

PROGRAMME NATIONAL d'ETUDE DU CLIMAT

DEMANDE DE FINANCEMENT 2004 - formulaire détaillé

Rappel : *une demande de financement comprend la fiche abrégée et le formulaire détaillé*

La demande de financement doit parvenir par courrier électronique. L'envoyer en format RTF ou PDF, en document attaché, à : martine.revillon@cnrs-dir.fr. Le document attaché doit être nommé avec les informations minimum suivantes : PNEDC-nom du responsable scientifique. **N.B. Un exemplaire signé par le directeur de laboratoire doit parvenir par courrier postal** à Martine Révillon INSU -BP 287-16-75766 Paris cedex 16

THEME CONCERNÉ : Thème 1 "Le climat de l'Europe et du bassin Méditerranéen et leurs liens avec le bassin Atlantique Nord et le bassin arctique"

RESPONSABLES SCIENTIFIQUES DU PROJET : Thierry Huck (CR CNRS), Mahdi Ben Jelloul (MdC UBO), Christophe Cassou (CR CNRS), Alain Colin de Verdière (prof. UBO), Fabio d'Andrea (CR CNRS), Gaëlle de Coëtlogon (MdC CETP), Claude Frankignoul (prof. UPMC)

LABORATOIRE DU PROPOSANT : directeur Xavier Carton

Laboratoire de Physique des Océans (UMR 6523 CNRS / IFREMER / UBO)
Université de Bretagne Occidentale, UFR Sciences F308, 6 avenue Le Gorgeu
CS 93837, 29238 Brest Cedex 3
Tel. : 02 98 01 65 10 - Fax : 02 98 01 64 68 – Email : thuck@univ-brest.fr

Titre du projet : VARIABILITÉ DÉCENNALE ET PRÉVISIBILITÉ DANS L'ATLANTIQUE NORD

Résumé du projet :

Observations et modèles exhibent des modes de variabilité de périodes interannuelles à interdécennales sur l'Atlantique Nord, le plus important étant la NAO. Notre démarche pour analyser, comprendre et prévoir cette variabilité s'articule autour des questions scientifiques suivantes :

1. Quelle est la réponse océanique, notamment du Gulf Stream, aux changements de la circulation atmosphérique et ses mécanismes ?
2. Quelle est la réponse atmosphériques aux modifications de la circulation océanique (SST, transport de chaleur, ré-émergence d'anomalies de température) et ses mécanismes (linéaire, transitoire) ?
3. Existe-t'il des modes de variabilité naturelle de l'océan ou du système couplé ? quels sont leurs mécanismes conceptuels et leur signature dans des configurations réalistes ?

Liste des personnes collaborant au projet, laboratoire, statut, % du temps dédié au projet

Christophe Cassou	CERFACS-SUC	CR CNRS	40%
Laurent Terray	CERFACS-SUC	chercheur CERFACS	10%
Fabio d'Andrea	LMD	CR CNRS	30%
Claude Frankignoul	LODYC	Professeur UPMC	20%
Gaëlle de Coëtlogon	CETP	MdC CETP	30%
Olivier Arzel	LPO	Doctorant UBO	50%
Mahdi Ben Jelloul	LPO	MdC UBO	50%
Cécile Cabanes	LPO	Postdoc IFREMER	50%
Alain Colin de Verdière	LPO	Professeur UBO	30%
Thierry Huck	LPO	CR CNRS	50%
Guillaume Maze	LPO	Doctorant UBO	100%
Florian Sévellec	LPO	Doctorant UBO	100%
Jérôme Vialard	LODYC	CR IRD	consultant
Charles Deltel	LODYC	postdoc INSU CNES	consultant

Durée du contrat demandé : 1 an renouvelable Montant demandé cette année : 19400 euro

Projet-nouveau

Projet déjà engagé : OUI

Visa *obligatoire* du Directeur de formation :
Xavier Carton

Signature du demandeur :
Thierry Huck

DOSSIER SCIENTIFIQUE

I. Intérêt scientifique

Des modes de variabilité basse fréquence océan-atmosphère ont été mis en évidence dans les observations comme dans les intégrations avec des modèles de circulation générale (GCM) couplés océan-atmosphère. Dans l'Atlantique Nord, ces modes font principalement intervenir l'oscillation nord-atlantique (NAO), la couche superficielle océanique et l'ajustement des gyres subtropicale et subpolaire aux changements du vent et des flux de flottabilité. Par exemple, une analyse de la position du Gulf Stream a montré qu'un déplacement de son axe vers le nord correspondait à une NAO positive. Le déphasage entre forçage et réponse est compris entre 1 et 7 ans (Frankignoul et al. 2001). En fait, à cause des valeurs positives de la NAO durant ces dernières décennies, le Gulf Stream se trouvait dans les années 90 de 50 à 100 km au nord de sa position climatologique.

Une voie efficace pour la compréhension et la maîtrise des phénomènes nord-atlantiques (océan et atmosphère) consiste à utiliser une hiérarchie de modèles pour effectuer conjointement des simulations forcées, couplées ou partiellement couplées. C'est ainsi que nous proposons le présent projet d'études afin de comprendre les rôles interactifs de l'océan nord-atlantique et de l'atmosphère dans les variations du climat en Europe et sa prévisibilité.

1. L'intensité du couplage océan-atmosphère varie d'un modèle à l'autre, l'océan répondant de manière principalement passive à l'échelle décennale au forçage atmosphérique dans le GCM couplé ECHAM1/LSG du MPI Hamburg (Zorita et Frankignoul 1997; Frankignoul et al. 2000) et plus encore dans celui du GFDL (Delworth et Greatbatch 2000), tandis qu'il semble jouer un rôle actif dans le modèle HOPE (Latif et Barnett 1994, Grotzner et al. 1998) ou celui du Hadley Centre (Wu et Rodwell 2002). Les modes décennaux, qu'ils reflètent une réponse active ou passive de l'océan au forçage atmosphérique, font intervenir la réponse de l'intérieur de l'océan au forçage atmosphérique et on cherchera à mieux comprendre les mécanismes de cette réponse à l'aide d'une hiérarchie de modèles océaniques forcés par des structures de vent et de flottabilité plus ou moins idéalisées.
2. Inversement, quelle est la réponse atmosphérique à des anomalies de SST suivant leur localisation (extra-tropicales), ou la résolution du modèle atmosphérique ? On cherchera à évaluer dans quelle mesure cette réponse atmosphérique est linéaire, ou non-linéaire due aux modifications de circulation transitoire. On peut se demander si l'approche précédente est satisfaisante et réaliste, ou si on doit nécessairement considérer le système couplé et s'intéresser plutôt à la réponse atmosphérique à des anomalies de transport méridien de chaleur dans l'océan Atlantique Nord. Ces deux approches seront comparées dans le cadre d'un modèle couplé simplifié et de résolution intermédiaire, forcé par des anomalies prescrites ou paramétrisées de transport de chaleur. On s'intéressera également à la réponse atmosphérique à des anomalies de SST ré-émergentes d'un hiver sur l'autre.
3. On cherchera en parallèle à déterminer les modes de variabilité naturelle grande échelle du système climatique et de comprendre leur mécanisme. Nous développons une approche physique testée sur des modèles de complexité croissante qui permettent l'identification des mécanismes d'excitation de ces modes. Notre objectif est ici de documenter les modes de variabilité de l'océan et du système couplé océan-atmosphère-glace sur des périodes interannuelles à interdécennales, voire plus longues, pour les comparer aux observations et aux modèles les plus réalistes. Notre démarche consiste à chercher des mécanismes conceptuels 'simples' et à les tester dans des configurations de plus en plus réalistes, jusqu'à pouvoir les comparer aux observations. Les interactions océan-atmosphère simplifiées utilisées ici seront à valider en fonction des résultats des 2 parties précédentes. Notre approche inverse se justifie par la difficulté de comprendre ou interpréter les modes de variabilité observés ou modélisés par les systèmes couplés réalistes. Connaissant la signature des modes recherchés, peut-être est-il plus aisé de déterminer lesquels s'expriment dans les observations ou les simulations réalistes et couplées ?

II. Bilan 2003

1. Réponse océanique à la variabilité du forçage atmosphérique

a. Variations du Gulf Stream (CF, GdC, JS)

L'analyse de la variabilité du Gulf Stream et de son lien avec le forçage dans cinq modèles forcés par les données NCEP, commencée dans le cadre du projet PREDICATE, s'est poursuivie après la fin de ce programme. En général, les modèles reproduisent assez bien les observations et font également apparaître l'influence prépondérante de la NAO sur les déplacements méridiens de l'axe du Gulf Stream. Nos travaux démontrent qu'une NAO positive (négative) entraîne un déplacement vers le nord (sud) et une intensification (diminution) du transport du Gulf Stream. La réponse barotrope est très rapide, la réponse barocline maximum après un délai de deux ans après la NAO (contre un an dans les observations), et les modes barotrope et barocline sont couplés. Un article est en cours de rédaction (de Coëtlogon et co-auteurs, en préparation). Nous avons d'autre part commencé à étudier le lien entre la variabilité observée et simulée du Gulf Stream et celle de la circulation Atlantique méridienne moyenne dans les modèles. Ce travail sera approfondi en 2004 et étendu à des simulations effectuées à plus haute résolution avec le modèle de Bergen pour étudier l'influence de celle-ci sur les relations que nous avons pu mettre en évidence. Nous espérons ensuite avoir accès à des simulations qui représentent les tourbillons et donc les gyres de recirculation de manière plus réaliste.

La relation entre Gulf Stream et forçage atmosphérique a également été étudiée dans deux modèles couplés. Cependant, la résolution de leur composante océanique est limitée et il y a des biais importants dans la climatologie des modèles ; l'accord avec les observations semble moins bon d'après nos résultats préliminaires. La comparaison sera poursuivie en 2004.

Modèle de Parsons-Veronis

Pour mieux comprendre la dynamique des variations du Gulf-Stream, le modèle de Parsons-Veronis a été étendu au cas non stationnaire. Ce modèle semi-analytique comprend une couche supérieure légère et active au dessus d'une couche plus lourde au repos qui peut atteindre la surface si le vent est suffisamment fort. La ligne de séparation en surface entre les deux couches définit la position du Gulf-Stream. La mise au point de ce modèle a permis de montrer que la réponse de la ligne de séparation se faisait avec un délai allant de 0 à 4 ans dans le cas d'un forçage harmonique ou stochastique. Elle résulte d'une combinaison entre la réponse d'Ekman instantanée et la réponse retardée due à la propagation des ondes de Rossby. Ces résultats sont en accord satisfaisant avec les observations compte tenu des limitations du modèle et sont en bon accord avec les modèles qui ne résolvent pas les tourbillons.

b. Mode océanique interdécennal (CH, JS, SF, MNH)

Afin d'étudier les possibles interactions entre les mers nordiques et l'Atlantique nous avons développé le modèle simplifié utilisé lors d'études précédentes (Herbaut et al. 2002) pour le rendre plus réaliste. Son domaine a été étendu jusque 75°N tout en rendant plus réaliste ses côtes, et la salinité a été prise en compte. Les mers nordiques et l'océan Atlantique Nord, représentés par des bassins à fond plat, sont séparés par des seuils. Un modèle simple de glace thermodynamique a été couplé au modèle océanique. Les résultats des simulations réalisées avec ce nouveau modèle ont été quelque peu décevants : la représentation des échanges entre les mers Nordiques et le gyre subpolaire n'a pas été suffisamment réaliste pour qu'on puisse étudier leur influence sur l'oscillation précédemment observée dans le gyre subpolaire. Nous avons donc concentré nos efforts sur l'analyse des simulations d'un modèle couplé océan-glace plus réaliste de l'Atlantique Nord et de l'Arctique (cf. thème 1.3).

