

## **Le modèle DRAKKAR de la variabilité océanique globale, 1958-2004**

J.M. Molines<sup>1</sup>, A.M. Treguier<sup>2</sup>, B. Barnier<sup>1</sup>, L. Brodeau<sup>1</sup>, J. Le Sommer<sup>1</sup>, G. Madec<sup>3</sup>, T. Penduff<sup>1</sup>, S. Theetten<sup>2</sup>, Y. Drillet<sup>4</sup>, C. Talandier<sup>3</sup>, J. Orr<sup>5</sup>, Z. Lachkar<sup>5</sup>

<sup>1</sup>LEGI Grenoble, <sup>2</sup>LPO Brest, <sup>3</sup>LOCEAN Paris, <sup>4</sup>MERCATOR-océan Toulouse, <sup>5</sup>LSCE Saclay

### **Introduction**

Par sa capacité calorifique mille fois supérieure à celle de l'atmosphère, l'océan joue un rôle fondamental dans l'évolution lente du climat de notre planète. Notre compréhension de la variabilité de l'océan reste cependant limitée par le manque d'observations historiques. Toutefois, une grande partie de la variabilité océanique est forcée par l'atmosphère : les vents génèrent des courants, l'évaporation et la pluie modifient la salinité de l'eau de mer, et les flux de chaleur air-mer agissent sur la température. Comme la densité dépend de la température et de la salinité, ces flux atmosphériques génèrent aussi des courants, appelés "circulation thermohaline". Or, l'observation de l'atmosphère bénéficie d'un réseau de mesures depuis les années cinquante. L'état de l'atmosphère sur les 40 à 50 dernières années a pu être restitué grâce aux "réanalyses atmosphériques", par exemple celle, ERA 40, du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (ECMWF, 2002). Il est donc possible, avec un modèle numérique d'océan, de simuler la variabilité des dernières décennies forcée par l'atmosphère. Tel est le but du projet inter-laboratoires DRAKKAR, mené conjointement par des équipes CNRS de Grenoble, Paris, Brest et une équipe du groupement d'intérêt public MERCATOR-Océan à Toulouse, en association avec des partenaires Européens.

Lorsque l'on considère le spectre en fréquence des mouvements de l'océan, on constate que les courants les plus énergétiques sont associés à ce qu'on appelle la "turbulence d'échelle moyenne". Il s'agit de méandres et de tourbillons de 20 à 200 km de diamètre et d'échelle temporelle de l'ordre du mois. Ce sont les analogues océaniques des fameuses "perturbations" atmosphériques, qui font la météo de tous les jours. On n'imaginerait pas un modèle d'atmosphère incapable de représenter l'anticyclone des Açores : c'est pourtant la situation des modèles d'océan dits "de climat", comme la plupart de ceux utilisés pour prédire l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre. Ces modèles d'océan à maille grossière (100km) ne résolvent pas les tourbillons et les fronts, dont on sait pourtant qu'ils jouent un rôle essentiel dans la variabilité du "temps" de l'océan. L'originalité du projet DRAKKAR est d'utiliser un modèle d'océan à haute résolution, capable de représenter (du moins en partie) la turbulence d'échelle moyenne, et d'appliquer ce modèle à des expériences numériques d'intérêt climatique (c'est à dire globales et de plusieurs décennies). Les exigences combinées d'une maille fine, d'un modèle d'océan global et d'une simulation de plus de 40 ans dont le pas de temps n'est que d'une fraction d'heure, résultent en des besoins considérables en calcul. Nous avons pu réaliser notre première expérience en juillet-août 2006 sur la machine Zahir de l'IDRIS. Nous en présentons ici quelques résultats préliminaires.

### **Le modèle d'océan ORCA025**

Le modèle de circulation océanique et de glace de mer ORCA025 est basé sur le système NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, [www.lodyc.jussieu.fr/NEMO](http://www.lodyc.jussieu.fr/NEMO)), qui comprend la version la plus récente du code de circulation océanique OPA9.0 du laboratoire LOCEAN à Paris (Madec, 2006), et le code de glace de mer LIM développé à l'université de

