherché.

### II.1 LE MODELE

C'est le type même du modèle de processus. Il a été conçu pour l'étude des variations basses fréquences, c'est à dire, saisonnières et interannuelles de la circulation océanique, forcée par le vent. Du fait de l'annulation de la force de Coriolis à l'équateur et de la forte stratification en densité de l'océan équatorial, celui-ci répond très rapidement (et fortement) aux fluctuations du vent. De fait, la région équatoriale se comporte comme un guide d'onde, (tout comme les régions côtières), c'est à dire que les perturbations sont piégées au voisinage de l'équateur.

La première approximation consiste à ne plus utiliser les équations sur sphère, mais à projeter les équations sur un plan centré sur l'équateur, plan que l'on appelle le plan bêta équatorial (dans cette approximation, le paramètre de Coriolis  $f = B \cdot y$  avec  $y$  la distance de l'équateur). Cette approximation reste valide théoriquement jusqu'à  $30^\circ$  au delà de l'équateur.

On linéarise ensuite les équations du mouvement par rapport à un état moyen, c'est à dire que l'on étudie les anomalies par rapport à cet état. On justifie cette approximation en soulignant la rapidité de la réponse de l'océan tropical à une force extérieure. De plus, la réponse d'un modèle linéaire permet d'apprécier l'importance des termes non linéaires. On interprète les résultats en fonction des solutions libres du système : les ondes équatoriales basses fréquences, de grandes longueurs d'ondes zonales 1) de Kelvin se propageant vers l'Est), 2) de Rossby (se propageant vers l'Ouest). Bien que ce soit les seules solutions pertinentes pour

les variations saisonnières et interannuelles des variables physiques océaniques, ces équations décrivent aussi les ondes inertielles à beaucoup plus hautes fréquences. Leur présence pose un problème numérique dans les modèles classiques et oblige l'utilisation de pas de temps d'intégration qui sont petits comparés aux échelles de temps qui nous intéressent (quelques heures comparées avec quelques mois).

C'est pourquoi, nous avons développé un modèle qui filtre toutes les ondes excepté les ondes basses fréquences et de grande longueur d'onde, en appliquant une hypothèse dite des ondes longues. Ceci nous permet l'utilisation de pas de temps d'intégration de l'ordre de 10 jours. Le modèle est donc extrêmement rapide, ce qui permet d'utiliser des calculateurs aux ressources modestes et de procéder à de nombreuses expériences.

Le schéma numérique tient compte des particularités du système d'équation, en particulier du fait que, de toutes les solutions libres du système, seul le mode de Kelvin se propage vers l'est.

On écrit la solution sous la forme :

$$(u,v,h) = K(x,t) (H(y),0,H(y)) + (u',v',h')$$

Le premier terme représente les contributions dues aux ondes de Kelvin; le deuxième terme à droite représente tous les modes qui se propagent vers l'ouest. En utilisant les propriétés d'orthogonalités des fonctions propres du système d'équation, on trouve  $K(x,t)$  en résolvant une équation d'onde.

Les équations différentielles qui régissent le reste de la solution sont trouvées en soustrayant l'équation d'onde donnant  $K(x,t)$ . La solution pour  $K(x,t)$  est calculée en utilisant la méthode dite des caractéristiques et le second système est résolu en utilisant un schéma numérique aux différences finies.

On considère le bassin comme étant fermé au Nord et au Sud ( $20^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{S}$ ). Ceci est, bien sûr, une approximation. La présence de ces frontières crée une couche limite artificielle au Nord et Sud du bassin (de l'ordre de  $1^{\circ}$  de latitude) mais ne pollue pas la solution à l'intérieur du domaine d'intérêt ( $15^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ).

La géométrie des côtes est très simplifiée pour deux raisons : la première, parce qu'on s'intéresse à des phénomènes de grande échelle, et la deuxième, parce que la résolution des conditions de radiations pour des portions de côtes sont mathématiquement compliquées et plus difficiles à mettre en oeuvre numériquement lorsque le schéma de côte est très mouvementé.

Pour la structure verticale, on utilise une représentation en modes verticaux, c'est à dire que la structure verticale est projetée sur les fonctions propres verticales. (Résoudre la structure verticale revient à résoudre un problème de Sturm-Liouville). Seuls les 3 premiers modes (fonctions propres) sont utilisés pour obtenir la solution verticale quand on s'intéresse aux variations du niveau de la mer. Pour des variables comme la vitesse, il est parfois bon de prendre en compte les modes supérieurs. Cependant, les trois premiers modes donnent une bonne approximation si on s'intéresse à des phénomènes près de la surface.