2. Réponse atmosphérique à la variabilité océanique

a. Influence de la circulation océanique sur la NAO via les anomalies de transport méridien de chaleur (FDA)

Pendant la première année le modèle couplé simplifié a été développé. La partie atmosphérique est tirée de Marshall et Molteni (1993) et la partie océanique est constitué d'une équation pour la couche de mélange inspiré par Frankignoul (1985). Le modèle a été calibré pour reproduire le climat hivernal (hiver perpétuel) de l'hémisphère nord et de nombreuses intégrations de contrôle ont été produites. La performance du modèle dans la reproduction du climat, sa variabilité à haute et basse fréquence etc., reste aussi remarquable que celle de la partie atmosphérique pure (Marshall et Molteni 1993).

Des intégrations ont ensuite été conduites avec un forçage par anomalie flux de chaleur à la surface. Les flux de chaleur ont été prescrits par un modèle stochastique censé représenter sa variabilité induite par la variabilité de la circulation océanique, thermohaline et poussée par les vents. Une série de résultats encourageants ont été obtenus avec ces expériences.

Le forçage par flux de chaleur a un impact visible sur la variabilité atmosphérique, augmentant la variabilité de la NAO dans le modèle aux échelles décennales. De plus, un excès de transport de chaleur vers le nord (sud) dans l'atlantique nord semble être lié à une phase négative (positive) de la NAO. La phase négative de la NAO permet aux ondes transitoires baroclines dans la stormtrack atlantique de réduire le transport de chaleur vers le nord, compensant ainsi l'excès de transport dans l'océan. L'hypothèse de Bjerknes semble donc être confirmé dans ce modèle.

b. Ré-émergence des anomalies de températures océaniques (CC)

Afin de s'affranchir des déficiences conceptuelles des simulations atmosphériques forcées par les anomalies de SST (Barsugli et Battisti 1998), les modèles atmosphériques sont souvent couplés à des modèles de couche de mélange océanique plus ou moins simplifiée. Cette configuration d'expérience numérique est une étape intermédiaire qui a l'avantage de rétablir l'équilibre thermique à l'interface océan-atmosphère à un coût informatique limité. Elle permet également de prendre en compte les mécanismes océaniques verticaux dans la couche mélangée qui pourraient jouer un rôle non négligeable dans la variabilité interannuelle atmosphérique de la région Nord-Atlantique/Europe.

La ré-émergence est un de ces mécanismes. Il est décrit de manière détaillée dans de Coëtlogon et Frankignoul (2003) à partir des observations. Ce terme générique correspond à la réapparition en début d'hiver d'anomalies océaniques de surface créées l'hiver/printemps précédent et piégées sous la couche de mélange océanique d'été très mince. La forte stratification de la colonne océanique en cette saison isole de manière efficace les anomalies thermiques de l'hiver précédent correspondant à la plus ou moins forte convection due au forçage atmosphérique saisonnier. Des structures ré-émergentes sont en particulier associées à la variabilité NAO et pourraient expliquer une partie de sa persistance d'une année sur l'autre. En 2004, nous proposons dans ce projet d'étudier plus avant la réponse atmosphérique aux anomalies de SST ré-émergentes.

3. Modes de variabilité naturelle de l'océan et du système couplé (MBJ, ACdV, TH)

a. Interprétation de la variabilité interannuelle du niveau de la mer dans l'Atlantique Nord

À l'aide de modèles océaniques simplifiés, on s'est attaché à reproduire les variations du niveau de la mer résultant des variations du forçage atmosphérique (vent, flux de chaleur et d'eau douce) sur la période d'observation altimétrique par Topex-Poseidon.

Aux échelles interannuelles, les variations des échanges de chaleur avec l'atmosphère influencent principalement les variations du niveau de la mer (effet stérique). Une reproduction satisfaisante des

observations est obtenue dans une grande partie de l'Atlantique aux moyennes latitudes. Les anomalies de vent sont également importantes : l'ajustement de l'océan met en jeu la propagation d'ondes de Rossby barotrope et baroclines, et peut être aisément calculé à partir de modèles unidimensionnels en modes verticaux. Le mode barotrope est prédominant autour de 50°N, alors que le premier mode barocline domine à des latitudes plus variées, de 10°N à 40°N. Une combinaison du mode barotrope, ajusté instantanément à ces échelles de temps, et du premier mode barocline, reproduit les observations de manière satisfaisante dans une grande partie de l'Atlantique. Néanmoins le modèle reste trop simple pour reproduire précisément les variations du niveau de la mer : l'addition des signaux liés à chaque forçage ne permet pas d'améliorer les corrélations avec les observations (Cabanès et al. 2004, en préparation). Peut-être un modèle de circulation générale ferait mieux l'affaire...

Superposant différents signaux (stériques, modes verticaux) d'origines diverses et indépendantes, le niveau de la mer n'est pas une variable simple à prédire. La difficulté de rationaliser la vitesse de propagation des anomalies observées en est la preuve. Le bassin atlantique est d'autant moins adapté par la relative proximité de côtes dans toutes les directions.

b. Modes de bassin océaniques

Après la démonstration de l'intérêt de la méthode dans un modèle quasigéostrophique barotrope (Ben Jelloul et Huck 2003), le spectre des modes de bassin baroclines a été étudié dans un modèle QG 2 couches forcé par le vent, en exploitant l'hypothèse de grande échelle qui nous permet de conduire un développement multi-échelle faiblement nonlinéaire en nombre de Burger (Ben Jelloul et Huck 2004, soumis).

Les modes de bassin baroclines sont alors advectés par la circulation de Sverdrup barotrope stationnaire. Nous favorisons la régularisation des solutions par la dispersion plutôt que par la dissipation (Spydell et Cessi 2003). Pour les plus grandes échelles spatiales (bassin), considérablement plus grandes que le rayon de Rossby, tous les modes sont neutres. On examine alors leur typologie et leurs caractéristiques fréquentielles et spatiales. Trois types de modes existent pour des vents suffisamment forts pour produire un tourbillon de recirculation avec des contours géostrophiques fermés : les modes de bassin classiques de Rossby mais déformés par les courants moyens qui les excluent de la zone de recirculation, des modes stationnaires et oscillatoires principalement piégés dans les contours géostrophiques fermés. Ces derniers apparaissent aux plus basses fréquences pour un tourbillon de recirculation modéré, mais pour des tourbillons barotropes plus intenses, ils se déplacent à plus haute fréquence et résonent avec les modes de Rossby.

c. Rôle de la salinité dans la variabilité thermohaline

Des oscillations décennales à interdécennales apparaissent spontanément dans les modèles de circulation générale océanique plus ou moins idéalisés forcés par des flux de chaleur et/ou d'eau douce constants, ou par des conditions mixtes (rappel des températures de surface mais flux d'eau douce constants). Nous avons pu montrer qu'elles résultent de deux types de mécanismes distincts et nous mettons en évidence plusieurs manières de les distinguer (Arzel et al. 2004, soumis).

Nous avons comparé la variabilité interdécennale sous forçage de type flux constant et de type mixte dans un modèle océanique basse résolution idéalisé (planétaire géostrophique) dans une configuration d'un seul bassin unihémisphérique à fond plat. Une analyse des bilans de variance montre que la source d'énergie alimentant les perturbations diffère fondamentalement : en flux constant, ce sont les flux méridiens turbulents de chaleur dans la région du courant de bord ouest qui entretiennent les oscillations (Colin de Verdière et Huck 1999, ou instabilité barocline généralisée, suivant de Raaijmakers et Dijkstra 2002) ; alors qu'en conditions mixtes, c'est la combinaison des corrélations positives entre les anomalies de température (donc des flux de chaleur) et de salinité, associées à l'ajustement convectif.

Ces caractéristiques fondamentales devraient fournir des critères objectifs pour permettre d'identifier les mécanismes à l'oeuvre dans des simulations plus réalistes (avec topographie, tourbillons mésoéchelles) et/ou couplées (ou forçage stochastique).

d. Modélisation couplée intermédiaire (OA,ACdV,TH)

Le modèle atmosphérique en moyenne zonale a été largement documenté et validé ; des paramétrisations des tourbillons (type Green 1970) ont été testées afin d'améliorer sa climatologie. Cet outil permet de s'affranchir du choix délicat entre flux constant ou relaxation pour forcer un modèle océanique, aussi nous n'essaierons pas de l'ajuster plus précisément. Il a été couplé au modèle océanique planétaire géostrophique pour différentes configurations d'un bassin à fond plat : unihémisphérique, bihémisphérique symétrique puis avec courant antarctique.

La variabilité interdécennale est omniprésente avec des périodes $O(20)$ ans dépendant sensiblement du schéma radiatif utilisé, mais parfois amortie sur des périodes de quelques centaines à quelques milliers d'années. Finalement, il apparaît que le mode de variabilité fondamental dans la dernière configuration ressemble au mode thermique précédemment étudié en flux constant dans l'hémisphère nord, avec une signature quasiment inexistante dans l'hémisphère sud, mais il est amorti en quelques milliers d'années dans la plupart des cas (Arzel 2004).

e. Interactions basse-fréquence océan-atmosphère dans l'océan austral (GM,ACdV,FDA)

La littérature scientifique depuis une vingtaine d'années fait état de l'existence de schémas climatologiques récurrents de grandes échelles. Ces distributions particulières ont pour certaines une variabilité interannuelle dont l'origine et les mécanismes peuvent être encore mal connus. À partir du formalisme quasi-géostrophique nous nous proposons d'aider à la compréhension d'un de ces schémas de variabilité situé dans l'hémisphère sud: l'onde circumpolaire antarctique (OCA).

L'année 2003 a été consacrée à la mise en place d'un modèle numérique couplé océan-atmosphère. Basé sur la dynamique grande échelle aux moyennes latitudes pour la partie atmosphérique (Marshall et Molteni 1993) et sur la thermodynamique d'une couche de mélange représentant la partie superficielle de l'océan ; le modèle permet l'identification de processus physiques relativement simples.

4. Prévisibilité aux échelles interannuelle à pluridécennale sur la région Atlantique nord Europe

Cette action proposée en 2003 par Laurent Terray (CERFACS) reposait sur le travail de thèse d'Arnaud Jouzeau. Ce dernier ayant décidé d'arrêter sa thèse en septembre 2003, ce projet sur la prévisibilité ne peut malheureusement continuer : une fiche bilan détaillée spécifique à cette partie du projet est présentée en Annexe.

III. Plan de recherche 2004

1. Réponse océanique à la variabilité du forçage atmosphérique

a. Variations du Gulf Stream (CF,GdC)

L'analyse du lien entre la variabilité observée et simulée du Gulf Stream et celle de la circulation Atlantique méridienne moyenne dans les modèles d'océan forcés par les données NCEP sera poursuivie et leur lien avec le forçage atmosphérique approfondi. Nous considérerons en outre des simulations effectuées à plus haute résolution avec le modèle de Bergen pour étudier l'influence de la résolution sur les relations que nous avons pu mettre en évidence. Nous espérons ensuite avoir accès à des simulations qui représentent les tourbillons à méso-échelle et donc les gyres de

recirculation de manière plus réaliste.

b. Mode océanique interdécennal (CH, JS, SF, MNH)

Cette partie est désormais intégralement dans le thème 1.3 coordonné par Gilles Reverdin et Alain Colin de Verdière. Les chercheurs associés ne font plus partie de l'équipe pour 2004.

