

Rapport intermédiaire du projet GICC–MedWater

avril 2004

Impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique du bassin méditerranéen

Participants du projet:

P1: CNRS/IPSL/LMD

Institut Pierre-Simon Laplace; Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris

P2: CNRS/IPSL/LODYC

Institut Pierre-Simon Laplace; Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climat, Paris

P3: CNRS/IPSL/LSCE

Institut Pierre-Simon Laplace; Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Saclay

P4: Météo-France/CNRM

Centre National de la Recherche Météorologique, Toulouse

P5: BDSI, Université de Perpignan

P6: GIP Médias-France, Toulouse

Coordinateur du projet:

Monsieur Laurent LI,

Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD)

Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), CNRS

Université Pierre et Marie Curie, case courrier 99

4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

tél: 01 4427 8409; fax: 01 4427 6272; mél: li@lmd.jussieu.fr

1. Introduction

Dans la perspective d'un réchauffement global du climat, la gestion des impacts du changement climatique passe d'abord par une connaissance précise des caractéristiques du changement à l'échelle régionale. Pour le bassin de la Méditerranée, outre la variation en température, la variation des ressources en eau est également un facteur déterminant pour répondre à un certain nombre de préoccupations à caractère socio-économique. Le projet GICC-MedWater se place dans ce cadre de régionalisation des scénarios climatiques et il étudie les caractéristiques du changement climatique pour le bassin méditerranéen à l'aide des derniers progrès de la modélisation numérique. L'objectif principal est donc de proposer des scénarios de l'évolution du climat, régionalisés sur le bassin de la Méditerranée. Les impacts sur la circulation générale et la biologie de la Méditerranée font également partie du champ d'étude de MedWater. Le projet comprend aussi un volet important sur la validation des modèles utilisés afin d'avoir une argumentation scientifique pour juger la qualité des résultats obtenus.

2. Contexte scientifique

2.1 Régionalisation du climat

La régionalisation de scénarios climatiques dans le cadre du réchauffement global est l'étape incontournable pour mener des études sur les impacts du changement climatique. Durant ces dernières années, des avancées significatives ont été obtenues dans la modélisation du climat à haute résolution qui se rapproche, petit à petit, de l'échelle régionale, fournissant ainsi une opportunité remarquable pour étudier les comportements régionaux du climat. Dans GICC-MedWater, nous étudions le climat du bassin méditerranéen. Cette région est une région très peuplée et active où les incidents climatiques peuvent entraîner d'importantes conséquences économiques. Sur le plan climatique, la Méditerranée est une zone de transition entre un climat chaud et sec au sud et un climat doux et humide au nord. Elle est très sensible et vulnérable au changement climatique. L'étude du climat constitue donc un enjeu important de la société de cette région.

2.2 Changement climatique et le bassin méditerranéen

Dans l'état actuel de la recherche scientifique, les prévisions des différents modèles globaux sont concordantes à l'échelle continentale, mais elles divergent nettement dans leurs détails aux échelles locales, voire régionales. Néanmoins, une certaine cohérence parmi les différents modèles a été trouvée sur la région Europe - Méditerranée et les tendances réellement observées corroborent les résultats modélisés. Lors d'un réchauffement global, l'anticyclone des Açores semble se renforcer et s'étendre sur une zone plus large. Sous l'influence de l'anticyclone, le bassin méditerranéen connaît une diminution des pluies. Le gradient méridien de pression sur l'Atlantique du nord est aussi renforcé, tout comme le gradient méridional de température dans les hautes couches de l'atmosphère. Ceci a pour effet de renforcer la route dépressionnaire nord-atlantique et de décaler cette zone de dépression vers le nord. Ainsi des perturbations qui arrivent sur le nord du continent européen sont plus nombreuses et plus fortes. Le nord de l'Europe voit donc une augmentation de pluie. Le contraste hydrologique entre le nord et le sud de l'Europe est ainsi accentué.

2.3 Cycle de l'eau dans le bassin méditerranéen

GICC-MedWater est focalisé sur le cycle de l'eau dans le bassin méditerranéen. L'eau est le principal paramètre climatique qui conditionne l'activité humaine. Etant donnée

l'évolution démographique, les changements de mode de vie, le développement de besoins alimentaires nouveaux, l'eau est devenue la denrée essentielle conditionnant le devenir des populations. La variabilité du régime hydrologique de l'ensemble du bassin, et son évolution sous l'effet des diverses perturbations anthropiques, sont des motifs de préoccupation suffisamment graves pour justifier un projet de recherche spécifique. La perturbation majeure à prendre en compte est le réchauffement global dû à l'effet des gaz radiativement actifs et des aérosols d'origine anthropique.

