

ASSIMILATION DE DONNÉES ALTIMÉTRIQUES TOPEX/POSEIDON DANS UN MODÈLE DE L'OcéAN PACIFIQUE TROPICAL

ASSIMILATION OF TOPEX/POSEIDON ALTIMETER DATA IN A MODEL OF THE TROPICAL PACIFIC OCEAN.

L. GOURDEAU¹, J. VERRON².

¹ORSTOM, LEGOS, 18 avenue Edouard Belin, 31005 TOULOUSE Cedex

²LEGI, UMR 5519, BP 53 X, 38041 GRENOBLE Cedex

ABSTRACT

A set of assimilation experiments in the tropical Pacific are presented. The SEEK filter method used is a suboptimal version of the Extended Kalman filter in which the error fields are propagated in a reduced order subspace. The dynamical model used (Gent and Cane, 1989) is a high-resolution, primitive-equation non-linear model, and only the residuals of the dynamical height provided by the Topex/Poseidon satellite are assimilated along the ground tracks of the satellite with a 3-day sampling frequency. In the framework of twin-experiments, the method appears to be well performing and all the model variables are constrained by the surface-only observations (Verron et al., 1998). Four years of Topex/Poseidon are then considered in order to assess the assimilating model performances in a real case with regard to independent observations from the TAO array (Gourdeau et al., 1998). Results occur to be significantly better than those provided by the model ran in a free mode, i.e. without assimilation. Assimilation seems therefore capable to compensate some model deficiencies, including those coming from the imperfect wind forcing data. In addition to clear improvements of the system variability, assimilation appears to be able to partly correct for the inability of the model to predict the flow mean state. The results are seen as encouraging, especially because the model version used was not necessarily the most adequate. The use of a model version including salinity and an increased number of vertical levels is now required to exploit the results in the prospect of more oceanographical views. In addition, the joint assimilation of altimetric data and in situ observations (XBT temperature profiles and TAO array observations) should allow to further improve the results, in particular due to a better constraint of the mean state.

1. INTRODUCTION

Le développement des réseaux d'observations in situ ainsi que les observations satellitaires permettent de décrire en partie l'état de l'océan et de suivre des phénomènes aussi importants qu'El Niño dans le Pacifique équatorial. La compréhension des phénomènes physiques peut faire aussi appel utilement à la modélisation. Cette dernière approche devient indispensable dès lors que l'on veut faire de la prédiction océanique ou plus simplement un monitoring tridimensionnel de l'océan sur une séquen-

ce temporelle donnée. La qualité des modèles est dépendante de la physique inhérente à ceux-ci, de la représentation numérique des équations, des paramétrisations utilisées, des conditions initiales, des termes de forçage, etc. Les modèles sont encore loin de décrire la réalité océanique et il apparaît essentiel dans l'optique du monitoring ou de la prédiction de les contraindre par les observations disponibles via des méthodes d'assimilation de données.

Nous présentons ici quelques résultats obtenus par assimilation des données du niveau de la mer issues du satellite Topex/Poseidon dans un modèle aux équations primitives de l'océan Pacifique équatorial. La méthode d'assimilation utilisée, basée sur le filtrage de Kalman étendu, est connue sous le nom de filtre SEEK (Pham et al., 1998) et est applicable à des systèmes de grande dimension ($\sim 10^6$). Dans un premier temps, la méthode a été testée dans le cas d'expériences jumelles où les observations altimétriques sont simulées à l'aide du modèle lui-même. Ces expériences montrent bien la capacité du filtre à propager l'information du niveau de la mer dans les couches de subsurface du modèle et donc à contrôler la structure 4D de l'océan à partir d'une seule information de surface. L'étape suivante est l'assimilation de données de topographie dynamique dans un cas réel. Quatre années de données Topex/Poseidon ont été assimilées entre 1992 et 1996. Les résultats sont confrontés aux observations indépendantes in situ issues des mouillages (Haynes et al., 1991). L'impact de l'assimilation sur les résultats du modèle est quantifié, et les problèmes inhérents à l'assimilation dans un cas réel sont identifiés.