2. Réponse atmosphérique à la variabilité océanique

a. Influence de la circulation océanique sur la NAO via les anomalies de transport méridien de chaleur (FDA)

Le développement naturel pour la deuxième année est de paramétrer les anomalies de flux de chaleur, qui sont présentement aléatoires, en fonction de la circulation atmosphérique elle-même, en introduisant des feedbacks dans le système, qui pourraient rendre plus réaliste la réponse atmosphérique à la variabilité océanique.

Une première paramétrisation peut utiliser la technique de l'oscillateur retardé. On peut penser que longues périodes de NAO positive peut causer, à l'échelle décennale, une augmentation de l'intensité de la circulation poussée par les vents, augmentant par conséquent le transport de chaleur vers le nord dans l'océan. Cet effet peut être représenté par une structure d'anomalie de flux de chaleur de surface, multipliée par un coefficient proportionnel à l'indice NAO intégré dans le temps sur une dizaine d'années précédents. Czaja et Marshall (2001) ont appliqué cette idée dans un modèle idéalisé : dans ce cas ils prévoient qu'une telle paramétrisation devrait avoir l'effet de réduire la variabilité de la NAO par feedback négatif aux échelles de temps très longues. On devrait donc obtenir une réponse opposée à celle obtenue par flux de chaleur stochastique l'année dernière.

Un autre résultat intéressant regardera la présence de compensation par l'atmosphère des flux de chaleur anormales océaniques. A cause de la définition même de la paramétrisation des flux, et contrairement au cas de flux stochastiques, on prévoit qu'un excès de transport vers le nord dans l'océan s'accompagnera d'une phase positive de la NAO. Comment se modifieront alors les ondes transitoires ?

b. Ré-émergence des anomalies de températures océaniques (CC, GdC)

Le rôle isolé des mécanismes de ré-émergence est difficile à quantifier à partir des observations seules ou des simulations couplées globales de type AOGCM. Nous nous proposons en 2004 de l'étudier plus avant à partir du modèle CAMLOM qui englobe la dernière version du modèle de circulation atmosphérique du NCAR (CAM), un modèle de couche de mélange océanique du CDC-NOAA (MLO) (Alexander et al. 2002) et le module thermodynamique de glace du NCAR (CSIM4). MLO est un modèle « colonne » dont la couche de mélange est une valeur pronostique prenant en compte, en plus des flux de surface classiques, des processus d'entraînement, de la pénétration solaire et d'ajustement convectif. La formulation initiale est inspirée de Gaspar (1988); MLO est basée sur des critères de densité qui tiennent compte de la salinité. Il a 36 niveaux verticaux sur 1500m de profondeur, dont 10 sur les 50 premiers mètres, et possède une bathymétrie réaliste.

Une première simulation de contrôle de 100 ans a été réalisée et donne des résultats prometteurs. Les biais du modèle couplé sont faibles en termes de SST pour l'hémisphère d'hiver (inférieurs à 0.4°C) mais aussi d'extension de couverture de glace. Ils sont plus marqués pour la profondeur de la couche de mélange avec une sous-estimation dans les zones convectives (la couche de mélange plonge cependant à 700-800m environ certaines années). En été la couche de mélange est un peu trop mince. La NAO d'hiver, dans cette simulation, se caractérise par des fluctuations basse-fréquence et nous avons vérifié que les anomalies thermiques associées sont bien piégées dans la subsurface en été avant d'être ré-entraînées l'année suivante. Nous nous proposons en 2004 de

conduire une série d'expérience de sensibilité pour étudier l'effet propre de cette ré-émergence sur l'atmosphère de l'Atlantique Nord. Des simulations d'ensemble de N membres [N=40-50] seront réalisées commençant au mois d'août avec des conditions de subsurface incluant les structures ré-émergentes associées à la NAO extraites à partir de la simulation de contrôle. La linéarité des processus en fonction des phases de la NAO sera analysée. Des expériences supplémentaires où l'on inclura les effets d'advection et d'Ekman qui ne sont pas pris en compte dans les configurations précédentes sont ensuite envisagées. En effet de Coëtlogon et Frankignoul (2003) ont montré leur importance potentielle. Le rôle des fluctuations de glace associées à la ré-émergence sera aussi étudié en activant ou désactivant les composantes glace.

Ce projet repose sur une collaboration avec Clara Deser et Jim Hurrell (NCAR) et Mike Alexander (CDC-NOAA). Un certain nombre d'analyses et de diagnostics seront partagés et les ressources informatiques nécessaires seront essentiellement celles du NCAR.

3. Modes de variabilité naturelle de l'océan et du système couplé (MBJ, ACdV, TH)

a. Interprétation de la variabilité interannuelle du niveau de la mer dans l'Atlantique Nord

Afin de prendre en compte dans un cadre cohérent le forçage par le vent et par les flux de chaleur, un modèle océanique plus sophistiqué sera développé. On cherchera à expliquer principalement les lacunes du modèle précédent pour reproduire les variations du niveau de la mer dans la gamme de latitude 20-30°N. Puis on s'intéressera à la propagation des anomalies de niveau de la mer le long du Gulf Stream (Sutton et Allen 1997).

b. Modes de bassin océanique

Le formalisme employé précédemment pourra être étendu à des interactions nonlinéaires potentiellement déstabilisantes intervenant aux ordres supérieurs en nombre de Burger. L'analyse du spectre des modes de bassin baroclines sera poursuivi dans des dynamiques progressivement plus réalistes, avec des modèles QG et shallow-water à 2.5 couches permettant des interactions instables entre les 2 modes baroclines. Il semblerait que ces dynamiques soient le minimum requis pour obtenir des modes de bassin similaires aux expériences précédentes en modèles planétaires géostrophiques (PG) et aux équations primitives (Huck et Vallis 2001).

En parallèle, les analyses de stabilité linéaires de configuration progressivement plus réalistes de nos modèles PG sont menées afin d'évaluer l'influence des régions équatoriales et tropicales, du courant antarctique circumpolaire et à terme, des autres bassins océaniques (Weijer et Dijkstra 2003). L'objectif est de comprendre la signature du mode multidécennal atlantique, présenté comme un dipôle entre Atlantique Nord et Sud sur des échelles de 65 ans (Mann et al. 1998).

c. Rôle de la salinité dans la variabilité thermohaline centenaire à multimillénaire

À l'aide des outils développés pour les oscillations interdécennales, le rôle de la salinité sera étudié sur les oscillations de périodes centennaires à millénaires de la circulation océanique, afin de déterminer leurs caractéristiques fondamentales mais également estimer leur robustesse au couplage avec l'atmosphère, puis dans un deuxième temps en incluant la glace de mer.

Ces études ont débuté avec un modèle océanique bidimensionnel (latitude-profondeur) qui reproduit bien les 2 modes, centenaire et millénaire (Winton et Sarachik 1993). Une étude de stabilité linéaire permet de retrouver le premier mode et de bien comprendre sa dynamique (boucle de Malkus). Le second a l'air beaucoup moins linéaire.

Le couplage à différents modèles atmosphériques simplifiés déjà développés (EBM, atmosphère en moyenne zonale), ainsi qu'à un modèle de glace rudimentaire, permettront de tester la robustesse de ces modes avec des forçages plus réalistes, mais aussi de voir si de nouveaux apparaissent.

d. Stabilité et variabilité de la circulation générale océanique (FS, TH, ACdV, JV)

Dans le cadre de la thèse de Florian Sévellec au LPO, on cherche à étudier et quantifier la stabilité de la circulation générale océanique et spécifiquement de la cellule thermohaline liée à la formation des eaux profondes dans le nord de l'Atlantique, étant donnée son importance sur le climat passé, actuel et futur de l'Europe. Différents modes de variabilité de la circulation océanique sont décrits dans les observations et les modèles réalistes ou idéalisés. Récemment, des analyses de stabilité de la circulation océanique 2D et 3D, linéaires et généralisées, ont montré l'existence d'oscillations et d'équilibres multiples. On cherche ici à retrouver certains de ces résultats dans un cadre réaliste.

Sur le plan théorique, on étudiera les méthodes d'analyse de stabilité linéaire d'un équilibre puis d'un cycle limite, et leur application. On s'intéressera particulièrement à la théorie de la stabilité généralisée développée pour la circulation atmosphérique par Farrell et Ioannou (1996), afin de comprendre son utilisation dans les modèles de circulation générale océanique.

À l'aide d'un OGCM réaliste (OPA ORCA 2°), on abordera d'abord le problème par une approche directe : on amènera le modèle à l'équilibre et à un cycle saisonnier répété. On cherchera à perturber ces équilibres et à exciter de manière stochastique des transitions vers des oscillations ou d'autres équilibres. Ceci permettra de quantifier la stabilité de la circulation actuelle et sa sensibilité aux perturbations.

Dans un deuxième temps, on étudiera numériquement la stabilité de la circulation moyenne, de manière linéaire d'abord, puis généralisée (Moore et al. 2003) afin de prendre en compte le cycle saisonnier (collaboration avec Jérôme Vialard et Charles Deltel au LODYC). On comparera finalement les perturbations optimales croissant sur un temps fini, avec ou sans cycle saisonnier, aux modes linéaires et à l'approche empirique de la première partie.

e. Interactions basse-fréquence océan-atmosphère dans l'océan austral

L'année 2004 sera consacrée à l'étude des simulations numériques avec lesquelles nous espérons trouver un ou des mécanismes donnant naissance à des modes de variabilité du type de l'OCA. De multiples expériences (réponse atmosphérique à une anomalie de SST, réponse du système couplé à un forçage externe, identification des sources et mécanismes de variabilité...) devraient nous permettre d'apporter des éléments de réponse au débat sur la forme ou tout simplement l'existence (qui ne fait pas l'unanimité dans la communauté) de l'OCA. De manière plus générale il s'agit d'étudier les mécanismes de variabilité climatique de grandes échelles aux moyennes latitudes en géométrie de canal quasi-zonal.