Louvain la Neuve (Fichefet et al., 1997). Le code d'océan résout les équations de la mécanique des fluides (équations de Navier-Stokes) avec des approximations appropriées à l'océan (hydrostatique et Boussinesq). La discrétisation des équations utilise une méthode similaire à celle des volumes finis, et un algorithme original est utilisé pour filtrer les ondes de surface et la houle (Roullet et Madec, 2000). L'écriture du code en fortran 90 et les efforts d'optimisation en calcul vectoriel et parallèle font que NEMO est au niveau des meilleurs codes d'océan sur le plan international. Il est très largement utilisé en Europe et son développement est actuellement l'objet d'un consortium Européen. La configuration globale ORCA025 couvre l'océan mondial; la singularité du pôle Nord (qui, contrairement au pôle Sud, se trouve dans l'océan) nécessite un traitement spécial (Madec et Imbart, 1996). La grille d'ORCA025 est donc tripolaire, et elle est aussi isotrope horizontalement ce qui est indispensable à une bonne simulation de la turbulence océanique. Pour la configuration ORCA025, la résolution nominale est de  $1/4^\circ$ , soit une maille de 28 km à l'équateur devenant plus fine avec la latitude jusqu'à être voisine de 10 km dans l'océan Arctique et le long du continent Antarctique. Avec 46 niveaux verticaux pour représenter la stratification et le relief du fond de l'océan, le modèle comporte en tout  $1442 \times 1021 \times 46 \approx 7 \cdot 10^7$  points de grille. Le raffinement des régions polaires est crucial pour la simulation du climat, car la dynamique y prévalant est fortement contrainte par les fines échelles des passages profonds et des seuils topographiques permettant les échanges entre les différents bassins.

Le code NEMO est parallélisé selon une décomposition de domaines classiques avec MPI (Guyon et al. 1999). Le domaine de calcul est réparti sur 186 processeurs de la machine Zahir (Fig. 1). Le pas de temps est de 1440 secondes. Le forçage du modèle se fait à partir de variables atmosphériques (vent, température de l'air, humidité, flux radiatifs, précipitation et apports des fleuves) et les flux sont calculés par les formules aérodynamiques globales proposées par Large and Yeager (2004).

## La simulation ORCA025-G70

Les données atmosphériques nécessaires au forçage du modèle sont disponibles à partir de 1958. Pour la modélisation des traceurs transitoires (voir dernière section de cet article) il était nécessaire de débiter au plus tard en 1950 : nous avons donc réalisé une première simulation de 8 ans avec un forçage répété de l'année 1958 pour initialiser les traceurs. L'expérience portant sur les années 1958 à 2004 a commencé fin juillet 2006 et s'est terminée début septembre, une production pratiquement sans interruption sur la machine zahir de l'IDRIS (l'été étant une période favorable à la réalisation de grosses expériences). Le coût total de l'expérience est de 179000 heures CPU. Afin d'étudier la méso-échelle il est nécessaire d'archiver les résultats fréquemment (tous les 5 jours) ce qui représente une très grande quantité de données (environ une dizaine de Téra octets). Les modèles d'océan nécessitent un bon équilibre entre la puissance de calcul disponible et la facilité de stockage, ce qui a toujours été un point fort de l'IDRIS.

L'une des grandes difficultés de la modélisation océanique "forcée" consiste à équilibrer les flux atmosphériques. Les incertitudes sur la température de l'air, l'humidité, les vents, les pluies et les flux air-mer sont telles que lorsqu'on calcule l'intégrale des flux de chaleur et d'eau douce sur le globe on trouve souvent un déséquilibre énorme qui conduit à une dérive inacceptable du modèle d'océan. De nombreuses expériences de sensibilité nous ont été nécessaires pour arriver à un équilibrage satisfaisant des flux d'eau douce dans ORCA025-G70. Ces tests nous ont conduits à choisir un forçage mixte combinant certaines variables de la réanalyse ERA40 (vent, température et humidité atmosphérique) avec des mesures directes par satellites pour les dernières décennies (flux radiatifs, précipitations). Grâce aux

ajustements réalisés, la circulation thermohaline mondiale se maintient à des valeurs compatibles avec les estimations issues des mesure *in situ*, et le niveau moyen des océans n'augmente que de 25 cm pendant les 54 ans d'expérience. Cette dernière dérive est irréaliste, puisque la montée observée du niveau des océans serait plutôt de l'ordre de 1 cm pour 50 ans. C'est malgré tout un résultat remarquable puisqu'il est obtenu par un ajustement a priori des précipitations atmosphériques et non par une correction fictive appliquée au cours de l'expérience, une technique utilisée jusqu'à présent au niveau mondial dans toutes les simulations forcées réalisées.