2. L'ASSIMILATION DE DONNÉES

Les méthodes d'assimilation se classent schématiquement en deux catégories issues pour d'une part des théories du contrôle optimal (les méthodes variationnelles) et d'autre part de l'estimation statistique optimale (le filtrage de Kalman et ses dérivés). Le contrôle optimal cherche à ajuster une variable de contrôle (qui est par exemple la condition initiale) afin de déterminer la trajectoire optimale de modèle qui minimise une fonction coût traduisant un ensemble de contraintes (telles que l'écart aux observations). Une formulation élégante du problème mathématique fait appel à l'utilisation de l'adjoint du modèle (Le Dimet et Talagrand, 1986) qui nécessite notamment l'écriture du code adjoint du modèle direct et dépend donc directement du modèle utilisé. Le filtrage de Kalman est une méthode statistique et séquentielle. Elle nécessite une connaissance a priori des covariances d'erreur des observations et de la prédiction. A un instant donné, elle four-



nit un estimé (et une estimation de son erreur) qui est une combinaison linéaire des observations disponibles à cet instant et de la prédiction, telle que sa variance d'erreur soit minimale. Cette méthode est facilement transposable d'un modèle à l'autre mais la taille des matrices à manipuler est hors d'atteinte de la capacité actuelle des ordinateurs. Il est donc nécessaire d'utiliser des versions sous-optimales du filtre. Il est fréquent de définir les erreurs dans un espace de dimension réduite représentant les directions dans lesquelles les corrections sont effectuées (Cane et al., 1996 ; Blanchet et al., 1997). Le filtre SEEK développé par Pham et al. (1998) et utilisé ici, procède de cette approximation mais peut inclure l'évolution dynamique de la base réduite servant à la description des erreurs. Cette capacité supplémentaire s'avère particulièrement nécessaire dans le cas d'écoulements fortement non-linéaires (Brasseur et al., 1998). La base réduite peut être définie de diverses manières : une procédure commune consiste à utiliser les EOFs multivariés calculées à partir d'un ensemble de champs du modèle échantillonnant une période spécifique. On fait donc les corrections dans les directions tangentes à l'attracteur du modèle, où les erreurs ont naturellement tendance à être développées par le système. Le développement mathématique du filtre SEEK est détaillé dans les articles de Pham et al. (1998) et Verron et al. (1998).

Le modèle dynamique utilisé dans le présent travail est le modèle de Gent et Cane (1989). Il s'agit un modèle aux équations primitives à surface libre et gravité réduite. La coordonnée verticale est de type sigma. La version du modèle utilisée ici est une version à 9 couches (correspondant approximativement aux 400 premiers mètres de l'océan) dont des études récentes (Murtugudde et al., 1996) montre qu'elle n'est pas la meilleure version du point de vue des performances océanographiques (notamment en raison du nombre limité de niveaux verticaux et de l'absence de variable salinité) mais qui permet dans un premier temps de tester l'assimilation de données avec un modèle non-linéaire et à haute résolution horizontale. (Ce travail réalisé au centre Orstom de Nouméa était contraint par les moyens de calcul disponibles localement). Le modèle dispose d'une couche de mélange de type hybride (Chen et al., 1994). Le domaine étudié est le Pacifique équatorial dans toute son extension longitudinale et restreint entre 30° N et 30° S en latitude. Le modèle est forcé par les vents mensuels FSU et par les flux de chaleur en surface calculés par la méthode de Seager et al. (1988). A noter qu'il n'y a pas de rappel à la SST dans ce modèle et donc pas de correction de flux comme dans nombre d'OGCM de ce type. Une plus ample description du modèle utilisé ici peut être trouvée dans Verron et al. (1998).