IV. Références citées dans le texte

- Arzel, O., 2004: Mécanismes de variabilité climatique interdécennale dans des modèles idéalisés. Ph.D. thesis manuscript, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 240pp.
- Alexander, M.A., I. Bladé, M. Newman, J.R. Lanzante, N.C. Lau and J.D. Scott, 2002: The atmospheric bridge ; the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, **15**, 2205-2231.
- Barsugli, J. J. and D. S. Battisti, 1998: The Basic Effects of Atmosphere-Ocean Thermal Coupling on Midlatitude Variability. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 477-493.
- Bladé, I., 1999: The Influence of Midlatitude Ocean/Atmosphere Coupling on the Low-Frequency Variability of a General Circulation Model. Part II: Interannual Variability Induced by Tropical SST Forcing. *J. Climate*, **12**, 21-45.
- Boer, G., 2000 : A study of atmosphere-ocean predictability on long time scales. *Clim. Dyn.*, **16**, 429-472.
- Cessi, P., 2000: Thermal feedback on wind-stress as a contributing cause of climate variability. *J. Climate*, **13**, 232-244.
- Cessi, P., and F. Primeau, 2001: Dissipative selection of low frequency modes in a reduced-gravity basin. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 127-137.
- Colin de Verdière, A., and T. Huck, 1999: Baroclinic instability: an oceanic wavemaker for interdecadal

- variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 893-910.
- Collins, M., 2002: Climate predictability on interannual to decadal time scales: the initial value problem. *Clim. Dyn.*, **19**, 671-692.
- Corti, S., F. Molteni, and T.N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802.
- Czaja A. and J. Marshall, 2000: On the interpretation of AGCMs response to prescribed time varying SST anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1927-1930.
- Czaja A. and C. Frankignoul, 2002: Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 606-623.
- Czaja, A., and J. Marshall, 2001: Observations of atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1893-1916.
- de Coëtlogon, G. and C. Frankignoul, 2003: On the persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic. *J. Climate*, **16**, 1364-1377.
- Delworth, T. L., and R. J. Greatbatch, 2000: Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *J. Climate*, **13**, 1481-1495.
- Deser, C. and M.L. Blackmon, 1993: Surface climate variations of the North Atlantic ocean during winter: 1900-1989. *J. Climate*, **6**, 1743-1753.
- Eden C. and J. Willebrand, 2001 : Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation. *J. Climate*, **14**, 2266-2280.
- Farrell, B. F., and P. J. Ioannou, 1996: Generalized stability theory. Part I: Autonomous operators. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2025-2040.
- Frankignoul, C., et K. Hasselmann, 1977: Stochastic climate models, Part II : application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, **29**, 289-305.
- Frankignoul, C., 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.*, **23**, 357-390.
- Frankignoul, C., G. de Coëtlogon, T.M. Joyce and S. Dong, 2001: Gulf Stream variability and ocean-atmosphere interactions. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3516-3529.
- Frankignoul, C., E. Kestenare, N. Sennéchaël, G. de Coëtlogon, F. D'Andrea, 2000: On decadal-scale ocean-atmosphere interactions in the extended ECHAM1/LSG climate simulation. *Clim. Dyn.*, **16**, 333-354.
- Frankignoul, C., P. Muller, and E. Zorita, 1997: A simple model of the decadal response of the ocean to stochastic wind stress forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1533-1546.
- Gaspar, P., 1988 : Modeling the seasonal cycle of the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 161-180.
- Green, J. S. A., 1970: Transfer properties of the large-scale eddies and the general circulation of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 157-185.
- Griffies, S.M., and K. Bryan, 1997a: Predictability of North Atlantic multidecadal climate variability. *Science*, **275**, 181-184.
- Grotzner, A., M. Latif, and T. P. Barnett, 1998: A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM, *J. Climate*, **11**, 831-847.
- Grötzner, A., M. Latif, A. Timmermann, and R. Voss, 1999: Interannual to decadal predictability in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *J. Climate*, **12**, 2607-2624.
- Hakkinen, S., 1999: Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951-1993. *J. Geophys. Res.*, **104**, 10,991-11,007.
- Hannachi, A., 2001: Toward a nonlinear identification of the atmospheric response to ENSO. *J. Clim.*, **14**, 2138-2149
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models. Part I: theory. *Tellus*, **28**, 473-485
- Herbaut C., J. Sirven and A. Czaja, 2001: An idealized model study of the mass and heat transports between the subpolar and the subtropical gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2903-2916.
- Herbaut C., J. Sirven and S. Février, 2002: Response of a simplified oceanic general circulation model to

- idealized NAO-like stochastic forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3182-3192.
- Houssais, M-N., and C. Herbaut, 2002: Variability of the ice export through Fram Strait in 1993-98: the winter 1994-95 anomaly. *Polar Research*, submitted.
- Huck, T., and G. K. Vallis, 2001: Linear stability analysis of the three-dimensional thermally-driven ocean circulation: application to interdecadal oscillations. *Tellus*, **53A**, 526-545.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J.W., and H. Van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Krahmann, G., M. Visbeck, and G. Revedin, 2001: Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1287-1303.
- Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability in the North Pacific/ North American sector. *Science*, **266**, 96-99.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**, 779-787.
- Marshall, J., and F. Molteni, 1993: Toward a dynamical understanding of planetary-scale flow regimes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1792-1818.
- Marshall, J., H. Johnson, and J. Goodman, 2001: A study of the interaction of the North Atlantic oscillation with ocean circulation. *J. Climate*, **14**, 1399-1421.
- Marshall, J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, A. Czaja, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan and M. Visbeck, 2001: North Atlantic Climate Variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climate*, **21**, 1863-1898.
- Mehta, V., M. Suarez, J. Manganello, and T. Delworth, 2000: Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959-1993. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 121-124.
- Molteni, F., S. Tibaldi, and T. Palmer, 1990: Regimes in the wintertime circulation over northern extratropics. Part I: observational evidences. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 31-67.
- Moore, A. M., J. Vialard, A. T. Weaver, D. L. T. Anderson, R. Kleeman and J. R. Johnson, 2003: The role of air-sea interaction in controlling the optimal perturbations of low-frequency tropical coupled ocean-atmosphere modes. *J. Climate*, **16**, 951-968.
- Palmer, T.N. and Z. Sun, 1985: A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 1244-1258.
- Rodwell, M.J., D.P. Rowell, and C.K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320-323.
- Spydell, M., and P. Cessi, 2003: Baroclinic modes in a two-layer basin. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 610-622.
- Sutton, R. T., and M. R. Allen, 1997: Decadal predictability of north atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, **388**, 563-567.
- Sutton, R.T., B.W. Dong, D.L.R. Hodson, and M.J. Rodwell, 2001: Impacts of variations in the Atlantic thermohaline circulation on Twentieth century climate. *Nature*, submitted.
- Sutton R.T. and P-P. Mathieu, 2001: Response of the atmosphere - ocean mixed layer system to anomalous ocean heat flux convergence. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Accepted.
- te Raa, L. A., and H. A. Dijkstra, 2002: Instability of the thermohaline ocean circulation on interdecadal time scales. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 138-160.
- Thompson, D. W., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Zorita, E. and C. Frankignoul, 1997: Modes of North Atlantic decadal variability in ECHAM1/LSG coupled ocean-atmosphere general circulation model. *J. Climate*, **10**, 183-200.
- Van Loon, H., and J.C. Rogers, 1978: The seasaw in winter temperatures between Greenland and northern

- Europe. Part 1: general description. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.
- Wallace, J. M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 791-806.
- Weijer, W., and H. A. Dijkstra, 2003: Multiple Oscillatory Modes of the Global Ocean Circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2197-2213.
- White, W. B., and R. G. Peterson, 1996: An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.
- Winton, M., and E. S. Sarachik, 1993: Thermohaline oscillations induced by strong steady salinity forcing of ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1389-1410.
- Wu, P. and M. Rodwell, 2002: Gulf Stream forcing of the winter North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- Wu, P., and C. Gordon, 2002: Oceanic influence on North Atlantic climate variability. *J. Climate*, **15**, 1911-1925.
- Wunsch, C., 1999: The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. Am. Met. Soc.*, **80**, 245-255.
- Zorita, E., and C. Frankignoul, 1997: Modes of North Atlantic decadal variability in the ECHAM1/LSG coupled ocean-atmosphere GCM. *J. Climate*, **10**, 183-200.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE L'ÉQUIPE

- Arzel, O., 2004: Mécanismes de variabilité climatique interdécennale dans des modèles idéalisés. Ph.D. thesis manuscript, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 240pp.
- Arzel, O., and T. Huck, 2003: Decadal oscillations in a simplified coupled model due to unstable interactions between zonal winds and ocean gyres. *Dyn. Atmos. Oceans*, **37**, 245-270.
- Arzel, O., T. Huck and A. Colin de Verdière, 2004: Distinguishing two types of thermohaline circulation interdecadal variability. *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.
- Ben Jelloul, M., and T. Huck, 2003: Basin modes interactions and selection by the mean flow in a reduced-gravity quasigeostrophic model. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2320-2332.
- Ben Jelloul, M., and T. Huck, 2004: Baroclinic basin modes in a two-layer quasigeostrophic model. *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.
- Cassou, C. and L. Terray, 2001a: Oceanic forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model. *J. Climate*, **14**, 4266-4291.
- Cassou, C., and L. Terray, 2001b: Dual influence of Atlantic and Pacific SST anomalies on the North Atlantic/Europe winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3195-3198.
- Cassou C., L. Terray, J.W. Hurrell and C. Deser, 2004 : North Atlantic winter climate regimes : spatial asymmetry, stationarity with time and oceanic forcing. *J. Climate*, in press.
- Colin de Verdière, A., and M. L. Blanc, 2001: Thermal resonance of the atmosphere to SST anomalies. Implications for the Antarctic circumpolar wave. *Tellus*, **53A**, 403-424.
- Colin de Verdière, A., et T. Huck, 2000 : A 2 degree of freedom dynamical system for interdecadal oscillations of the ocean-atmosphere. *J. Climate*, **13**, 2801-2817.
- Colin de Verdière, A., and R. Tailleux, 2004: The interaction of a baroclinic mean flow with long Rossby waves. *J. Phys. Oceanogr.*, in revision.
- Conil, S., and Z.X. Li, 2002: Influence of the North Atlantic on simulated atmospheric variability. to appear in *Annali di Geofisica*, SINTEX journal special issue.
- Costa, E. D., and A. Colin de Verdière, 2002: The 7.7-year North Atlantic Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 581A, 797-818.
- Costa, E. D., 2003: On the invariance of the first EOF of North Atlantic Sea Level Pressure to temporal filtering. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 14, 1727, doi:10.1029/2003GL017312.
- Czaja, A. and C. Frankignoul, 2002: Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 606-623.
- Czaja, A., A. W. Robertson, and T. Huck, 2002: The role of Atlantic ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic Oscillation variability. In: *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*, J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck Eds., AGU Geophysical Monograph Series, Vol. 134, 147-172.
- D'Andrea, F., R. Vautard, 2000: Reducing systematic errors by empirically correcting model errors. *Tellus*, **52A**, 21-41.
- D'Andrea, F., R. Vautard, 2001: Extratropical low-frequency variability as a low dimensional problem. Part I: a simplified model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1357-1375.
- D'Andrea, F., 2002 : Extratropical low-frequency variability as a low dimensional problem. Part II: stationarity and stability of large scale equilibria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1059-1073.