### Decoupage du domaine en processeurs SSH (m) et couverture de glace de mer

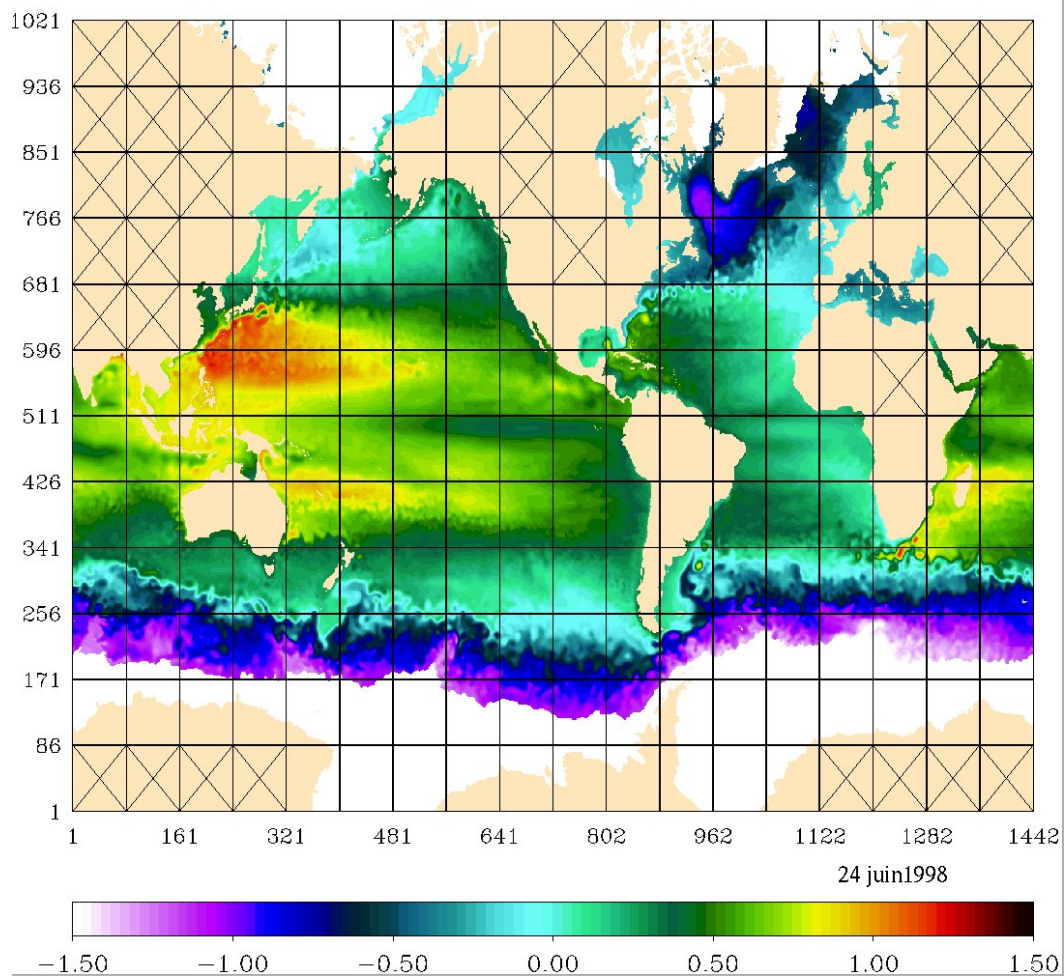


Figure 1 : Découpage du domaine de calcul du modèle de circulation océanique ORCA025 sur 216 processeurs de la machine Zahir de l'IDRIS. Chaque boîte représente le domaine calculé par un processeur. 32 processeurs ne comprenant pas de point océan (marqués d'une croix) ne sont pas pris en compte, ce qui limite le nombre de processeurs utiles à 186 et conduit à une réduction de 15% des coûts de calcul. La variable représentée en couleur sur cette carte est un champ instantané de topographie de la surface océanique (Sea Surface Height); la couverture de glace est indiquée en blanc. Mesurée par altimétrie satellitaire (TOPEX/Poséïdon, JASON, etc.), cette grandeur renseigne sur la direction, l'intensité, les fluctuations des courants et tourbillons de surface. Le modèle numérique permet de compléter en trois dimensions ces données de surface et de mieux comprendre la

*dynamique océanique non directement observable. On remarque la richesse des structures spatiales représentées par le modèle.*

## La turbulence d'échelle moyenne

ORCA025 n'est pas le modèle global à plus haute résolution existant aujourd'hui, puisque des modèles globaux avec une maille  $1/10^\circ$  ont été développés aux Etats-Unis (Maltrud and McClean, 2005), au Japon (Masumoto et al., 2004) ou au Royaume Uni (<http://www.soc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/OC12/>). Cependant, grâce à des solutions numériques originales récemment introduites dans le code NEMO, le modèle ORCA025 représente remarquablement bien la turbulence d'échelle moyenne pour un modèle de sa catégorie. Ceci apparaît sur la figure 2, qui compare l'énergie cinétique turbulente des courants de surface en Atlantique Sud mesurée par l'altimétrie satellitaire et simulée par le modèle. On trouve dans cette région de l'océan deux des systèmes de courant les plus énergétiques au monde : le courant des Aiguilles au sud de l'Afrique et la confluence des courants du Brésil et des Malouines au large de l'Argentine. Des études récentes ont montré que le modèle ORCA025 était plus proche de la réalité que les modèles au  $1/10^\circ$  dans cette zone (Barnier et al., 2006), et que ce succès est dû aux efforts particuliers mis sur les schémas numériques (Le Sommer et al., 2006).