Les observations du niveau de la mer Topex/Poseidon utilisées proviennent du centre AVISO de Toulouse et concernent la période de octobre 1992 à octobre 1996. Les résidus altimétriques sont assimilés tous les 3 jours (un

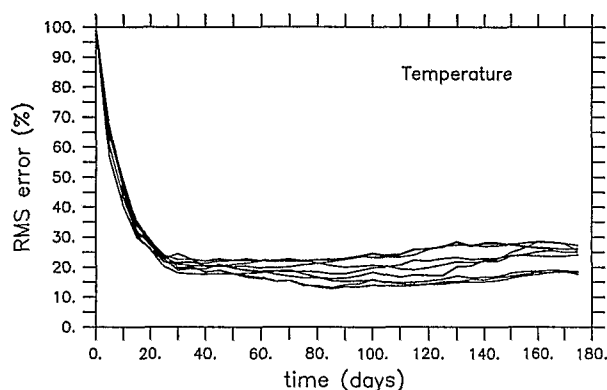


Fig. n°1 : Convergence des différentes assimilations données en RMS (%) en fonction du temps.

sous-cycle de Topex/Poseidon) le long des traces du satellite. Le bruit (supposé "blanc") sur les mesures est estimé à 5 cm RMS (Fu et al., 1994). Les observations in situ (profils de température, niveau de la mer) provenant des 70 mouillages TAO répartis dans la bande équatoriale (8° N-8° S) du Pacifique servent de base de validation pour les résultats d'assimilation.

3. EXPÉRIENCES JUMELLES

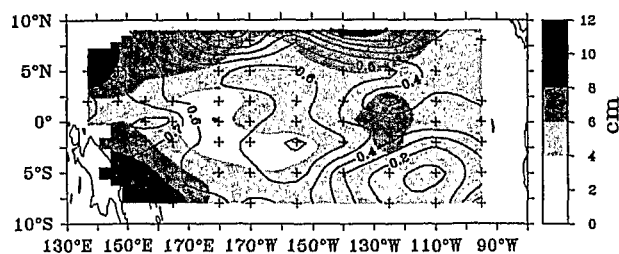
Avant d'assimiler des données réelles, il est important de valider la méthode par le biais d'expériences jumelles. Dans ce contexte, nous avons une parfaite connaissance de la "réalité" fournie par une simulation de référence du modèle. Les observations assimilées sont donc des pseudo-observations altimétriques issues de la simulation de référence et échantillonnées sous les traces de Topex/Poseidon. Le modèle en mode assimilation est initialisé à l'aide d'un champ moyen et on regarde la convergence dans le temps entre l'assimilation (Ass) et la référence (Réf). La méthode d'assimilation nécessite la définition de covariances d'erreur pour les observations et le modèle. Les observations assimilées sont donc bruitées en accord avec la définition des erreurs et le modèle en mode assimilation fonctionne avec un vent bruité, reconnue classiquement comme la principale source d'erreur des modèles tropicaux. La Figure 1 illustre la convergence moyenne sur l'ensemble du bassin de la température pour chacune des couches en fonction du temps. L'erreur résiduelle à un instant donné, $T_{Ass}(t) - T_{Ref}(t)$, est normalisée par l'erreur à l'instant initial, $T_{Ass}(t_0) - T_{Ref}(t_0)$. A la fin de la période test de 6 mois d'assimilation, l'erreur résiduelle se situe entre 15 et 27 % pour la température, soit en valeur absolue des erreurs allant de 0.2° en surface à 0.01° pour la couche du fond. Les autres variables du modèle (profondeur des couches, niveau de la mer, vitesses zonale et

méridienne) convergent de façon similaire. Dans le cadre des expériences jumelles, la qualité du filtre est clairement démontrée et notamment les mesures du niveau de la mer sont capables de contrôler les variables de température et de vitesses du modèle que ce soit en surface ou en subsurface.