- de Coëtlogon, G. and C. Frankignoul, 2003: On the persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic. *J. Climate*, **16**, 1364-1377.
- Drévuillon, M., L. Terray, P. Rogel and C. Cassou, 2001: Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis. *Clim. Dyn.*, **18**, 331-344.
- Drévuillon, M., C. Cassou, and L. Terray, 2003: Model study of the wintertime atmospheric response to fall tropical Atlantic sea surface temperature anomalies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **129**, 2591-2611.
- Ferreira, D., C. Frankignoul and J. Marshall, 2001: Coupled ocean-atmosphere dynamics in a simple midlatitude climate model. *J. Climate*, **14**, 3704-3723.
- Février, S., C. Frankignoul, J. Sirven, M.K. Davey, P. Delecluse, S. Ineson, J. Macias, N. Sennéchaël, and D.B. Stephenson, 2000: A multivariate intercomparison between three oceanic GCMs using observed current and thermocline depth anomalies in the tropical Pacific during 1985-1992. *J. Marine Syst.*, **24**, 249-275.
- Frankignoul, C., E. Kestenare, N. Sennechaël, G. de Coëtlogon, F. D'Andrea, 2000 : On decadal-scale ocean-atmosphere interactions in the extended ECHAM-LSG climate simulation. *Climate Dynamics*, **16**, 333-354.
- Frankignoul, C., G. de Coëtlogon, T.M. Joyce and S. Dong, 2001 : Gulf Stream variability and ocean-atmosphere interactions. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3516-3529.
- Frankignoul, C. and E. Kestenare, 2002 : The surface heat flux feedback. Part 1: Estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific. *Clim. Dyn.*, **19**, 633-647.
- Frankignoul, C., E. Kestenare and J. Mignot, 2002 : The surface heat flux feedback. Part 2: Direct and indirect estimates in the ECHAM4/OPA8 coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **19**, 649-655.
- Frankignoul C, Friederichs P, Kestenare E., 2002b : Influence of Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation in the Atlantic_European sector. *Annals of Geophysics*, in press.
- Herbaut C., J. Sirven and A. Czaja, 2001: An idealized model study of the mass and heat transports between the subpolar and the subtropical gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2903-2916.
- Herbaut C., J. Sirven and S. Février, 2002: Response of a simplified oceanic general circulation model to idealized NAO-like stochastic forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3182-3192.
- Houssais, M-N., and C. Herbaut, 2002: Variability of the ice export through Fram Strait in 1993-98 : the winter 1994-95 anomaly. *Polar Research*, submitted.
- Huck, T., G. K. Vallis et A. Colin de Verdière, 2001 : On the robustness of the interdecadal modes of the thermohaline circulation. *J. Climate*, **14**, 940-963.
- Huck, T., G. K. Vallis, 2001: The use of tangent linear model for predicting oscillations of the three-dimensional thermohaline circulation. *Tellus*, **53A**, 526-545.
- L'Héveder, B., and M-N. Houssais, 2001: Investigating the variability of the Arctic sea ice thickness in response to a stochastic forcing. *Clim. Dyn.*, **17**, 107-125.
- Li, Z. X., 2000: Influence of tropical Pacific El Niño on the SST of the Southern Ocean through atmospheric bridge. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3505-3508.
- Li, Z. X., and S. Conil, 2002: A 1000 year simulation with the IPSL ocean atmosphere coupled model. to appear in *Annali di Geofisica*, SINTEX journal special issue.
- Li, Z. X., and S. Conil, 2003: Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. *J. Climate*, **16**, 3993-3998
- Menendez, C.G., A.C. Saulo, and Z.X. Li, 2001: Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. *Climate Dynamics*, **17**, 219-231.
- Mignot, J. and C. Frankignoul, 2003: On the interannual variability of surface salinity in the Atlantic. *Clim. Dyn.*, **20**, 555-565.

- Sirven, J., C. Frankignoul, G. de Coëtlogon and V. Taillandier, 2002 : On the spectrum of wind-driven baroclinic fluctuations of the ocean in the midlatitudes. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2405-2417.
- Sirven, J. and C. Frankignoul, 2000: Variability of the thermocline due to a sudden change in the Ekman pumping. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1776-1789.
- Terray, L., and C. Cassou, 2000: Modes of low-frequency climate variability and their relationships with land precipitation and surface temperature: application to the Northern Hemisphere winter climate. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **14**, 339-369.
- Terray, L., and C. Cassou, 2002: Tropical Atlantic sea surface temperature forcing of quasi-decadal variability over the North Atlantic European region. *J. Climate*, **15**, 3170-3187.
- Zhou, T.J., and Z.X. Li, 2002: Simulation of the East Asian Summer Monsoon using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, **19**, 167-180.

MOYENS DONT DISPOSE LE PROPOSANT ET QUI SERONT AFFECTÉS À LA RÉALISATION DU PROJET

1. Chercheurs et laboratoires impliqués

NOM	LABORATOIRE	FONCTION	Participation au projet	
			participation	Expertise
Christophe Cassou	CERFACS-SUC	CR CNRS	40%	
Laurent Terray	CERFACS-SUC	chercheur CERFACS		10%
Fabio d'Andrea	LMD	CR CNRS	30%	
Claude Frankignoul	LODYC	Professeur UPMC	20%	
Gaëlle de Coëtlogon	CETP	MdC CETP	30%	
Olivier Arzel	LPO	Doctorant UBO	50%	
Mahdi Ben Jelloul	LPO	MdC UBO	50%	
Cécile Cabanes	LPO	Postdoc IFREMER	50%	
Alain Colin de Verdière	LPO	Professeur UBO	30%	
Thierry Huck	LPO	CR CNRS	50%	
Guillaume Maze	LPO	Doctorant UBO	100%	
Florian Sévellec	LPO	Doctorant UBO	100%	
Jérôme Vialard	LODYC	CR IRD		OPA tangent adjoint
Charles Deltel	LODYC	Postdoc CNES		OPA tangent adjoint
Total : 14	5		540%	

2. Equipement disponible pour la réalisation du projet (préciser dans quel laboratoire)

- CERFACS, LMD, LODYC, LPO : stations de travail unix et linux
- heures de calcul NEC à l'IDRIS
- heures de calcul au NCAR (CC)

Aucun autre financement attribué ou demandé dans le cadre des programmes INSU ou européen.

BUDGET

1. FONCTIONNEMENT

CERFACS : 1000 euro (1 publication)

LODYC : 2000 euro (frais de publication)

LPO : 3000 euro (publications)

2. MISSIONS

CERFACS : 800 euro (2 voyages Toulouse-Paris)

LMD : 1600 euro (2 missions à Brest, 2 missions à Toulouse)

LODYC : 2000 euro (une réunion nationale, une mission à Bergen)

LPO : 6000 euro (8 missions Brest-Paris, 1 participation EGU 2004, 1 participation école d'été)

3. ÉQUIPEMENT SPÉCIFIQUE

LPO : 3000 euro (station de travail avec disque de stockage pour sorties OPA)

	<i>CERFACS Cassou</i>	<i>LMD D'Andrea</i>	<i>LODYC Frankignoul</i>	<i>LPO Huck</i>	<i>TOTAL</i>
<i>Chercheurs (%)</i>	40	30	50	430	540
Fonctionnement	1000	0	2000	3000	6000
Missions	800	1600	2000	6000	10400
Équipement	0	0	0	3000	3000
TOTAL (euro)	1800	1600	4000	12000	19400

TOTAL GÉNÉRAL DES CRÉDITS DEMANDÉS (HT) : 19400 euro

Fiche bilan PNEDC 2003 : Prévisibilité

Cette fiche bilan détaillée présente les actions sur la prévisibilité décennale qui ont été accomplies pendant l'année 2003 dans le cadre de la thèse d'Arnaud Jouzeau et du projet PNEDC coordonné par Thierry Huck A. Jouzeau, ayant pour des raisons personnelles, décidé d'arrêter sa thèse en Septembre 2003, ce projet sur la prévisibilité ne peut malheureusement continuer car il en était l'artisan principal. C'est pourquoi il n'apparaît plus dans la demande 2004.

Motivation and main objective of the project

The Atlantic thermohaline circulation (THC), by its key role in the transport of heat from the Tropics to high latitudes, is essential in the maintenance of the current climate over the North Atlantic Europe region. A 200-year simulation performed using the coupled general circulation model ORCALIM2/ARPEGE3 has shown decadal to multi-decadal fluctuations of the strength of the THC (for more details about this experiment, see "Climatology and Interannual to Decadal Variability diagnosed from a 200-year Global Coupled Experiment", CERFACS Technical Report TR/CMGC/03/30). This work took place in the framework of both PREDICATE and PNEDC projects. The main goal of these projects was to assess the potential predictability of such fluctuations and to examine the extent to which such predictability may lead to predictable variations in climate that may be relevant to society. Two 25-year long ensembles of predictability experiments were conducted from the control simulation, contrasting opposite phases of the low frequency fluctuations of the thermohaline circulation (THC). In the following, the experimental set-up is presented, together with the different predictability diagnostics used. Results are then commented briefly.

1. Data and method

1.1 Methodology

The predictability of THC variations is studied using a "perfect model" or "perfect ensemble" approach. By perturbing the initial conditions of an AOGCM and measuring the spread of initially near-by model trajectories, the limit of first-kind or initial condition predictability may be assessed. The experiments represent an upper limit of the predictability characteristics based on having a perfect model and perfect initial conditions. While this situation is never likely to be achieved in practice, perfect ensemble studies are useful in identifying the potential for climate predictability that may, one day, be realized through the development of operational systems.

To measure the spread of model trajectories, three different diagnostics are used. The first one is called the Anomaly Correlation Coefficient (ACC), which measures the correlation between the predictability experiments and the control run. A value of 1 indicates a perfect forecast, a value of 0 no skill. For historical reasons, a value of 0.6 is taken as a threshold. The second diagnostic is the Root Mean Square Error (RMSE), which measures the deviations of model trajectories from the control run, summing up the measurements, and then taking the square root of the sum. The forecast is accurate while the RMSE remains less than $\sqrt{2}$ times the climatological RMS. The last diagnostic is a normalized ratio of variance, which measures the ratio of the variance of model trajectories and the control simulation variance. The score is 0 for a perfect forecast and 1 is the predictability threshold.

1.2 Experimental set-up

Two 25-year long predictability experiments have been carried out. Each experiment contains 6 individual trajectories. The first experiment (Figure 1) starts from an initial oceanic state corresponding to a high phase of the THC (hereafter RP experiment). The second experiment starts from a low phase of the THC (hereafter RM experiment).

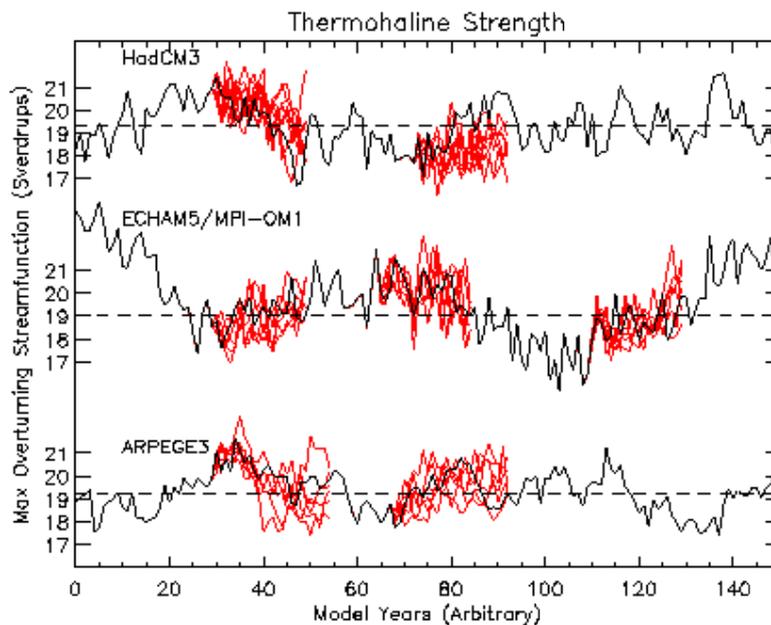


Figure 1: THC strength for three models of the PREDICATE project. The lowermost is the ARPEGE3/ORCALIM2 coupled model. Individual trajectories for each predictability experiment are shown (red lines). RP from year 30 yr, RM from yr 65. Figure taken from *Collins et al (2003)*.

2. Results: potential predictability of the modelled climate system in the North Atlantic region

Figure 2a shows that, for all predictability indexes, when taking a strengthened THC as initial condition, the forecast remains accurate for about 10 years. After this period, there's a rapid drop-off in less than one year. Concerning North Atlantic Sea Surface Temperature (SST), the resulting forecast index doesn't vary very much with the averaging region (Figure 2b and 2c). In both cases, when looking at the ACC, the predictability falls down very quickly the first year but returns to high values of predictability the following years. Moreover, there seems to be predictability for longer when averaging over the whole North Atlantic than over the 40°N-60°N band. On the other hand, when looking at the RMSE and the ratio of variance plots, the opposite conclusion is drawn: there's more predictability when the averaging region is the 40°N-60°N band than when it is the whole North Atlantic. In any case, the predictability of the North Atlantic SSTs is weak and strongly depends on the index chosen to measure it. For Tropical SSTs (Figure 2d), predictability is even weaker when looking at the ACC. With the other indexes, there's some predictability the first year and occasionally after.