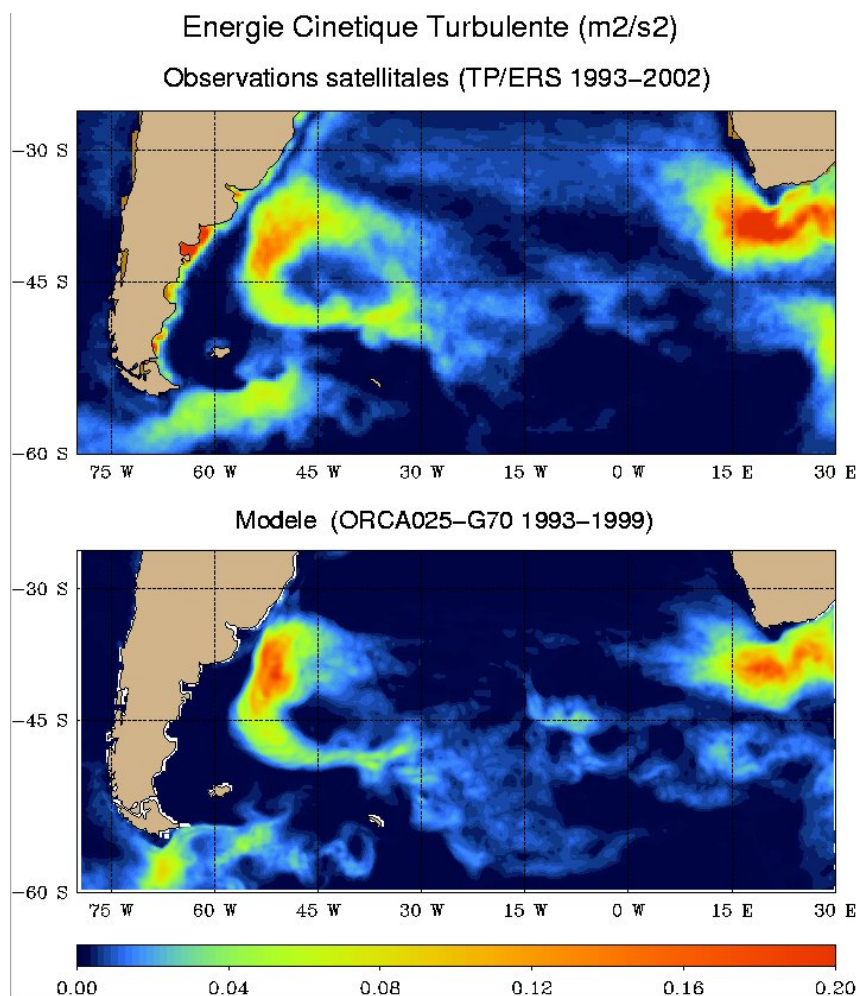


Figure 2 : Energie cinétique turbulente moyenne (en  $m^2s^{-2}$ ) dans l'océan Atlantique Sud estimée à partir des observations satellitaires, et à partir des vitesses calculées par le modèle global ORCA025. Le très bon accord de la distribution spatiale de cette quantité entre le modèle et les observations indique une représentation satisfaisante des processus d'instabilité des grands courants océaniques de cette région que ce soit au niveau de la pointe sud de l'Afrique ou de autour du Zapiola, un mont sous-marin centré autour de  $45^{\circ}W - 45^{\circ}S$ .

Le modèle est bien sur tridimensionnel et fournit des estimations des courants profonds, qui sont beaucoup moins bien connus que ceux de surface car inaccessibles à la mesure par satellite. Ces courants profonds, notamment ceux intensifiés sur les bords Ouest des bassins, sont un maillon clé de la circulation thermohaline mondiale régulant les transferts méridiens de chaleur et donc le climat. Un tel courant de bord ouest est présent au large des côtes du Brésil (Fig.3). Il transporte les eaux froides formées dans les mers Nordiques et subpolaires de l'Atlantique Nord vers l'océan Austral. La déstabilisation de ce courant à  $8^{\circ}S$  a été récemment décrite dans la revue Nature par Dengler et al (2004) à partir de mesures courantométriques; le transport des eaux froides par des tourbillons, plutôt que par un courant permanent laminaire, a des implications importantes pour les échanges avec l'intérieur du bassin. Le modèle reproduit bien cette déstabilisation et la formation de tourbillons qui lui est associée (Fig. 3).