2.4 Méthodologie

GICC-MedWater utilise une série d'outils qui ont été récemment développés pour modéliser les différentes composantes du système climatique régional du bassin méditerranéen. Les modèles impliqués sont d'abord les deux modèles globaux couplés développés en France, celui de Météo-France/Cerfacs et celui de l'IPSL qui ont, tous les deux, produit des scénarios du changement climatique de type IPCC-A2. La régionalisation du climat se fait à travers deux modèles atmosphériques à maille variable, Arpège-climat et LMDZ. La modélisation de la circulation générale de la mer Méditerranée utilise OPA, version MED8 (huitième de degré) avec 43 niveaux verticaux. La bio-géo-chimie utilise le modèle développé au LODYC pour l'océan global et également adapté pour la Méditerranée. La validation des modèles dans le contexte du climat régional est une composante importante de notre projet. Sachant que la validation de modèles numériques révèle souvent leur invalidation mais nous pouvons ainsi acquérir une argumentation scientifique pour juger la qualité des résultats obtenus et proposer des améliorations aux modèles numériques.

3. Etudes proposées et leurs états d'avancement

Cinq volets sont proposés pour étude dans le projet GICC-MedWater qui a démarré en mai 2003. Les cinq volets sont respectivement "réalisation de scénarios régionaux du climat"; "validation des modèles et diagnostic du climat régional"; "circulation de la mer Méditerranée"; "écosystème de la Méditerranée" et "base de données et site internet". Nous décrivons ci-dessous leurs contenus et leurs états d'avancement.

3.1 Réalisation de scénarios régionaux du climat.

Deux scénarios du changement climatique global sont utilisés dans le projet comme source initiale d'informations. Il s'agit du scénario A2 (nomenclature IPCC) produit par deux modèles globaux du système climatique couplé océan-atmosphère, développés respectivement à Météo-France à Toulouse et à l'IPSL à Paris. Nous avons actuellement écarté l'utilisation du scénario B2 pour concentrer nos études d'incertitudes sur la partie seulement liée à la physique des modèles climatiques.

Deux modèles atmosphériques globaux, à maille variable et à haute résolution sont utilisés dans MedWater pour faire la régionalisation. Météo-France utilise Arpège-climat centré en Méditerranée avec une résolution spatiale autour de 50 km dans la région. L'IPSL utilise LMDZ également zoomé en Méditerranée, avec une résolution spatiale de 80 km. Météo-France a régionalisé le scénario A2 produit par le modèle couplé de Météo-France en faisant deux simulations de 30 ans: la première correspond au climat actuel (1970/1999) et la deuxième la fin du 21e siècle (2070/2099). L'IPSL a régionalisé les deux scénarios A2 disponibles, celui de Météo-France et celui de l'IPSL (voir l'annexe 1). Avec la simulation de contrôle, trois simulations sont actuellement disponibles pour une durée de 7 ans chaque fois. Les simulations se sont réalisées en mode climatologique avec les conditions aux limites moyennées respectivement sur 1970/1999 (climat actuel) et 2070/2099 (climat futur). Ce choix du mode climatologique est principalement dû aux faibles ressources informatiques

disponibles à l'IPSL. Il est aussi justifié par le fait que notre intérêt essentiel au stade actuel du projet n'est pas sur la variabilité interannuelle qui aurait nécessité les modèles couplés océan-atmosphère.

3.2 Validation des modèles et diagnostic du climat régional.

Le modèle LMDZ qui fonctionne en mode guidage est utilisé pour effectuer sa validation contre les données de terrain. Le facteur du zoom est de 3 et la résolution du modèle atteint les 50 km. Cela ouvre une très large perspective de valider un modèle climatique à travers les données acquises pendant les campagnes de terrain. La comparaison avec les données Meteosat pleine résolution est entamée (voir l'annexe 4). Elle est en cours d'analyse sur le mois d'octobre 2000. On peut déjà voir des dynamiques différentes dans l'évolution temporelle des couvertures nuageuses du modèle et déduite de Meteosat.

Tester la modélisation dans la configuration du climat avéré du passé constitue une validation intéressante de modèles pour juger leurs capacités de prévoir le climat du futur. Une simulation du dernier maximum glaciaire (21000 ans avant présent) réalisée avec une version haute résolution du LMDZ n'était pas suffisante pour expliquer le très fort refroidissement observé au tour de la Méditerranée (-20 K environ). La résolution de modèle ne semble donc pas être la piste la plus importante pour retrouver le grand froid du dernier maximum glaciaire (voir l'annexe 5). Ceci est également confirmée par un travail de coopération internationale avec l'Université de Bristol et l'Université de Tokyo. Une analyse en régime de temps, initialement prévue dans le projet, reste à faire et elle pourra fournir une explication plus raisonnable des résultats.