For atmospheric variables such as the North West Europe Surface Air Temperature (SAT) and the NAO index (Figure 2e and 2f), the predictability remains very weak, except by chance. The Labrador Sea Mixed Layer Depth (Figure 2g) is predictable for about 2 years.

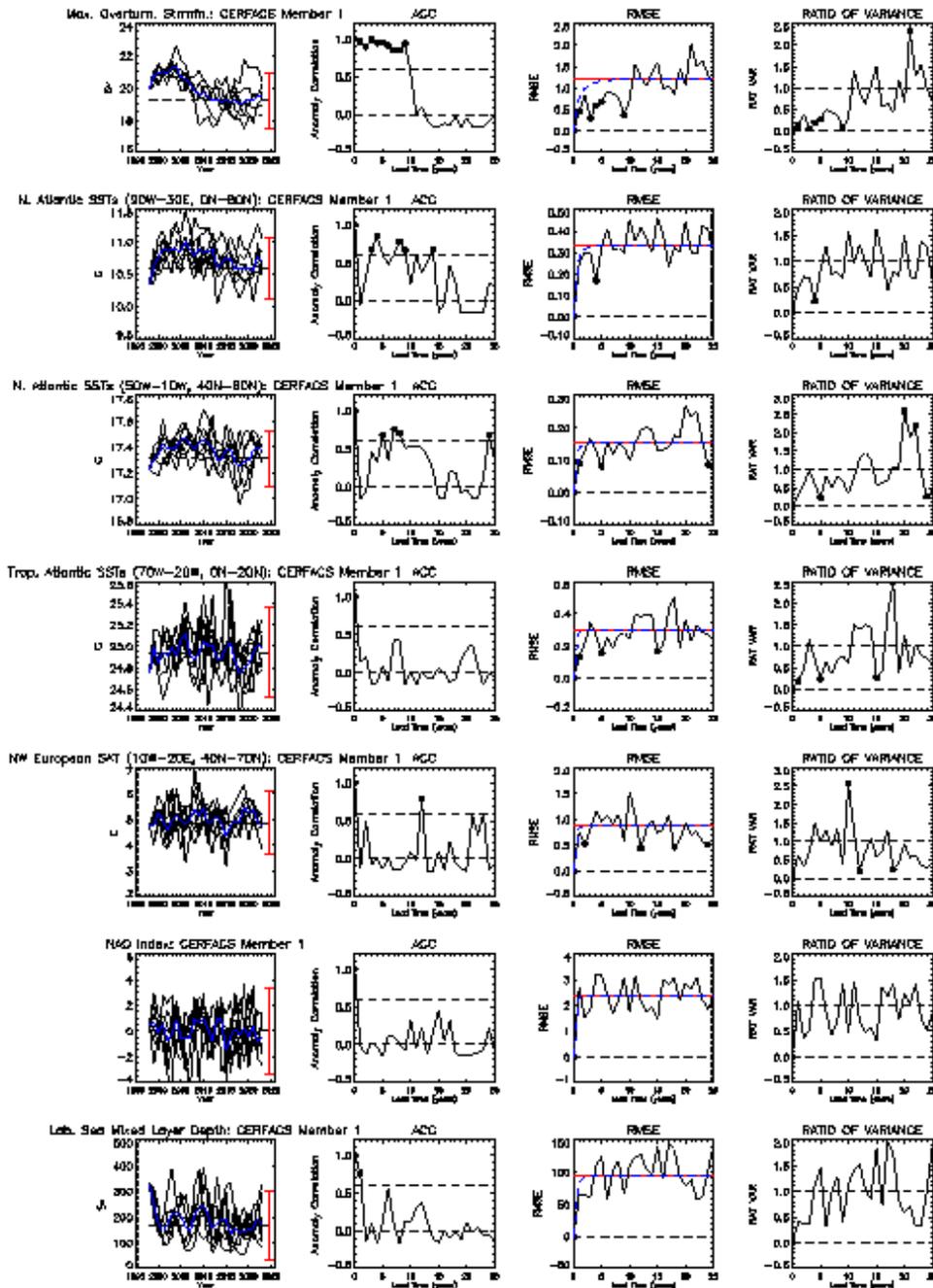


Figure 2: Annual mean RP predictability indexes as defined in section 1.1 for (a) the THC, (b) the North Atlantic SST averaged in the region 0°N-80°N, 90°W-30°E, (c) the North Atlantic SST averaged in the region 40°N-60°N, 50°W-10°W, (d) the Tropical Atlantic SST averaged in the region 0°N-20°N, 70°W-20°W, (e) the North West European land SAT averaged in the region 40°N-70°N, 10°W-20°E, (f) the NAO index, and (g) the Labrador Sea Mixed Layer Depth. Significant values are marked by a black filled circle. Figure was taken from *Collins et al (2003)*.

In the case of the ensemble experiment starting from a low value of the THC index, the predictability is weaker than in the RP experiment for all variables (Figure 3), except the Tropical Atlantic SSTs where predictability remains at one year, and the Labrador Sea Mixed Layer Depth where predictability remains at 2 years. The predictability of the THC index drops off to 2-3 years. All the forecasts presented before were made using annual means. When looking at seasonal means (not shown), there's no improvement of the predictability.

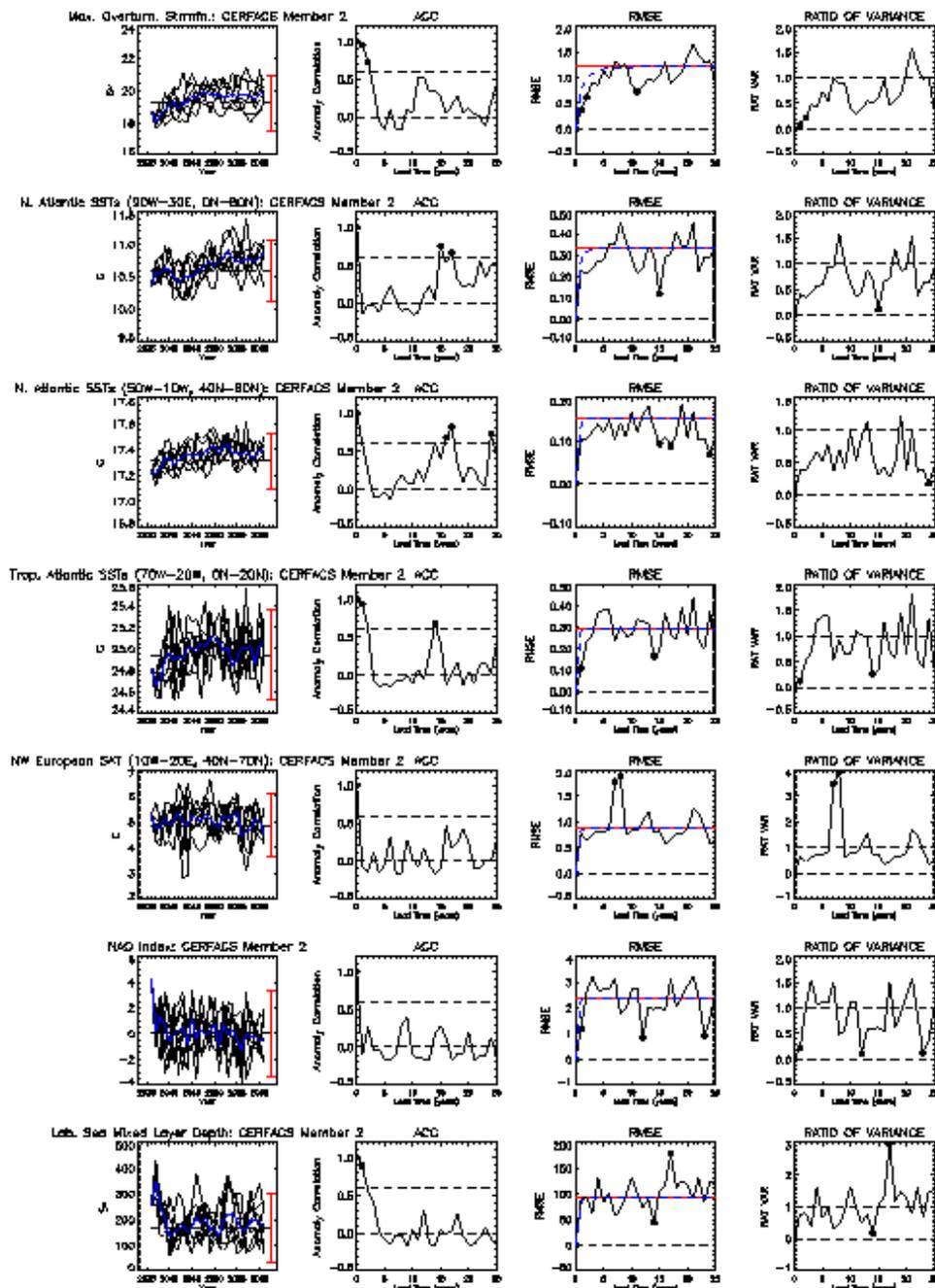


Figure 3: As in Figure 2 but for RM experiment.

3. Impact moyen de la phase de la circulation thermohaline (THC) sur les variables climatiques

3.1 Moyenne climatologique

Dans un premier temps, on s'intéresse à la différence entre les moyennes d'ensemble climatologiques des deux expériences de prévisibilité RP et RM. Pour chaque variable, un t-test de Student est appliqué de façon à dégager les zones significatives.

En termes de pression de surface, la différence entre les deux ensembles d'expériences laisse apparaître un dipôle zonal de pression (Figure 1a) constitué d'une anomalie cyclonique centrée sur la mer du Labrador et d'une anomalie anticyclonique centrée sur le Pacifique Nord Ouest. Les différences significatives en SST et température à 2 mètres (Figures 1b et 1c) se concentrent dans l'Atlantique Nord au-delà de 40°N. Ce sont des anomalies positives, en accord avec un transport de chaleur vers le nord plus important dans le cas d'une THC forte, ramenant des eaux plus chaudes dans cette région. Dans l'hémisphère Sud, on note aussi des anomalies positives vers 160°W et des anomalies négatives entre 50°E et 150°E au sud de 40°S. De même, un refroidissement est visible au large des côtes du Chili et de Nouvelle Zélande. Les différences en précipitations totales (Figure 1d) sont beaucoup plus bruitées. On remarque cependant un signal fort mais non significatif de type La Niña dans le Pacifique Tropical, des anomalies positives en mer du Labrador, au large de Terre-Neuve et de Cap Hatteras, et négatives dans le Pacifique Nord Ouest. Ces anomalies de précipitations aux moyennes latitudes correspondent aux anomalies de pression de surface avec des anomalies positives pour des anomalies cycloniques et négatives pour des anomalies anticycloniques.