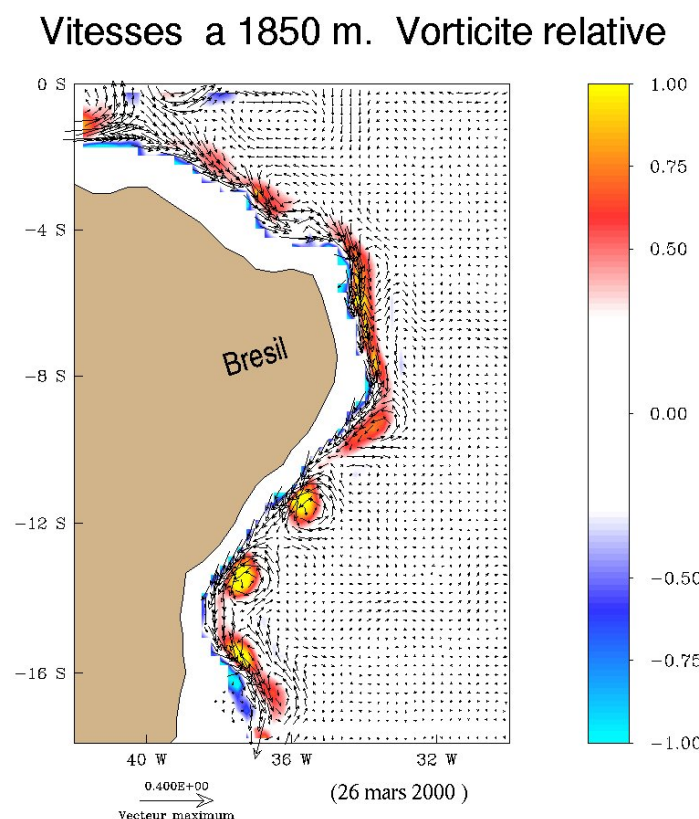


Figure 3 : Destabilisation du courant de bord ouest au large : du Brésil à une profondeur de 1850m. Les vecteurs représentent les vitesses horizontales (m/s). La couleur indique la vorticité relative, c'est à dire la composante verticale du rotationnel de la vitesse (unité :  $10^{-6} s^{-1}$ ); cette quantité met clairement en évidence les tourbillons présents au sud de  $8^{\circ}S$ .

## Evolution temporelle

Les résultats du modèle vont maintenant permettre aux chercheurs associés au projet DRAKKAR d'étudier la variabilité de l'océan sur les dernières décennies. L'un des modes de variabilité les plus connus est le phénomène "El Niño", qui consiste en un basculement de l'ouest vers l'est du contenu thermique de surface de l'océan Pacifique Tropical, avec des conséquences parfois dramatiques sur les pêcheries et les conditions météorologiques des pays bordant l'océan Pacifique, depuis l'Indonésie jusqu'à la Californie. La figure 4 montre que ce phénomène est très bien reproduit par le modèle pour les décennies récentes. Ce résultat n'est pas surprenant : El Niño est contrôlé au premier ordre par des phénomènes de grande échelle qui sont généralement bien reproduit par les modèles de climat forcés. La maille plus fine de ORCA025 va nous permettre de mieux quantifier certaines contributions à El Niño, comme l'effet des ondes tropicales d'instabilité qui apparaissent clairement de part et d'autre de l'équateur dans la figure 4a.