3.3 Circulation générale de la mer Méditerranée.

La circulation thermohaline de la Méditerranée est gouvernée par la différence de densité existant entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Celle-ci est un bassin de concentration avec des eaux beaucoup plus salées, donc plus denses, que celles de l'Atlantique. Le déficit du bilan hydrologique de la Méditerranée est régi par les flux d'eau à la surface et les décharges des fleuves; il est le principal moteur de la circulation thermohaline méditerranéenne via la convection hivernale. La variabilité de ce bilan affecte en retour le bilan hydrique atmosphérique: la quantité et les caractéristiques des précipitations pour le pourtour de la Méditerranée.

Le modèle océanique de la mer Méditerranée est le même à l'IPSL comme à Météo-France. Il s'agit de MED8, c'est-à-dire, avec une résolution du huitième de degré qui correspond à la résolution de 9 à 12 km du nord au sud. Il y a 43 niveaux verticaux. Ce modèle a été déjà tourné à Météo-France pour le climat actuel et pour le scénario A2 correspondant à la fin du 21^e siècle (voir l'annexe 2). Les résultats montrent une forte augmentation de la température et de la salinité de surface (+2.5 K et +0.33 psu). Les effets pourtant opposés de la température et de la salinité en surface entraînent une diminution importante de la circulation thermohaline pour le bassin Levantin et le bassin Liguro-Provençal. Les caractéristiques des différentes masses d'eau intermédiaires et profondes changent aussi: la température moyenne sur toute la colonne d'eau augmente de +1.0 K en moyenne sur la Méditerranée et la salinité de +0.18 psu.

A l'IPSL, trois jeux de forçage atmosphérique ont été testés. Le premier est l'analyse opérationnelle du CEPMMT pour la période à partir de 1997. La résolution spatiale de ce jeu de données est de 50 km. Le deuxième jeu de données est ERA-40, ré-analyse effectuée au CEPMMT pour les 40 dernières années avec une résolution spatiale de 110 km. Le troisième jeu de données provient de la simulation de contrôle du LMDZ.

Les résultats (voir l'annexe 3) montrent que les convections océaniques sont assez correctes avec le premier jeu de données atmosphérique et que les convections sont un peu trop faible pour le deuxième jeu de données. En revanche, le troisième jeu de données ne semble pas capable de donner des convections océaniques suffisantes, ce qui pose donc la difficulté d'effectuer le scénario du réchauffement global avec les sorties du LMDZ. Il est actuellement proposé d'utiliser le CEPMMT comme le climat de référence et de superposer la différence produite par LMDZ (scénario-contrôle) pour effectuer le changement climatique dans la mer Méditerranée. Météo-France fournira ses anomalies de flux (scenario-contrôle) moyennées sur 30 ans afin de comparer avec celles de LMDZ.

3.4 Ecosystème de la Méditerranée.

Le but final est d'estimer le rôle de l'activité humaine et du changement climatique sur le fonctionnement de l'écosystème marin de la Méditerranée, notamment à travers de la séquestration du carbone atmosphérique excédentaire. Il est nécessaire de comprendre d'abord la variabilité des flux bio-géochimiques aux différentes échelles spatio-temporelles en utilisant des simulations numériques tri-dimensionnelles associées avec des validations par des données in-situ (TCO₂, ...) ou des données de couleur de l'océan obtenues par télédétection (SeaWifs, Meris, ...).

La tâche principale de GICC-MedWater est donc de construire un modèle de productivité marine de toute la mer Méditerranée avec une focalisation sur le cycle du carbone. Le modèle PISCES de production primaire couplé au carbone développé par O. Aumont a été couplé avec succès au modèle MED8 pour le projet GICC-MedWater. Le modèle étant prêt sur le plan informatique, la conception des simulations de scénarios est en cours.

Si l'objectif de MedWater est d'estimer les champs de CO₂ anthropique à l'aide de ce modèle couplé, il nous a paru raisonnable de disposer d'un outil de validation simple et robuste. C'est le but du modèle TrOCA (back calculation technique) mis au point par C. Goyet et F. Touratier, qui a été validé en Atlantique où les données (origine WOCE) sont particulièrement nombreuses et de bonne qualité (Touratier et al., 2004a et 2004b). TrOCA permet de reconstruire le champ de CO₂ anthropique à partir de TCO₂ et de l'alcalinité totale (TA), et de données d'oxygène. Nous envisageons maintenant l'application de TrOCA à la Méditerranée.

Mais les bases de données disponibles en Méditerranée (principalement MEDATLAS) sont très pauvres en données de TCO₂ et TA qui sont des variables d'état du modèle PISCES et de TrOCA. Pour reconstruire le champ de TCO₂, nous avons utilisé une méthode développée par C. Goyet qui consiste à reconstruire ce champ à partir des données de salinité, de température et d'oxygène. En ce qui concerne TA, nous estimons ce paramètre grâce à un modèle (Lewis et Wallace) qui simule la dynamique du système CO₂. Les inputs de ce modèle sont le TCO₂ (champs reconstruits) et le pH (données de la banque MEDATLAS). Enfin, à partir de ces champs reconstruits et des champs MEDATLAS d'oxygène, nous sommes en train d'estimer les champs de CO₂ avec la méthode TrOCA.