4. ASSIMILATION DES DONNÉES TOPEX/POSEIDON

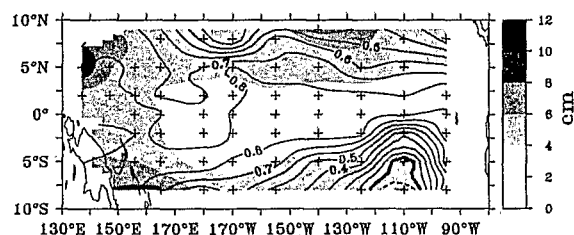
La méthode a été ensuite implantée pour une configuration réelle. Quatre années de données Topex/Poseidon ont ainsi été assimilées de octobre 1992 à octobre 1996 (Gourdeau et al., 1998). L'application de l'assimilation à de vraies données altimétriques (anomalies du niveau de la mer) soulèvent des problèmes spécifiques. Notamment, le fait d'assimiler un résidu de hauteur et non pas une valeur absolue fait que la méthode sera pleinement efficace si l'état moyen sur lequel sont centrées les données (état inconnu) est identique à celui du modèle. De plus, la méthode d'assimilation considère en principe qu'il n'existe pas de biais entre l'état moyen du modèle et la réalité de la période étudiée. Cela est imparfaitement le cas dans la réalité et pose donc le problème de la définition de l'état moyen du système. Dans une situation fortement linéaire comme aux basses latitudes, ce problème est largement lié à l'initialisation des simulations. Souvent, les modèles sont initialisés avec des données climatologiques (par exemple Levitus). Or la climatologie des 4 années considérées est assez différente de la climatologie en raison notamment de la succession des événements El Niño. Ce biais sur les états moyens a été limité ici en initialisant le modèle avec des champs de température provenant d'une base de données XBT et TAO grillées en 4D de l'ORSTOM à Nouméa, et correspondant à la période d'analyse.

Dans un premier temps, on valide le fonctionnement de l'assimilation en comparant les anomalies de niveau de la mer issues du modèle avec et sans assimilation avec les observations indépendantes obtenues aux points de mouillage TAO. Les anomalies de niveau de la mer TAO sont calculées à partir des profils de température et d'une relation TS climatologique. A noter que ce calcul souffre de l'imprécision associée à la variabilité de la salinité qui peut être très importante lors du déplacement zonal du réservoir d'eau chaude (Delcroix et al., 1998). La Figure 2 illustre la différence RMS (en grisé) et la corrélation (isocontours) calculées aux points de mouillage (indiquées par des croix) entre les observations TAO et le modèle sans (Figure 2a) et avec (Figure 2b) assimilation. Le modèle libre donne une comparaison peu satisfaisante avec une corrélation moyenne de 0.49 et une différence RMS de 5.5 cm (Figure 2a). La meilleure comparaison se trouve dans le Pacifique Ouest dans une région relativement stationnaire (0.7 de corrélation). La corrélation plus faible (< 0.6) autour de 180° E peut s'expliquer par les



SLA TAO/MOD

Fig. n°2a : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre le niveau de la mer évalué à partir des observations TAO et le modèle sans assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix).

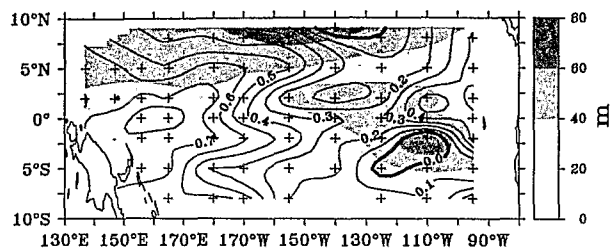


SLA TAO/ASS

Fig. n°2b : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre le niveau de la mer évalué à partir des observations TAO et le modèle avec assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix). Les résultats avec assimilation sont bien meilleurs

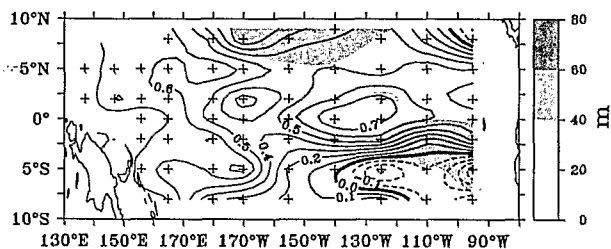
problèmes de salinité mentionnés plus haut. A noter que l'information de salinité contenue dans la mesure altimétrique est assimilée dans une version du modèle qui n'inclut pas la variable de salinité. La corrélation décroît vers l'Est le long de l'équateur et de part et d'autre de celui-ci. Dans l'hémisphère Nord, cela correspond peut être à la difficulté du modèle à simuler les ondes d'instabilité. Cette comparaison illustre en partie les déficiences du modèle liées à son forçage directement et via la couche de mélange (utilisation d'un vent mensuel, calcul du flux de chaleur fonction du vent, de la SST du modèle et d'une couverture climatologique de nuages) qui doivent pouvoir être corrigé par l'assimilation.