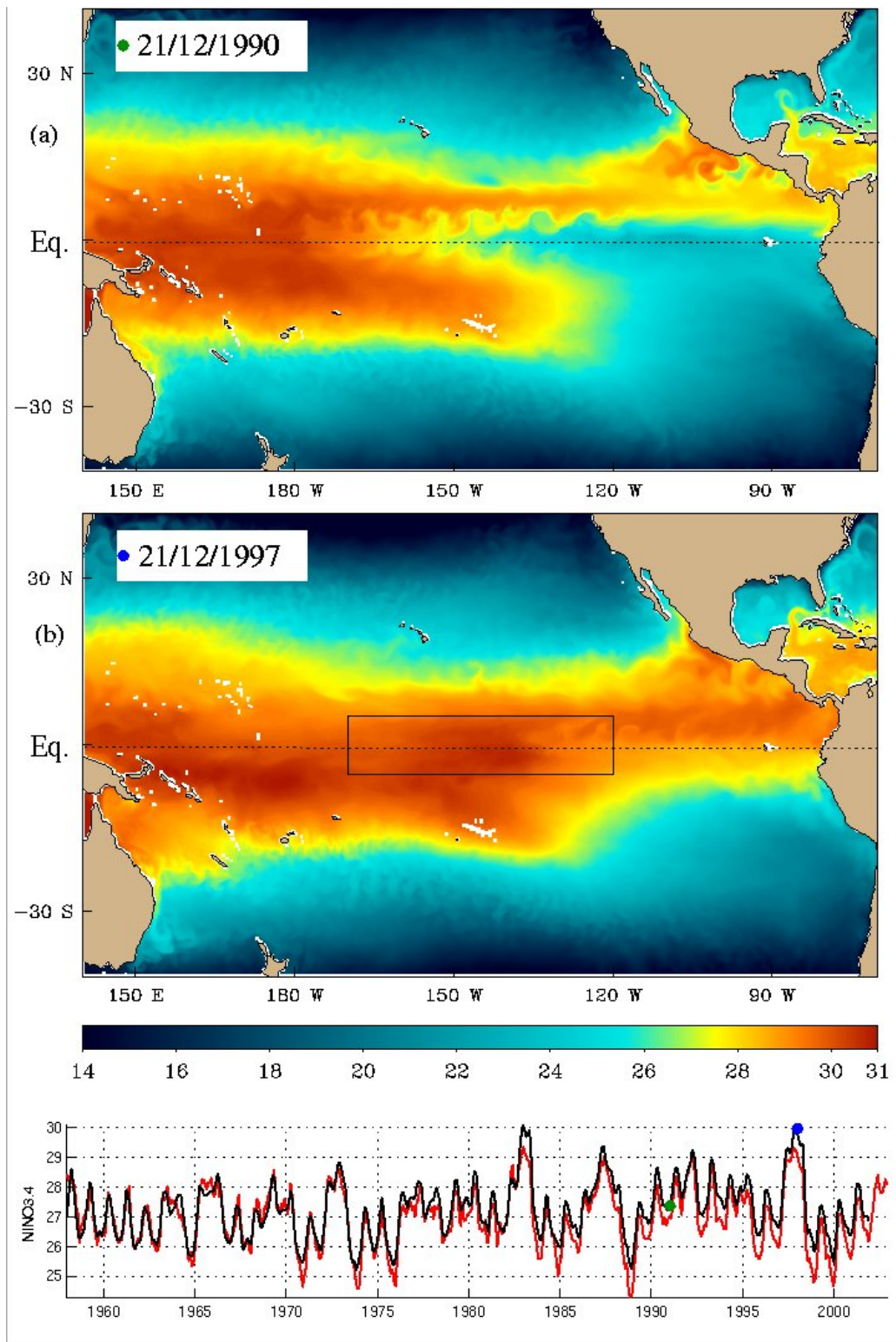


Figure 4 : Température de surface dans le Pacifique Tropical dans le modèle ORCA025. (a) Une situation "normale", hors phénomène El Niño. (b), la situation au maximum de l'El Niño 97-98 : l'eau chaude, habituellement stockée dans le Pacifique Ouest, envahit la partie Est du bassin. Un indicateur de El Niño est la température de surface moyennée dans une boîte (indiquée par un rectangle sur la carte 4b). La série temporelle compare cet indicateur pour le modèle (en noir) et les observations (en rouge, [www.cpc.ncep.noaa.gov](http://www.cpc.ncep.noaa.gov) ; voir par exemple Trenberth et Stepaniak, 2001). Les instants correspondant aux cartes (a) et (b) sont respectivement indiqués par un point vert et bleu. Le biais chaud du modèle est peut-être lié à des vents équatoriaux un peu faibles ou un déficit d'évaporation.

## Traceurs transitoires

L'océan stocke une partie importante (de l'ordre d'un tiers) du CO<sub>2</sub> relâché dans l'atmosphère par les activités industrielles. Pour comprendre l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, il est donc nécessaire d'étudier les mécanismes d'injection d'un traceur dans l'océan ainsi que les échelles de temps mises en jeu. Le CFC-11 (chlorofluorocarbène-11) est un gaz d'origine humaine qui a été injecté dans l'atmosphère à partir de 1930, en de plus en plus grandes quantités jusqu'à l'implémentation dans les années 70s du protocole de Montréal (qui avait pour but de limiter les dommages causés par ce gaz à la couche d'ozone). Le CFC-11 est inactif chimiquement dans l'eau de mer. La mesure de sa concentration dans l'océan a permis de suivre son augmentation dans les eaux de surface et sa lente pénétration dans l'océan profond. L'inventaire du CFC-11 (intégrale sur la verticale) calculé à partir d'observations de la période 1989-1994, est représenté sur la figure 5a. La quantité de CFC-11 présente sur la colonne d'eau est importante en mer du Labrador et en mer d'Irminger, dans la partie Nord de l'océan Atlantique, car ce sont des zones où se produit de la convection qui mélange les traceurs jusqu'à des profondeurs de plus de 1000m. L'inventaire est également important dans le courant Antarctique Circumpolaire où existe un fort mélange vertical. La distribution de CFC-11 constitue donc un moyen puissant pour évaluer le mélange vertical dans les modèles d'océan (Dutay et al, 2002). Pour une complémentarité d'information sur la circulation et une meilleure contrainte sur l'absorption de CO<sub>2</sub> par l'océan, un autre traceur a été aussi simulé dans le modèle ORCA025 : le carbone <sup>14</sup>C injecté dans l'atmosphère par les explosions nucléaires. L'inventaire du CFC-11 dans le modèle (figure 5b) montre que les régions d'injection sont remarquablement bien représentées. Dans certaines régions clés, la quantité totale est trop importante, reflétant sans doute une convection trop profonde dans le modèle notamment en mer du Labrador et dans le courant Antarctique Circumpolaire. Les résultats du modèle montrent une structure fine non résolue par les observations (la figure 5a est construite uniquement à partir des lignes hydrographiques représentées en noir). L'examen des distributions en profondeur, non représentées ici, montre que le modèle au 1/4° reproduit bien la progression des CFC le long des bords ouest, beaucoup mieux que les modèles basse résolution examinés par Dutay et al (2002).