3.5. Base de données et site Internet.

Pour assurer le bon fonctionnement du projet et une bonne diffusion des résultats de la recherche vers les utilisateurs identifiés et potentiels. Nous proposons de mettre en place une base de données distribuée avec une interface Web. L'architecture de cette base de données est maintenant disponible au GIP Médias-France. Il ne reste plus qu'à recevoir les données pour l'alimenter. Il a été également proposé de réaliser un site

Web servant de vitrine et de site focal pour l'ensemble des communautés intéressées par notre projet, et en particulier les utilisateurs potentiels des produits de notre recherche. Une première version du site web est déjà en place (http://www.lmd.jussieu.fr/~li/gicc_medwater/index.html). La version définitive et fréquemment maintenue sera bientôt disponible sur le serveur de Médias-France.

4. Publication et communications en relation avec le projet

(la plupart de ces références sont disponibles sur le site web du projet)

- Gential, L.: Rôle de la mer Méditerranée dans le climat de son pourtour. Rapport de stage DEA Océanologie, météorologie et environnement, Université Pierre et Marie Curie, avril-juin 2003.

- Jost, A., Lunt, D., Kageyama, M., Abe-Ouchi, A., Peyron, O., Valdes, P. J. and Ramstein, G. The Last Glacial Maximum climate over Europe: high resolution simulations. *manuscript en cours de préparation.*

- Li, Z.X., and S. Conil: Transient response of an atmospheric GCM to North Atlantic SST anomalies. *J. Of Climate*, 16, 3993-3998, 1 dec 2003.

- Li, L.: Evolution future du climat en Méditerranée: vers un état de sécheresse accru? Dans le Rapport quadriennal CNFGG 2003.

- Li, L.: Climate response to an idealized anomaly of the Mediterranean sea surface temperature. Communication orale pour EGU2004 (abstract disponible sur le site <http://www.cosis.net/abstracts/EGU04/02989/EGU04-J-02989.pdf>)

- Li, L. et K. Goubanova: Anthropogenic climate changes around the Mediterranean basin for several future scenarios. Communication poster pour EGU2004 (abstract disponible <http://www.cosis.net/abstracts/EGU04/03013/EGU04-J-03013.pdf>)

- Somot, S., F. Sevault, et M. Déqué: Scénario d'évolution de la mer Méditerranée pour le 21e siècle. Communication orale pour Atelier de Modélisation Atmosphérique 2003, Météo-France, Toulouse.

- Touratier Franck and Catherine Goyet, 2004a. Definition, properties, and Atlantic Ocean distribution of the new tracer TrOCA. *Journal of Marine systems*, in press.

- Touratier Franck and Catherine Goyet, 2004b. Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean. *Journal of Marine systems*, in press.

5. Annexes

Quelques résultats significatifs obtenus pendant la première année du projet sont présentés en annexes.

Annexe 5.1: Régionalisation des scénarios climatiques en Méditerranée

Annexe 5.2: Scénario d'évolution de la mer Méditerranée pour le 21e siècle.

Annexe 5.3: Résultats préliminaires sur le comportement de MED8, version 8.5

Annexe 5.4: Clouds space and time scale in the mediterranean area: climate model and observations.

Annexe 5.5: Simulation du climat du Dernier Maximum Glaciaire utilisant le modèle LMDZ zoomé sur l'Europe

Annexe 5.1:
Régionalisation des scénarios climatiques en Méditerranée

Régionalisation des scénarios climatiques en Méditerranée (Contributions IPSL)

Le modèle utilisé à l'IPSL pour régionaliser les scénarios climatiques en Méditerranée est LMDZ, modèle de circulation générale atmosphérique à maille variable. Actuellement il y a 192 points en longitude, 144 points en latitude et 19 niveaux verticaux. Un agrandissement local, avec un facteur de zoom modéré de 2, est appliqué au milieu de la Méditerranée (15E/40N). La résolution effective du modèle est de 80 km de côté. Ce modèle nécessite environ 72 heures de CPU sur le Nec-SX5 de l'IDRIS pour simuler un an de climat. La version du LMDZ utilisé est 4.0, développée en 2003 pour le nouveau modèle IPSL couplé océan-atmosphère.

Pour effectuer la régionalisation du climat futur, nous avons tout d'abord effectué une simulation de contrôle avec les conditions aux limites du climat présent. Nous utilisons la climatologie AMIP de la température de l'océan superficiel et de l'extension de la glace de mer. Ceci correspond à la période de 1979 à 2000. Le modèle a été tourné en mode climatologique pour une durée de 8 ans (même durée pour les simulations de scénarios décrites ci-après) dont la première année, considérée comme la mise en équilibre du modèle de surface continentale, ne sera pas prise en compte dans la statistique des résultats. Cette simulation de contrôle est nommée "exp00".