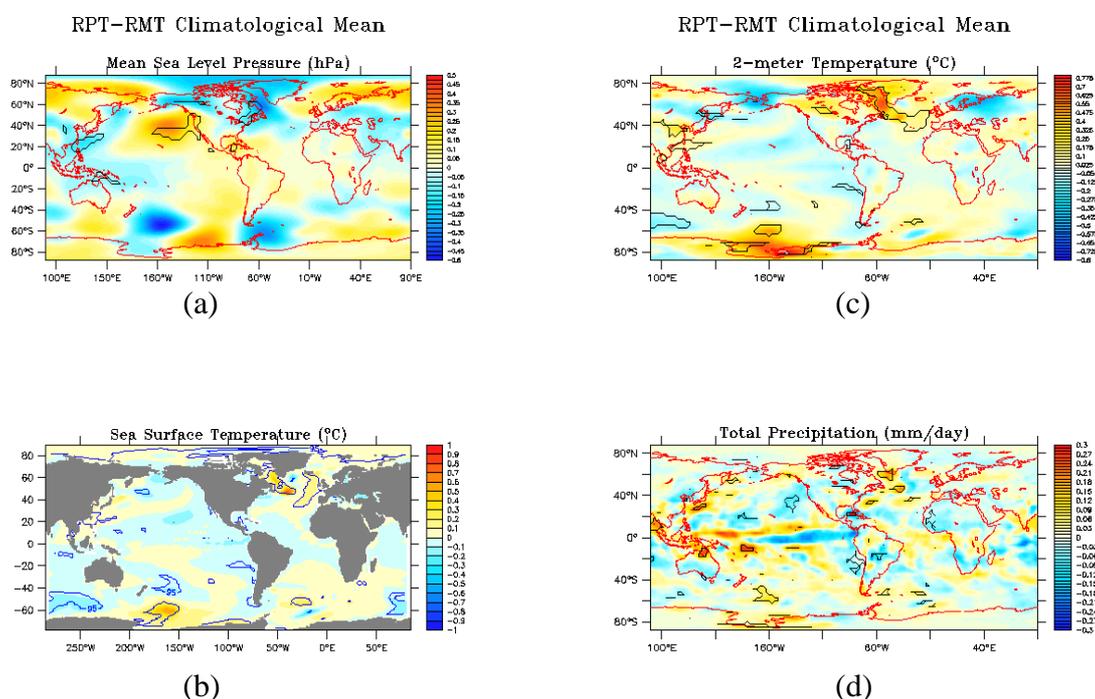


Figure 4 : Différence moyenne entre l'ensemble de simulations d'état initial correspondant à une forte THC et l'ensemble de simulations d'état initial correspondant à une faible THC, pour (a) la pression moyenne à la surface, (b) la SST, (c) la température à 2 mètres, (d) les précipitations totales. Les zones significatives à 95% sont entourées.

3.2 Moyenne des mois d'hiver

Puisque la région qui nous concerne le plus est la zone Atlantique Nord Europe, on s'intéresse maintenant aux mois d'hiver, qui sont les mois où la dynamique atmosphérique est la plus active dans l'hémisphère Nord.

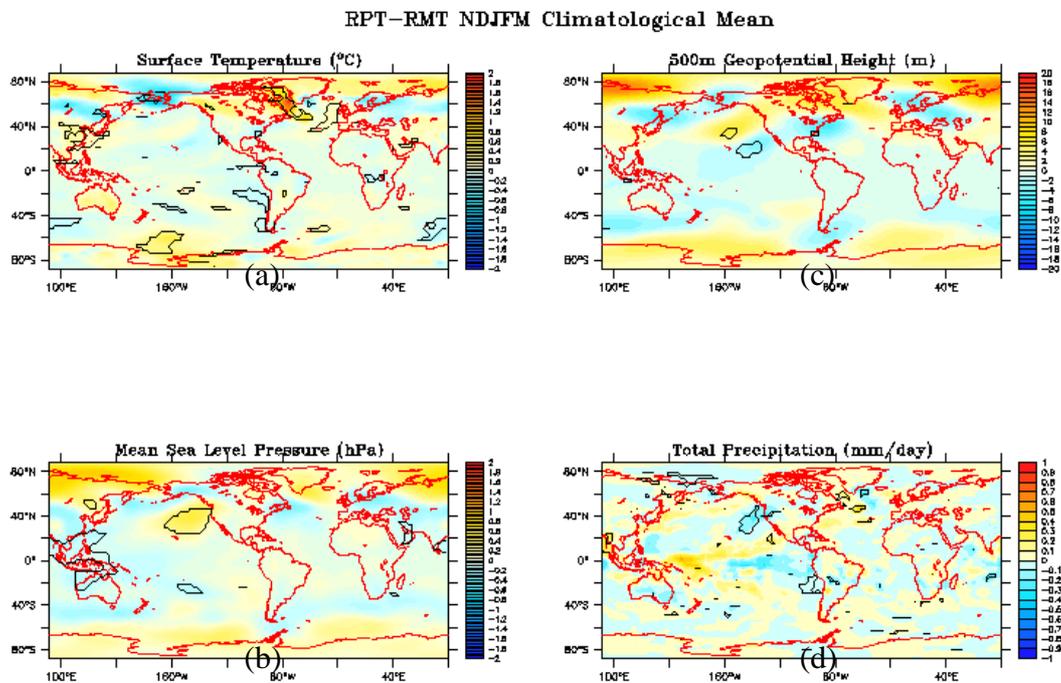


Figure 5 : Différence moyenne entre l'ensemble de simulations d'état initial correspondant à une forte THC et l'ensemble de simulations d'état initial correspondant à une faible THC pour les mois d'hiver novembre, décembre, janvier, février, mars, pour (a) la température de surface, (b) la pression de surface, (c) le géopotential à 500 hPa et (d) les précipitations totales. Les zones significatives à 95% sont entourées.

On retrouve sur la température de surface (Figure 2a) les mêmes caractéristiques que sur la moyenne globale : échauffement dans l'Atlantique Nord et vers 160°W près de l'Antarctique, refroidissement entre 50°E et 150°E vers 60°S ainsi qu'au large des côtes chiliennes. On note en revanche un refroidissement localisé et significatif en mer d'Irminger et dans une région couvrant l'Angola et la Zambie. Les différences significatives en pression de surface (Figure 2b) sont moins nombreuses. Une anomalie négative couvre l'ensemble de l'Asie du Sud-Est alors qu'une anomalie positive est visible au large de la côte Ouest du Canada. Dans l'Atlantique Nord, aucune zone significative ne ressort. Ce n'est pas le cas lorsqu'on s'intéresse au géopotential à 500 hPa (Figure 2c), où un dipôle, formé d'une anomalie positive centrée sur la pointe sud du Groenland et d'une anomalie négative centrée sur la côte Nord Est des Etats-Unis, apparaît de façon significative. Ce dipôle s'étale vers l'ouest le long du jet jusque dans l'Est du Pacifique Nord. En termes de précipitation (Figure 2d), on retrouve la correspondance avec la pression de surface : des anomalies positives sont visibles dans les zones où les anomalies de pression sont négatives et vice-versa. L'effet d'une forte THC par rapport à une faible THC tend à augmenter les précipitations en mer du

Labrador et à les diminuer en mer d'Irmingier ainsi qu'à 40°N dans le Pacifique Nord Est et à 30°S dans le Pacifique Sud Est.

Si au lieu de prendre une moyenne sur l'hiver étendu, on se limite à DJF ou JFM, les mêmes structures apparaissent pour toutes les variables étudiées précédemment. Les différences notables avec NDJFM concernent uniquement la pression de surface et le géopotential à 500 hPa. Pour ces deux champs, les structures sont similaires à NDJFM, mais plus significatives dans l'Atlantique Nord principalement (non montré). Comme, de surcroît, la prise en compte d'échantillons plus grands augmente les chances d'obtenir des résultats significatifs, les analyses en clusters présentées ci-après ont été réalisées en prenant l'hiver étendu NDJFM.

4. Analyse en clusters : changement d'occurrence des régimes significatifs

4.1 Mode opératoire

Les analyses en clusters sont réalisées à partir d'une série temporelle incluant chaque ensemble d'expériences de prévisibilité plus le nombre équivalent d'années de la simulation de contrôle. Pour un régime donné, l'inclusion de la simulation de contrôle permet de contraster les fréquences d'occurrence pour chaque ensemble d'expériences de prévisibilité avec les fréquences d'occurrence pour l'expérience « témoin ». Toutes les analyses sont conduites sur des anomalies calculées de deux manières différentes. La première méthode consiste à enlever à la série temporelle complète la moyenne climatologique de l'expérience de contrôle : on obtient ainsi la variabilité forcée du système. La deuxième méthode consiste à retirer à chaque ensemble d'expériences la moyenne climatologique de chaque ensemble : l'analyse en clusters conduit alors à une estimation de la variabilité interne à chaque sous-système constituant la série temporelle. En comparant les fréquences d'occurrence obtenues pour la variabilité forcée et celles obtenues pour la variabilité interne, on est en mesure de dire si les différences observées entre les deux ensembles d'expériences de prévisibilité sont dues au forçage océanique ou résultent du caractère chaotique de l'atmosphère uniquement.

La série temporelle en question contient 6 expériences de 24 années constituées des mois NDJFM, soit 144 ans pour chaque ensemble : un ensemble RP pour l'ensemble d'état initial une forte THC et un ensemble RM pour l'ensemble d'état initial une faible THC. La série est complétée par 144 années de l'expérience de contrôle PR1. La région d'étude est la zone Atlantique Nord Europe (90°W-30°E, 20°N-80°N). Une analyse en composantes principales est d'abord effectuée sur cette série. Les 8 premières composantes principales, représentant 91% de la variance, sont conservées pour l'analyse en clusters faite suivant l'algorithme « k-moyennes » documenté dans Michelangeli et al (1995). Le nombre de centroïdes retenus varie de 2 à 10. Un test de significativité statistique est ensuite effectué pour chaque nombre de clusters, en générant 100 échantillons aléatoires basés sur un modèle bruit rouge de référence. Un indice de classifiabilité est ainsi calculé, basé sur un « pattern » de corrélation, pour chaque échantillon et pour les données. Les limites à 10% et 90% sont les 11^{ème} et 90^{ème} valeurs de l'indice composé des 100 échantillons du processus de bruit rouge. Ce procédé permet de déterminer le nombre de régimes climatiques significatif pour décrire la variabilité du système.

4.2 Partition significative

Nous avons vu section 1.2 que le géopotential à 500 hPa montrait des différences plus significatives entre RP et RM dans la zone Atlantique Nord Europe que la pression de surface. C'est pourquoi il a été décidé d'effectuer l'analyse en régimes climatiques sur cette variable.