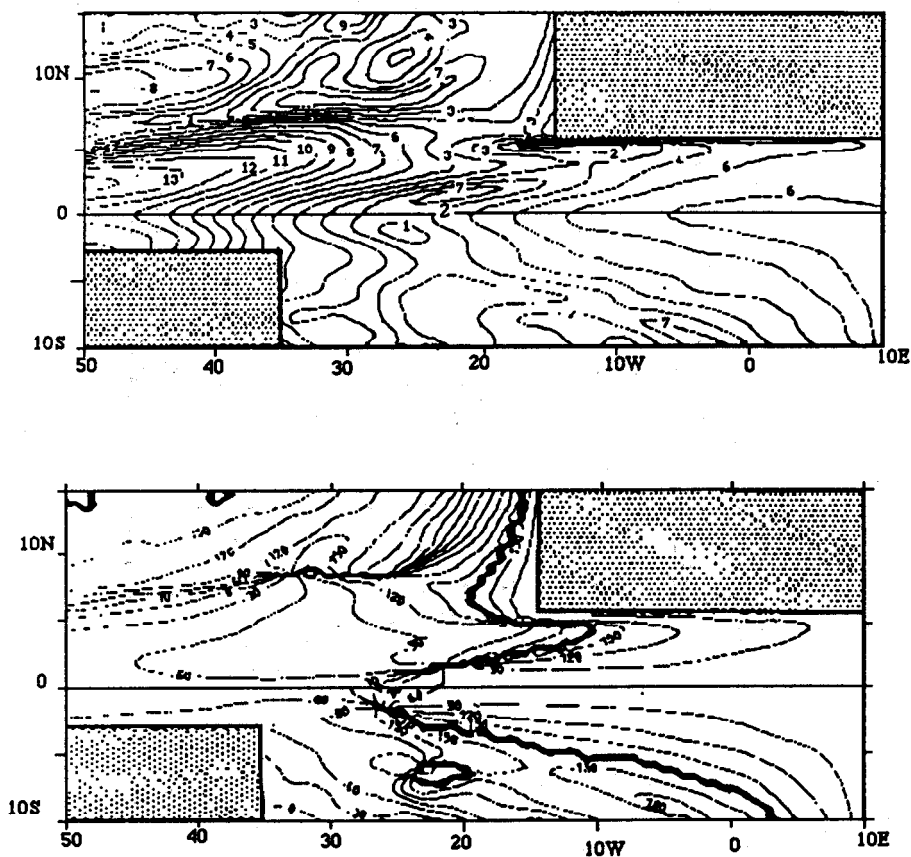
Comme souligné dans l'introduction, il est nécessaire de donner une représentation paramétrique des effets du mélange vertical et horizontal. Cette formulation est quelque peu empirique et varie d'un auteur à un autre. Nous avons utilisé une formulation semblable à celle de McCreary (1984) : le mélange vertical se présente sous la forme d'un coefficient de frottement qui affecte chaque mode de façon différente. Les modes plus élevés sont plus sensibles au frottement que les modes les plus bas, ce qui est physiquement raisonnable. Ces coefficients se trouvent dans une gamme de valeurs qui sont réalistes comparés à ceux que l'on peut déduire de l'observation.

## II.2 EXEMPLES D'UTILISATION DU MODELE

Le premier exemple d'utilisation du modèle est l'étude du cycle saisonnier de l'Atlantique tropical en réponse au vent. La complexité du champ de vent pour les études de modèle a entraîné une distinction entre deux approches théoriques différentes pour expliquer la réponse saisonnière de l'Atlantique tropical. L'une des approches est de modéliser le signal d'upwelling qui a lieu en été dans le golfe de Guinée comme la solution d'un problème aux valeurs initiales. L'accroissement annuel du vent est idéalisé soit, par une fonction type "marche d'escalier", soit par une amplitude qui suit la climatologie. La seconde approche consiste à simuler la réponse totale du bassin comme la solution forcée d'un vent périodique. Nous avons adopté cette seconde approche en utilisant comme champ de vent nécessaire pour forcer le modèle un champ de vent moyen déduit des observations de bateaux depuis le début du siècle. La solution obtenue est la combinaison des ondes forcées de Kelvin, de Rossby, leurs multiples réflexions sur les bords de l'océan en plus de la réponse locale. La solution diffère de celle obtenue par un problème aux valeurs initiales.