## Conclusion

Avec cette première expérience longue réalisée grâce aux moyens de l'IDRIS, le modèle ORCA025 du projet DRAKKAR affirme sa position au plus haut niveau international en tant qu'outil d'étude de la variabilité de l'océan sur les dernières décennies. Cette position est appelée à se renforcer, d'une part dans le cadre de collaborations Européennes (partage du modèle et coordination d'expériences avec des groupes Allemands et Anglais) et d'autre part grâce à son utilisation pour réaliser les premières "réanalyses océaniques" globales en combinant le modèle avec les données existantes (action de MERCATOR-Ocean prévue à partir de 2008).

Cependant la simulation réalisée cet été est loin de répondre à toutes nos interrogations sur l'océan et son rôle dans le climat. Comprendre le comportement d'ORCA025 nécessitera de rejouer cette expérience plusieurs fois en modifiant la physique utilisée. Il est également souhaitable d'encore mieux résoudre la turbulence d'échelle moyenne, en particulier dans les régions polaires cruciales pour le climat : c'est l'objet d'un projet de modèle global et d'Atlantique nord au 1/12° qui se heurte actuellement à l'insuffisance des moyens de calcul au plan Européen. Enfin, pour discriminer le réchauffement d'origine anthropique de la



variabilité naturelle de l'océan, il faudrait disposer d'une simulation numérique équilibrée, ce qui nécessite une expérience au moins dix fois plus longue (500 ans au lieu de 50 ans) et couplée à un modèle d'atmosphère. La soif des océanographes pour les moyens de calculs n'est donc pas près d'être assouvie!