Deux scénarios du changement climatique en mode "time slice" ont été sélectionnés. Ils ont été calculés par deux modèles globaux couplés océan-atmosphère en France, celui de Météo-France/Cerfacs qui couple Arpège-climat à OPA et celui de l'IPSL qui couple LMD5 à OPA. Ces deux scénarios climatiques sont tous les deux A2, scénario d'émission établi par IPCC. Ces deux simulations de scénario A2 sont nommées "exp03" (IPSL) et "exp04" (Météo-France). La durée de ces deux simulations est la même que la simulation de contrôle.

Pour corriger les biais des modèles globaux dans la reproduction du climat actuel, nous adoptons l'approche différentielle, c'est-à-dire, la variation entre le climat actuel modélisé et le climat futur modélisé est ajoutée aux conditions aux limites observées (la température de l'océan superficiel, l'extension de la glace de mer, la concentration des gaz à effet de serre) pour produire les conditions aux limites "futurs" afin de forcer le modèle de régionalisation. Cette approche différentielle, qui manipule les variables en anomalie, peut s'appliquer assez directement sur la température de l'océan superficiel et la concentration des gaz à effet de serre. Mais elle pose parfois des difficultés pour traiter la glace de mer qui est une variable bornée entre 0 et 1 pour chaque maille du modèle.

Nous avons finalement choisi la méthode d'analogie pour traiter la glace de mer. Nous divisons la terre en N secteurs géographiques et nous calculons la couverture englacée de chaque secteur et tous les mois (sans considérer les saisons) pour la période 1979/2000 pour laquelle l'observation existe. Ainsi nous avons, pour chaque secteur, une relation de correspondance entre un tableau "indice" contenant la superficie englacée et un autre tableau "carte" contenant la distribution géographique de la glace. En connaissant la couverture de glace simulée pour le climat actuel, la couverture simulée du climat futur et la couverture observée du climat actuel, on peut proportionnellement calculer la couverture future à utiliser comme forçage. Avec cette dernière et la relation de correspondance, on déduit la distribution géographique de la glace à utiliser dans le modèle de régionalisation comme forçage du climat futur. Le choix des secteurs devrait considérer la distribution actuelle de la glace et sa dynamique de variation. Actuellement, nous utilisons seulement deux secteurs: hémisphère nord et hémisphère sud. Quand la plage dynamique offerte par la variation saisonnière et inter-annuelle de la glace de mer n'est plus suffisante pour se servir d'une analogie, c'est-à-dire, la superficie de glace est supérieure à la valeur maximale ou inférieure à la valeur minimale, on est amené à faire artificiellement progresser ou diminuer le volume de glace suivant la géométrie longitudinale de chaque point du front de glace.

Les deux premières cartes de la Figure ci-jointe montrent le forçage de la température de l'océan superficiel (SST). On peut constater que le scénario A2-IPSL possède un réchauffement moins important (autour de 2 degrés pour la plupart des océans mondiaux) et un refroidissement est même simulé pour l'océan austral, dû à une modification de la formation d'eau de fond antarctique. Le réchauffement dans le scénario A2 Météo-France est plus important avec une augmentation entre 2 et 4 degrés pour les océans tropicaux et de 0 à 2 degré pour les océan en hautes et moyennes latitudes. Un léger refroidissement est observé pour l'océan austral et l'Atlantique nord. Les deux cartes suivantes montrent le forçage lié aux variations de la glace de mer. La diminution de la glace de mer est également moins grande dans le scénario IPSL que dans le scénario Météo-France. Une augmentation de glace de mer est même observée pour l'océan austral dans le scénario IPSL.