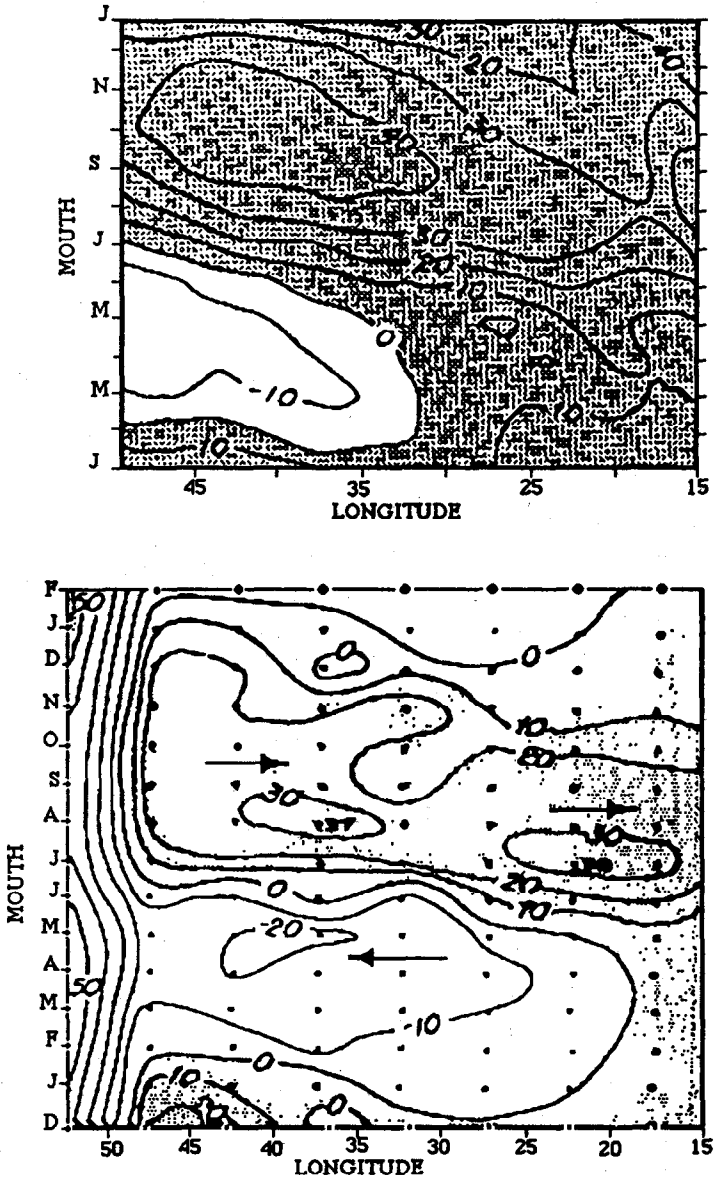
En étudiant ainsi la topographie de la surface, on trouve (figure 1) que la réponse de l'Atlantique équatorial à l'ouest du bassin est principalement locale et pratiquement en équilibre avec les vents d'Est, et que son amplitude annuelle domine le signal. Le modèle confirme que, dans la partie Est, l'upwelling annuel le long de l'équateur n'est pas forcé locale-

ment mais par des actions du vent plus éloignées. L'action locale du vent dans le Golfe de Guinée est de moindre importance.



**Figure 1** - Amplitude et phase du signal annuel de la topographie dynamique de surface calculées par le modèle forcé par le vent climatologique.

La figure 2 montre le résultat de la simulation pour le cycle saisonnier du contre courant Equatorial Nord (CCEN) comparé à celui obtenu à partir des dérives des bateaux marchands. Le nombre des modes verticaux utilisés pour résoudre la structure verticale joue un rôle important dans l'obtention d'un cycle correct pour le CCEN de même que pour le développement d'un sous Courant Equatorial.

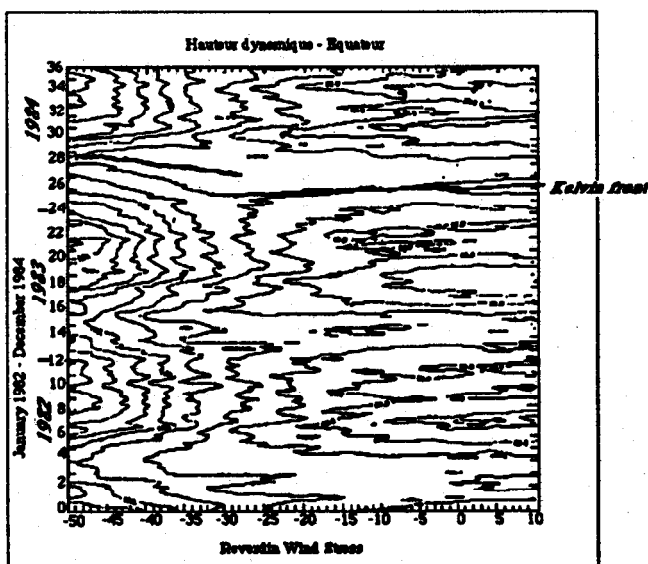


**Figure 2** - Cycle saisonnier du contre courant Nord Equatorial en fonction de la longitude  
 a) calculé par le modèle forcé par les vents climatologiques, b) déduits des données bateaux.