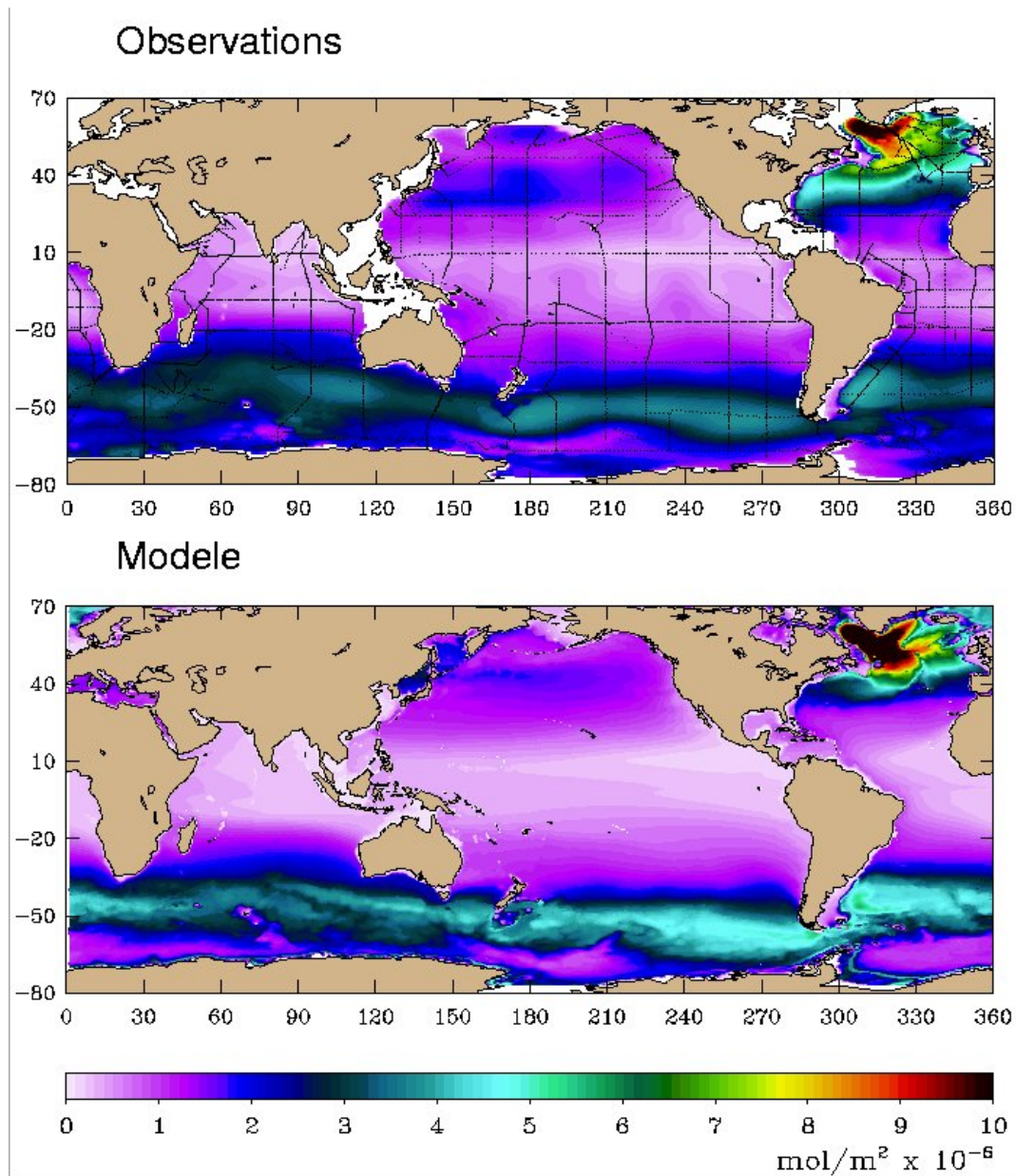


Figure 5 : Inventaire global du CFC-11. a : estimation GLODAP à partir des mesures WOCE collectées entre 1989 et 1994 (lignes hydrographiques indiquées en noir) (Key et al, 2004). b : estimation du modèle basée sur la même période.

## Remerciements

Nous remercions bien sûr particulièrement le centre IDRIS qui nous a permis de réaliser cette expérience dans d'excellentes conditions, ainsi que le comité de programmes "Environnement" (CPI) qui a soutenu notre projet. DRAKKAR est financé par le CNRS-INSU, Mercator-océan, le CNES, le SHOM et l'IFREMER.

## Références

- Barnier B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. Le Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, and B. De Cuevas, 2006 : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution. *Ocean Dynamics*, Vol 4, DOI 10.1007/s10236-006-0082-1.
- DENGLER, M., F. A. SCHOTT, C. EDEN, P. BRANDT, J. FISCHER & R. J. ZANTOPP, 2004: Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8° S, *Nature* 432, 1018–1020
- Dutay, J.-C., J.L. Bullister, S.C. Doney, J.C. Orr, R. Najjar, K. Caldeira, J.-M. Campin, H. Drange, M. Follows, Y. Gao, N. Gruber, M.W. Hecht, A. Ishida, F. Joos, K. Lindsay, G. Madec, E. Maier-Reimer, J.C. Marshall, R.J. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, G.-K. Plattner, J. Sarmiento, R. Schlitzer, R. Slater, I.J. Totterdell, M.-F. Weirig, Y. Yamanaka, A. Yool, 2002: Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11: comparison of 13 global ocean models. *Ocean Modelling* 4 (2002) 89–120
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2002: The ERA-40 Archive. Rapport ECMWF, 40 pp.
- Fichefet T, Morales Maqueda MA (1997) Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J Geophys Res* 102: 12609-12646
- Guyon, M., G. Madec, F.-X. Roux, and M. Imbard, 1999 : A Parallel ocean model for high resolution studies. P. Amestoy et al. (Eds.): Euro-Par'99, LNCS 1685, 603-607.
- Key, R. M., Lee, C. L. S. K., Wanninkhof, R., Bullister, J., Feely, R. A., Millero, F. J., Mordy, C., and Peng, T.-H, 2004.: A Global Ocean Carbon Climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP), *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Large W, Yeager S (2004) Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. NCAR technical note: NCAR/TN-460+STR. CGD division of the National Center for Atmospheric Research.
- Le Sommer J, T. Penduff , S. Theetten , G. Madec, B. Barnier, (2006) How momentum advection schemes affect current-topography interactions in the DRAKKAR 1/4-degree z-coordinate model. *Ocean Modelling*, submitted.
- Madec G, Imbard M (1996) A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dyn*, 12, 381-388
- Madec G, 2006: NEMO, the ocean engine. Notes de l'IPSL, Université P. et M. Curie, B102 T15-E5, 4 place Jussieu, Paris cedex 5, En préparation.

Maltrud ME, McClean JL ( 2005) An eddy resolving global 1/10° ocean simulation. *Ocean Modelling* 8: 31-54

Masumoto Y, Sasaki H, Kagimoto T, Komori N, Ishida A, Sasai T, Miyama T, Motoi T, Mitsudera H, Takahashi K, Sakuma H, Yamagata T, (2004) A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean: Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator). *J Earth Simulator*, 1, 35–56

Roullet, G. and G. Madec, 2000: Salt conservation, free surface and varying volume: a new formulation for Ocean GCMs. *J. Geophys. Res.*, 105 , 23,927-23,942.

Trenberth K.E. and D.P. Stepaniak (2001) "Indices of El Niño Evolution" *Journal of Climate*, (14) 1697-1701.