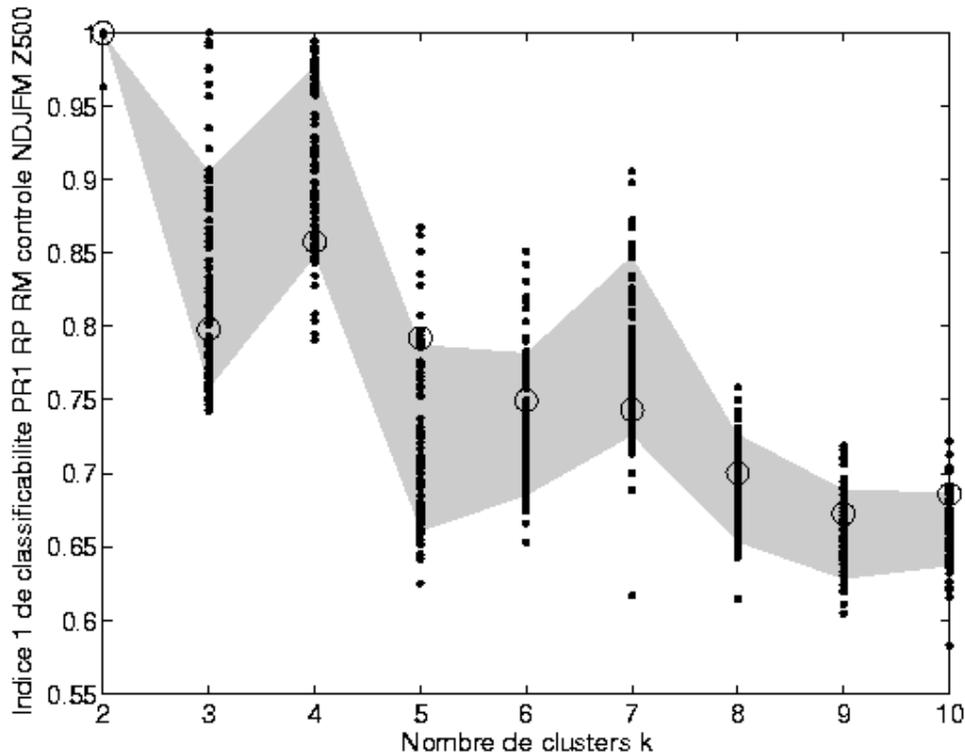


Figure 6 : Indice de classifiabilité fonction du nombre de clusters (cercles). La zone grisée représente les limites à 10%-90% de la distribution de l'indice de classifiabilité calculée à partir du processus de bruit rouge. Une valeur supérieure à la limite grisée indique un nombre de clusters significatif.

La figure 3 montre l'indice de classifiabilité en fonction du nombre de clusters pour la variabilité forcée. Une partition de 5 clusters est significative. Pour la variabilité interne, le découpage significatif est le même (non montré). La structure spatiale des 5 clusters est montrée Figure 4. On retrouve les modes NAO+ et NAO-, le mode Est Atlantique, et deux structures que nous appellerons Cluster 1 et Cluster 5. Le mode Cluster 1 est constitué d'un pôle centré sur la mer de Norvège et de deux pôles de signe opposé centrés sur l'Espagne et la baie d'Hudson. Le mode Cluster 5 est un tripôle tilté dans la direction sud-ouest nord-est, avec des centres d'action au-dessus de l'Atlantique Subtropical Nord, au large de Terre-Neuve et sur la mer de Barents. Pour la variabilité interne, les structures sont similaires (non montré), corrélées à plus de 0.96 avec les modes obtenus pour la variabilité forcée.

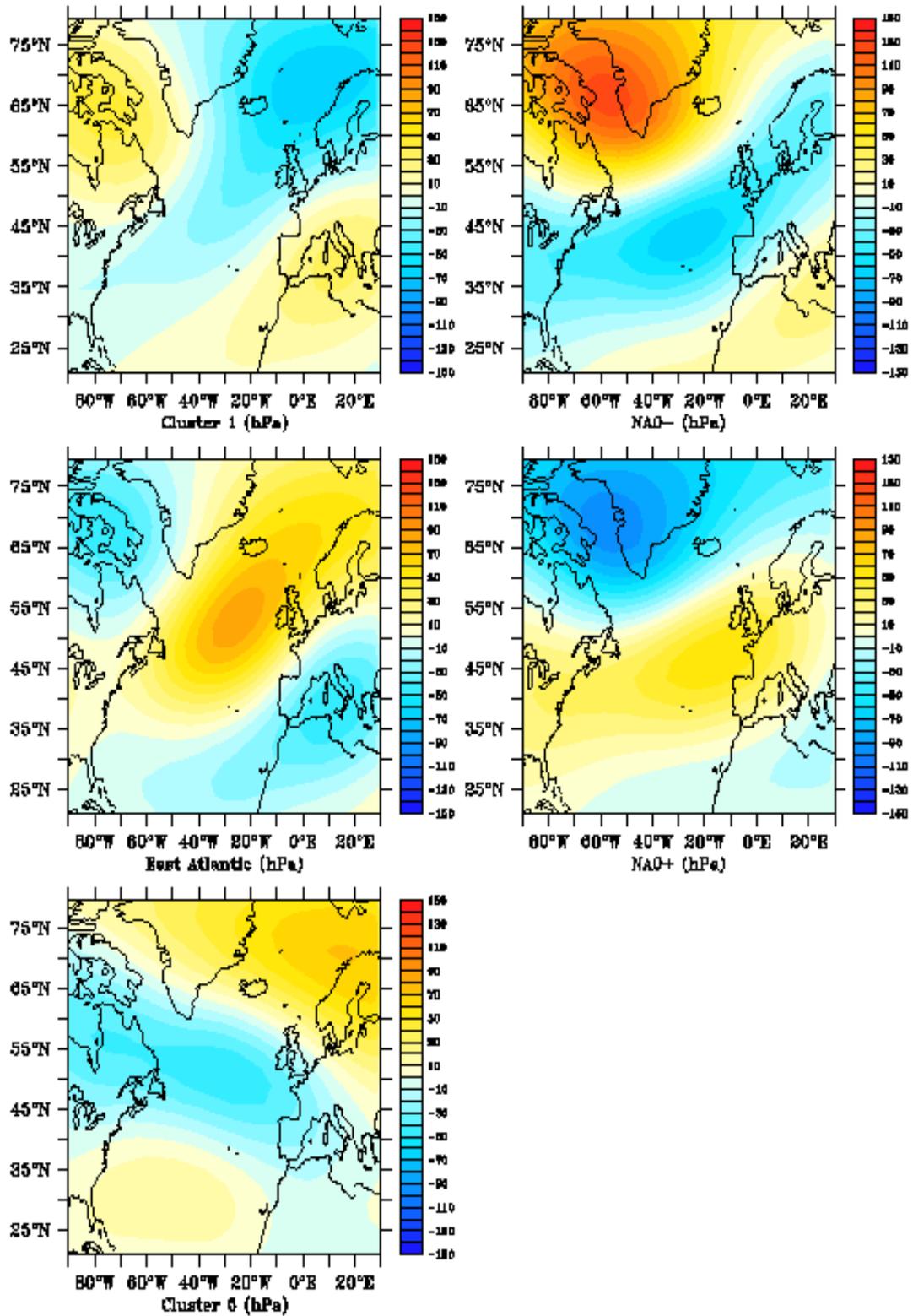


Figure 7 : Structures spatiales des clusters significatifs à 90% pour les anomalies de géopotential à 500 hPa décrivant la variabilité forcée dans l'Atlantique Nord.

4.3 Répartition des fréquences d'occurrence des régimes: variabilité forcée versus variabilité interne

4.3.1 Fréquences d'occurrence pour NDJFM

Comme vu précédemment, on s'intéresse tout particulièrement à l'hiver étendu. La prévisibilité de la circulation thermohaline ne dépassant pas 10 ans dans le meilleur des cas (expérience RP), on s'attachera à regarder les changements de fréquences d'occurrence durant les 10 premières années de simulation.

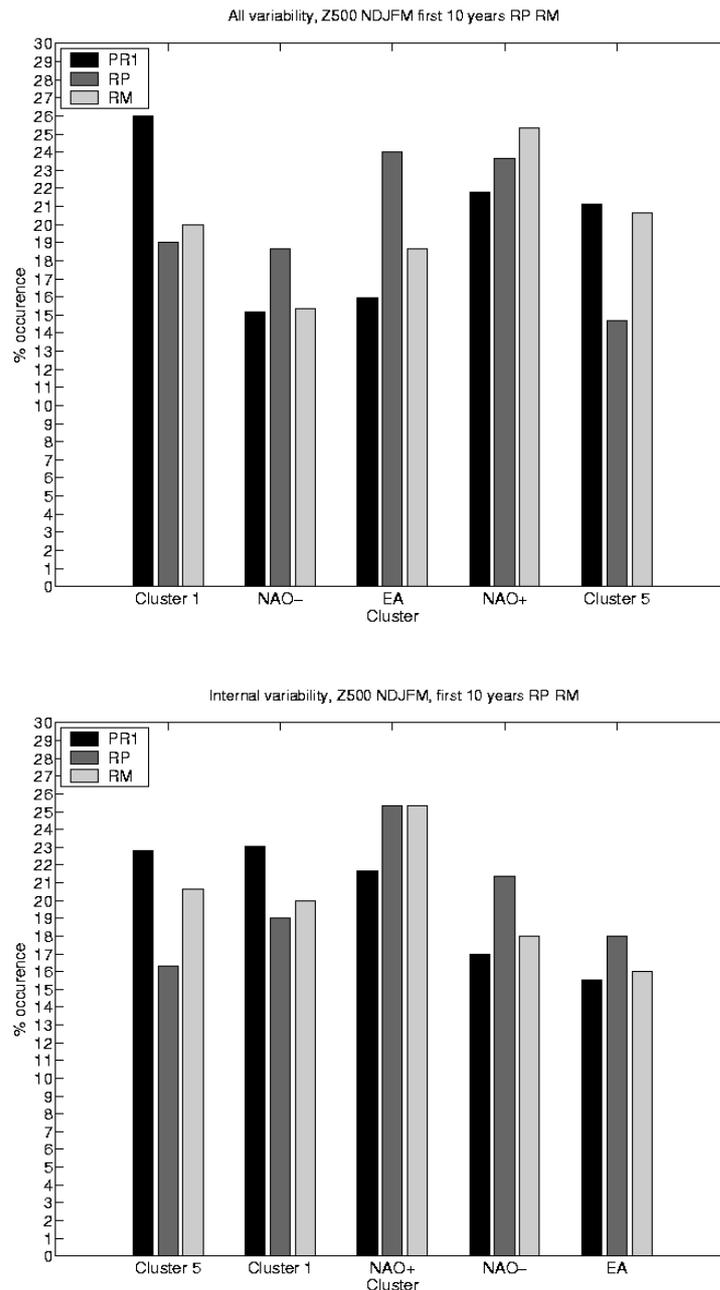


Figure 8 : Pourcentages d'occurrence de chaque régime durant les 10 premières années de chaque expérience pour (a) la variabilité forcée, (b) la variabilité interne.

La comparaison des écarts entre la figure 5a et la figure 5b montre que, mis à part pour le mode Est Atlantique (EA), les différences entre les fréquences d'occurrence des modes pour les deux expériences de prévisibilité ne sont pas significatives. Le mode EA apparaît plus fréquemment dans l'ensemble RP (expériences d'état initial une forte THC), que dans RM (expériences d'état initial une faible THC). Il n'y a donc pas de réponse forte et stable sur l'hiver au changement d'état initial de la THC.

5. Conclusion et perspectives

Que ce soit en moyenne annuelle ou en moyenne saisonnière sur l'hiver, la réponse linéaire au changement de phase de la THC en termes de SST, de précipitation ou de géopotentiel à 500 hPa n'est pas négligeable, notamment dans la région Atlantique Nord Europe. Néanmoins, les analyses en clusters effectuées sur le géopotentiel à 500 hPa pour la période hivernale tendent à montrer que les différences significatives entre les deux ensembles d'expériences de prévisibilité ne sont pas dues à l'état initial de l'océan mais résultent du caractère chaotique de l'atmosphère. Si réponse il y a, elle reste faible et difficilement détectable.

Dans cette étude, les différences entre les moyennes d'ensemble ont été effectuées sur la totalité de la période d'intégration. Sachant que toute prévisibilité de la THC est perdue au maximum après 10 ans de simulation, il serait intéressant de regarder les différences entre les moyennes d'ensemble des deux expériences uniquement sur les 10 premières années de chaque simulation. D'autre part, rien ne laisse supposer que l'essentiel de la réponse est linéaire ; qu'en est-il de la réponse non linéaire ?