L'assimilation a notablement amélioré les performances du modèle avec une corrélation moyenne de 0.66 et une différence RMS moyenne de 4.4 cm. L'effet de l'assimilation est particulièrement important dans la bande 5° N-5° S où la corrélation est de 0.82 et la différence RMS de 3.6 cm. La décroissance de la corrélation avec la latitude existe toujours, surtout au Sud-Est. Dans cette région il y a inadéquation entre les mesures TAO et



ISO20 TAO/MOD

Fig. 3a : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre la profondeur de l'isotherme 20° calculée à partir des observations TAO et le modèle sans assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix).



ISO20 TAO/ASS

Fig. 3b : RMS (exprimée en cm - en grisé) et corrélation (isocontours) entre la profondeur de l'isotherme 20° calculée à partir des observations TAO et le modèle avec assimilation. Ces estimateurs sont calculés aux points de mouillage (indiquées par des croix). Les résultats avec assimilation sont bien meilleurs.

les observations Topex/Poseidon et entre les mesures TAO et le modèle. L'assimilation est particulièrement intéressante par sa capacité à contraindre les structures de subsurface. En guise d'illustration, nous examinons l'impact de l'information altimétrique sur l'isotherme 20° représentant la base de la thermocline. Comme ci-dessus, nous comparons les résultats du modèle avec et sans assimilation, avec la profondeur de l'isotherme 20° observée par TAO (Figure 3). La comparaison entre le modèle libre et TAO (Figure 3a) donne une corrélation moyenne de 0.41 et une différence RMS de 35 m. Les corrélations sont très faibles à l'Est de la ligne de changement de date (0.3) mais atteignent 0.7 dans la Warm Pool. Les différences RMS sont importantes (> 60 m) dans l'hémisphère Nord en particulier dans la région où les structures associées aux courants et à leur variabilité sont très marquées. Cela illustre la relative incapacité du modèle à simuler ces courants. L'assimilation améliore de façon significative les niveaux de corrélation et de différence RMS (Figure 3b)

dans la bande équatoriale et dans l'hémisphère Nord. La légère dégradation dans le réservoir d'eau chaude peut s'expliquer par l'absence de la salinité dans le modèle. L'écart dans la région Sud-Est est toujours présent (et est peu surprenant en raison de l'incompatibilité entre les observations TAO et Topex/Poseidon) et dégrade le résultat. La corrélation moyenne est de 0.45 et la différence RMS moyenne est de 28 m. Pour la bande équatoriale 2° N-2° S la corrélation passe à 0.56 et la différence RMS est de 25 m. Le résultat intéressant est l'amélioration de la différence RMS grâce à l'assimilation où la réduction de l'erreur vis à vis des observations TAO a diminué de pratiquement 30 %. Cela signifie que l'assimilation est en mesure de contraindre en partie l'état moyen du modèle.