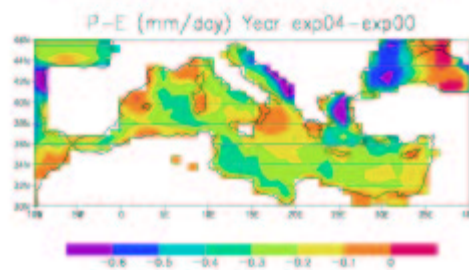
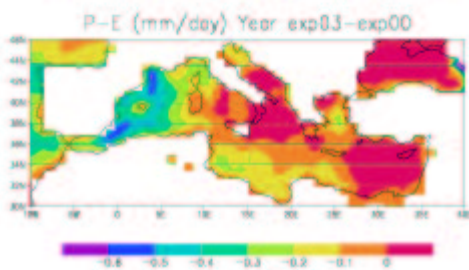
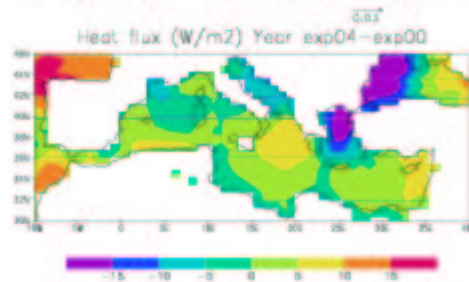
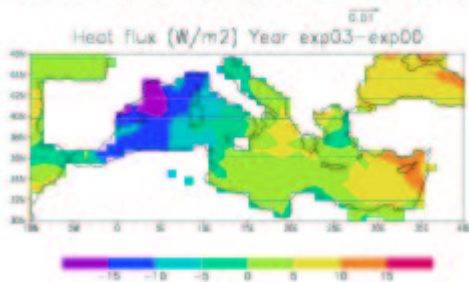
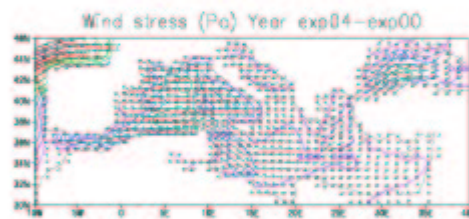
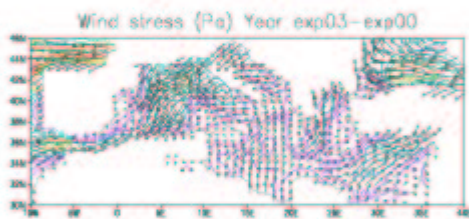
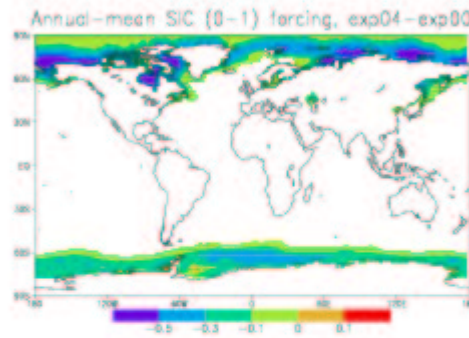
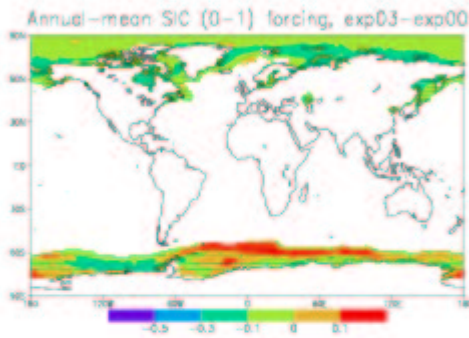
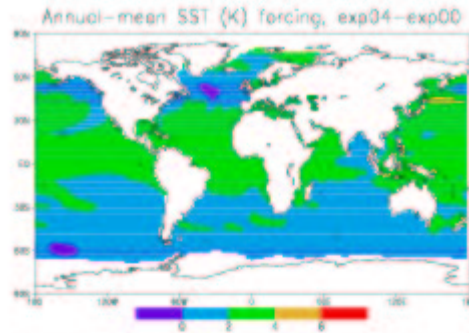
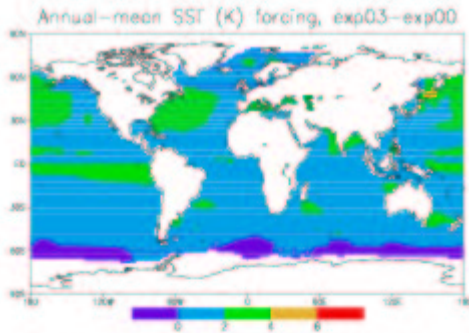
Les six dernières cartes en bas de la Figure montrent les différences entre le climat futur et le climat actuel pour trois variables importantes pour la circulation océanique: la tension du vent, le flux de chaleur et le flux de l'eau douce (précipitation moins évaporation). Seule la région Méditerranéenne est montrée dans la Figure.

Pour le scénario IPSL, on observe un contraste général entre le bassin oriental et le bassin occidental, au niveau de toutes les trois variables. Pour la tension du vent, l'anomalie s'oriente du nord-est au sud-ouest dans le bassin occidental et le bassin adriatique, elle est inversée dans le bassin oriental. Pour le flux de chaleur, le bassin occidental perd de la chaleur, jusqu'à -15 W/m^2 dans le Golfe du Lion. Le bassin oriental en revanche gagne de la chaleur et l'amplitude de cette augmentation peut atteindre 10 W/m^2 autour du Malte. Cette situation d'anomalie du flux de chaleur est cohérente avec la variation du vent. Le bassin occidental connaît des anomalies du vent venu du nord-est et la masse d'air est plus froide pour refroidir la mer. La situation inverse a lieu pour le bassin oriental. Pour le flux d'eau douce, la composante d'évaporation domine, le même argument que celui pour le flux de chaleur s'applique donc pour expliquer le contraste de variation d'eau douce pour les deux bassins.