Cependant, ce type de modèle ne donne pas de bons résultats pour les courants de surface à l'équateur bien que la structure de la pente de la surface (ou de la thermocline) soit bien reproduite.

Le second exemple montre la réponse de l'océan pour une année particulière. Par opposition aux vents climatologique qui, par définition, lisse les événements rapides variant d'une année sur l'autre ou n'étant pas résolu par l'intervalle d'échantillonnage, le vent pour une année particulière montre de brusques variations notamment lors de l'intensification des vents en avril ou mai. La réponse océanique peut donc être différente du cycle saisonnier climatique et ne plus être en équilibre avec le champ de vent. Par exemple, la figure 3 représente l'évolution de la topographie de surface le long de l'équateur pour les années 82-84. La présence du cycle saisonnier est bien marquée mais on observe également les différences d'une année sur l'autre et notamment en début 84 l'absence totale de gradient zonal de la topographie à travers le bassin. Cette absence de gradient est créée par un front de Kelvin dû au relâchement anormal des alizés de sud-est. Cette anomalie de topographie de la surface a été observée durant l'expérience FOCAL dont l'ORSTOM était le maître d'oeuvre pour les campagnes à la mer. Elle implique des anomalies importantes du champs de courants et de la structure thermique tant en surface qu'en subsurface.



**Figure 3** - Topographie dynamique de la surface à l'équateur calculée par le modèle forcé par les vents 82-84 (vents Reverdin)

### III. DISCUSSION

Les modèles linéaires tels que celui exposé ici ont été utilisés avec succès pour la description et la compréhension des phénomènes physiques du cycle saisonnier de l'Atlantique tropical. Ils ne permettent pas de tout expliquer, notamment notre modèle ne résout pas explicitement la couche limite du bord ouest. Il ne prétend pas non plus être réaliste dans les zones côtières parce qu'il n'a pas de topographie et parce que ces zones ont une dynamique non linéaire importante. Par contre, son faible coût machine permet de tester diverses hypothèses et de faire des simulations sur un grand nombre d'années, ce qui n'est pas possible actuellement avec un modèle plus important.

Il existe plusieurs versions du modèle. Il a été notamment couplé à un modèle atmosphérique et tourne de façon opérationnelle pour prédire les cycles du phénomène El Nino dans le Pacifique (Zebiak et Cane, 1986). Il a également été utilisé pour déterminer la faisabilité d'expériences à la mer (Reverdin et du Penhoat, 1987) et sert actuellement à tester des méthodes d'assimilation.

### IV. BIBLIOGRAPHIE

ARAKAWA, A., 1966 : Computational design for long term numerical integration of the equations of fluid motion. *J.Comp.Phys.*, 1, 119-143.

CANE, M.A ET R.J. PATTON, 1984 : A numerical model of low frequency equatorial dynamics. *J.Phys.Oceanogr.*, 14, 1853-1863.

MCCREARY, J.P., 1984 : Equatorial beams. *J.Mar.Res.* 42, 395-430.

DU PENHOAT, Y. ET A.M. TRÉGUIER, 1985 : The seasonal linear response of the tropical Atlantic. *J.Phys.Oceanogr.*, 15, 316-329.

DU PENHOAT, Y. ET Y. GOURIOU, 1987 : Hindcasts of equatorial sea surface dynamic height in the Atlantic in 1982-1984. *J.Geophys.Res.*, 92 (C4), 3729-3740.

REVERDIN, G. ET Y. DU PENHOAT, 1987 : Modeled surface dynamic height in 1964-1984 : An effort to assess how well the low frequencies in the equatorial Atlantic were sampled in 1982-1984. *J.Geophys.Res.*, 92 (C2), 1899-1913.

ZEBIAK, S.E. ET M.A. CANE, 1987 : A model El Nino southern oscillation. *Mon.Wea.Rev.*, 115, 2262-2278.