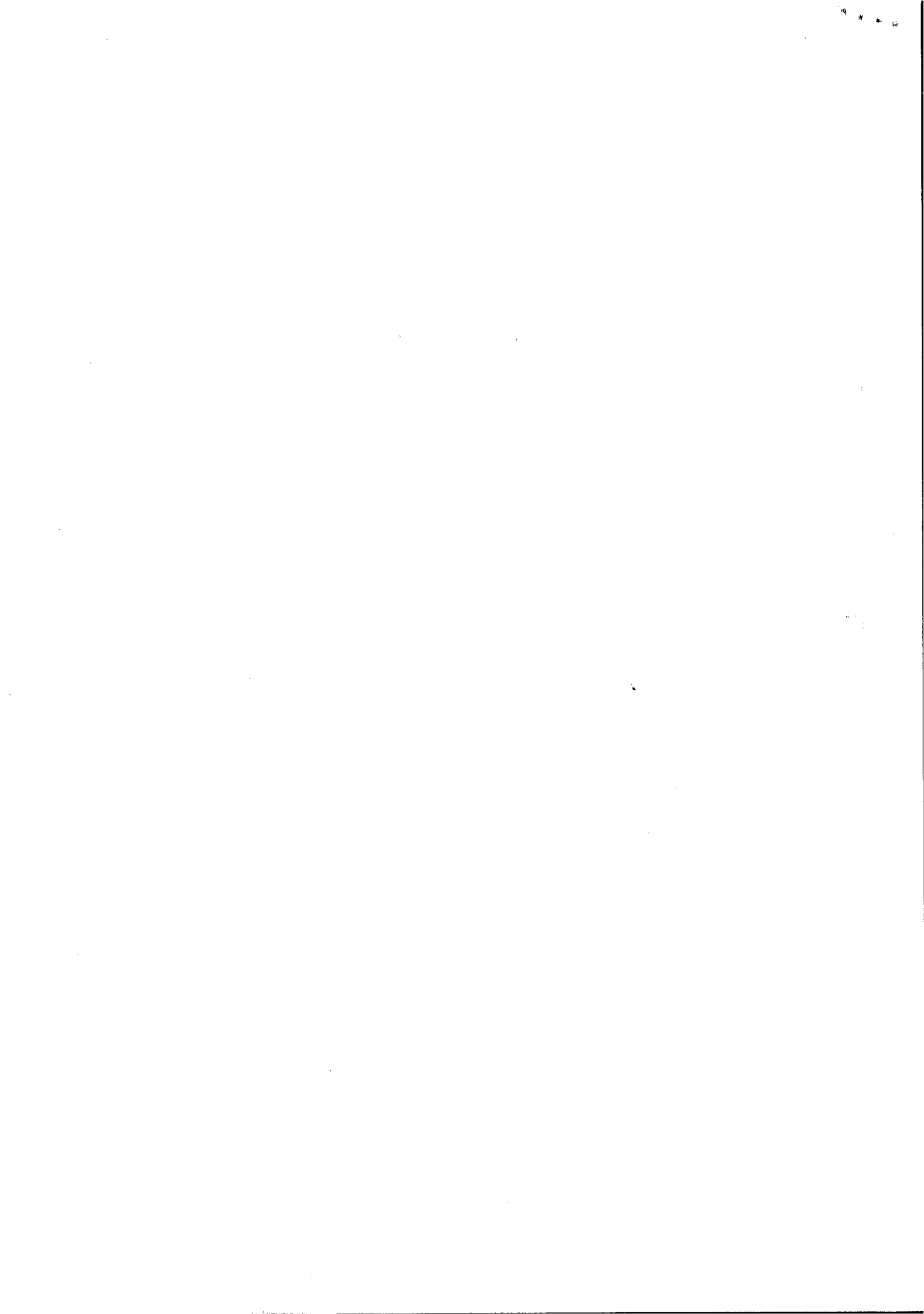
REMERCIEMENTS

Nous remercions Thierry Delcroix et Joël Picaut pour d'utiles échanges et discussions. Jean Verron bénéficiait d'un poste d'accueil à l'ORSTOM lors de la réalisation de ce travail.