Pour le scénario Météo-France, l'anomalie de la tension du vent est essentiellement de l'est à l'ouest. Pour le flux de chaleur, on observe une anomalie négative (la mer perd de la chaleur) dans le bassin Egée, le bassin adriatique et le Golfe du Lion. En revanche, l'anomalie positive est observée autour du Malte, entre la Sicile et la Peleponèse, et au large de l'Algérie. Pour le flux d'eau douce, des anomalies négatives se généralisent pour l'ensemble de la Méditerranée, surtout pour le bassin Adriatique et le bassin Egée.

La comparaison entre les deux scénarios régionalisés montre qu'une certaine variation de réponse est possible pour un même modèle atmosphérique employé pour la régionalisation. La question est donc de savoir si cette réponse atmosphérique pour un climat réchauffé est susceptible de modifier la circulation, les propriétés physiques et biologiques de la mer Méditerranée. Elle sera traitée dans la deuxième année du projet.

Légende de la Figure: Variations de différentes quantités entre le climat à la fin du 21e siècle et le climat actuel (2070/2079-1979/1999). La colonne de gauche est le scénario A2 IPSL (exp03) et celle de droite le scénario A2 Météo-France (exp04). Les deux premières lignes représentent le forçage, la température de l'océan superficiel (SST) et la concentration de la glace de mer (%) respectivement, venu des modèles globaux et couplés. Les trois dernières lignes montrent la réponse de LMDZ, modèle utilisé pour la régionalisation. Les variables montrées représentent respectivement la tension du vent, le flux de chaleur et le flux d'eau douce.



Annexe 5.2:
Scénario d'évolution de la mer Méditerranée pour le 21e siècle.

RÉSUMÉ

Un scénario de changement climatique de la mer Méditerranée a été réalisé avec une version Méditerranée du modèle OPA au 1/8° (OPAMED8, résolution 10 km). Il simule l'évolution de la Méditerranée sur 140 ans (1960-2099) d'après le scénario A2 de l'IPCC pour la partie 2000-2099. Dans cette simulation, le modèle OPAMED8 est forcé par des flux atmosphériques issus du modèle ARPEGE-Climat (version «Médias») zoomé sur le bassin méditerranéen (résolution 50 km). Notre scénario comprend tous les éléments nécessaires à la compréhension de l'évolution future de la mer Méditerranée au cours du XXI^{eme} siècle. En effet, les flux de surface (chaleur et eau), les fleuves, la zone tampon simulant l'Atlantique et la SST de rappel évoluent tous en fonction du scénario A2 (en mode anomalie).

Une simulation de contrôle de même durée et ayant le même point de départ a également été réalisée. Elle est stable en surface comme dans la masse pour la température et la salinité.

Dans le scénario, on observe l'augmentation de la température de surface (+2.5°C en moyenne sur la Méditerranée) et de la salinité de surface (+0.33 psu). La compétition entre ces deux effets se solde par une diminution de la circulation thermohaline, c'est-à-dire par une victoire de l'effet «température». Ce ralentissement de la circulation thermohaline entraîne une répartition spatialement inhomogène de l'augmentation de température (+1.0°C en moyenne) et de salinité (+0.18 psu) dans les couches profondes.

1 Introduction

Depuis quelques années, l'attention portée par les scientifiques au problème du réchauffement climatique ainsi que les progrès des modèles numériques de climat (convergence des prévisions sur le réchauffement, augmentation de la résolution spatiale) nous permettent d'étudier l'impact du réchauffement climatique prévisible pour le XXI^{eme} siècle à l'échelle régionale. Dans ce cadre, l'objectif de cette étude est de décrire un scénario d'évolution pour la mer Méditerranée sous l'hypothèse de réchauffement climatique (scénario A2 de l'IPCC). L'intérêt de la mer Méditerranée et de son devenir est double. Le premier est humain avec 133 millions d'habitants répartis le long de ses côtes et dont les besoins en eau sont déjà problématiques. L'intérêt est également scientifique. On peut se demander, par exemple, si le phénomène de circulation thermohaline méditerranéen résistera au réchauffement climatique et surtout quel pourrait être l'impact de son arrêt sur la température de surface de la mer et donc sur le climat des régions voisines. L'étude dynamique de la mer Méditerranée par des modèles de circulation générale océanique

nécessite une haute résolution spatiale pour le modèle lui-même mais également pour ses forçages atmosphériques. En s'inspirant de ces contraintes, on présente ici ce que l'on peut considérer comme le scénario d'évolution de la mer Méditerranée le plus réaliste à ce jour.

2 Présentation des simulations

2.1 Le modèle océanique

Le modèle océanique utilisé est une version Méditerranée au 1/8° (résolution spatiale : 9 à 12 km du nord au sud) de OPA (modèle de circulation générale de l'océan, développé au LODyC [7]). Ce modèle est appelé OPAMED8 dans la suite par comparaison à une version assez similaire au 1/16° utilisée au LODyC pour des études de plus courte durée [1].