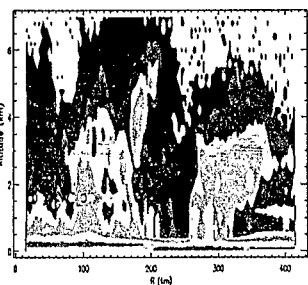
RÉFÉRENCES

- Blanchet I., C. Frankignoul and M. A. Cane, 1997: A comparison of adaptive Kalman filters for a tropical Pacific ocean model. *Monthly Weather Rev.* 125, 40-58.
- Brasseur P., J. Ballabrera and J. Verron, 1998: Assimilation of altimetric observations in a primitive equation model of the Gulf Stream using the steady-state limit of a singular Evolutive Extended Kalman filter. Submitted to *Journal of Marine Systems*.
- Cane M. A., A. Kaplan, R. N. Miller, B. Tang, E. C. Hackert and A. J. Busalacchi, 1996: Mapping tropical Pacific sea level: Data assimilation via a reduced state Kalman filter. *Journal of Geophys. Res.*, 101, C10, 22,599-22,617.
- Chen, D., A. Busalacchi, and L. Rothstein, 1994: The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific ocean. *Journal of Geophys. Res.*, 99, 20, 345-20, 359.
- Delcroix T., L. Gourdeau et C. Hénin, 1998: Sea-surface salinity changes along the Fidji-Japan shipping track during the 1996 La Niña and 1997 El Niño period., *Geophys. Res. Letter*, 25 (16), 3169-3172.
- Fu, L.L., E.J. Christensen, C.A. Yamarone Jr., M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer and P. Escudier, 1994: Topex/Poseidon mission overview. *Journal of Geophys. Res.*, 99, 24369-24381.
- Gent P. R. et M. A. Cane, 1989: A reduced gravity primitive equation model of the upper equatorial ocean. *Journal of Comput. Physics*, 81 (2), 444-480.
- Gourdeau L., J. Verron, T. Delcroix, A.J. Busalacchi et R. Murtugudde Assimilation of Topex/Poseidon altimetric data in a primitive equation model of the tropical Pacific ocean: 1992 - 1996. A soumettre au *Journal of Geophys. Res.*
- Hayes S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi and K. Takeuchi, 1991: TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific ocean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339-347.

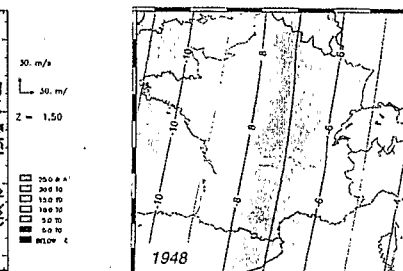
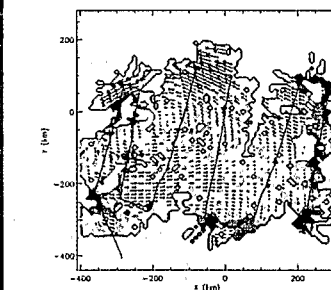
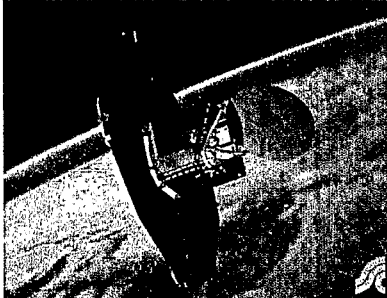
- Le Dimet F. X. et O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observation: theoretical aspects. *Tellus*, 38A, 97-110.
- Murtugudde R., R. Seager and A. J. Busalacchi., 1996: Simulation of the Tropical Oceans with an ocean GCM coupled to an atmospheric mixed layer model. *Journal of Climate*, 9, 1795-1815
- Pham D. T., J. Verron and M. C. Roubaud, 1998a: A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography. *Journal of Marine Systems*, 16, 3-4, 323-340.
- Seager R., S. E. Zebiak and M. A. Cane, 1988, A model of the tropical Pacific sea surface temperature climatology, *Journal of Geophys. Res.* 93, 1265-1280, 1988.
- Verron J., L. Gourdeau, D. T. Pham, R. Murtugudde, A. J. Busalacchi, 1998, An Extended Kalman Filter to Assimilate Satellite Altimeter Data into a non-linear Numerical Model of the Tropical Pacific Ocean: Method and Validation. A paraître au *Journal of Geophys. Res.*



RAPPORT QUADRIENNAL 1995 - 1998

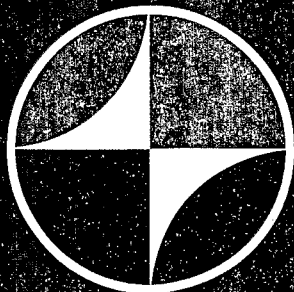


C: (-40, 220)
D: (-30, 200)



XXII^e Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale

Birmingham (Angleterre), du 18 au 30 juillet 1999





RAPPORT QUADRIENNAL

1995 - 1998

Edité par Jean-Pierre Barriot
Observatoire Midi-Pyrénées
14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

LE COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET GÉOPHYSIQUE

HISTORIQUE