OPAMED8 possède 43 niveaux verticaux, une zone tampon pour simuler l'océan Atlantique (rappel en 3D pour la température et la salinité) et un terme de rappel en surface pour la température uniquement. En mode climat présent, le rappel est fait vers une SST (Sea Surface Temperature) variant de manière interannuelle (Reynolds et Smith, 1994 [11]) : la constante de rappel est de 8 jours. Pour la zone tampon, on utilise une climatologie saisonnière pour T et S (Reynaud et al., 1998 [10]). On travaille sous l'hypothèse de toit rigide et de non-frottement aux bords. Un spin-up de 20 ans est réalisé à partir de conditions initiales issues de la climatologie MEDATLAS-II [8].

2.2 Les forçages atmosphériques

Les besoins d'un forçage atmosphérique de haute résolution spatiale, de longue durée temporelle et tenant compte de la variabilité interannuelle, nous ont conduits à utiliser les sorties du modèle ARPEGE-Climat [5]. Dans cette étude, on utilise la version «Médias» d'ARPEGE-Climat : ce modèle est global, spectral et possède un zoom sur la région méditerranéenne (résolution spatiale maximale de 50 km). Ce modèle nous fournit les flux en surface quotidiennement : flux solaire, non-solaire, flux d'eau, et tension de vent. Les simulations avec ce modèle sont réalisées en mode forcé par des SST : Reynolds pour le climat présent et Reynolds plus des anomalies de SST pour la simulation de scénario (2000-2099). Ces anomalies sont issues de deux simulations couplées basse résolution (scénario A2 et contrôle) réalisées avec le modèle ARPEGE-Climat/OPA (Royer et al., 2002 [12]). Elles sont ensuite moyennées sur 30 ans en moyenne glissante tous les 10 ans afin de filtrer la variabilité haute fréquence. Le calcul des anomalies et l'impact du réchauffement climatique sur le climat de la région méditerranéenne grâce au modèle ARPEGE-Climat version «Médias» sont décrits par Gibelin et Déqué, 2003 [6].

2.3 Les autres forçages

Outre les flux océan-atmosphère, trois autres types de forçages sont à prendre en compte et à modifier en fonc-

tion du scénario retenu :

La SST de rappel: elle est la même que celle utilisée pour forcer ARPEGE-Climat «Médias» afin de toujours garder une cohérence entre flux et SST de rappel.

La zone Atlantique: on additionne des anomalies 3D de température et salinité à la climatologie Reynaud utilisée pour le rappel. Elles sont issues des mêmes simulations couplées basse résolution que pour la SST.

Les fleuves: aucun rappel en sel n'est imposé à la surface du modèle. Or les fleuves comptent pour une part importante du bilan hydrique (Fle = +0.27 m/an pour un bilan Eva-Pre-Fle = 1 m/an [2]). Nous avons donc décidé d'appliquer de manière explicite l'apport d'eau de chaque fleuve de la Méditerranée au point embouchure. Pour le climat présent, on utilise une climatologie mensuelle compilée par l'UNESCO (RivDis data base). Des paramétrisations adéquates sont utilisées pour les flux d'eau du Nil (afin de tenir compte du barrage d'Assouan) et de la mer Noire. Cette dernière est considérée en première approximation comme un fleuve se jetant en mer Egée [14]. Pour les scénarios de changement climatique, on calcule des anomalies sur chaque bassin versant à partir des pluies et de l'évaporation calculées par ARPEGE-Climat «Médias». Un modèle de routage des fleuves (TRIP [9]) est introduit afin de tenir compte de la distance entre le point où le bilan Eva-Pre est calculé et le point embouchure. Pour la mer Noire, ce sont les anomalies du bilan Pre+Fle-Eva intégré sur la surface de la mer Noire (terme > 0) qui sont utilisées. Ces anomalies sont appliquées comme facteurs multiplicatifs à la climatologie.

2.4 Les simulations

Dans la simulation de scénario qui débute en 1960, le modèle subit les forçages du climat présent jusqu'en 1999. Ensuite de 2000 à 2099, il subit les différents forçages (flux océan-atmosphère, fleuves, rappel en SST, océan Atlantique) décrits dans les sections 2.2 et 2.3 selon un scénario type A2 de l'IPCC.

La simulation de contrôle suit exactement le même chemin jusqu'en 1980. Ensuite, on répète 6 fois de plus, le même forçage i.e. les années 1960-1980. On obtient donc une simulation de 140 ans, de même durée que la simulation de scénario, mais avec un climat type climat actuel. Cette expérience numérique permet de mesurer la dérive, si elle existe, du modèle sur une longue période. De plus, la comparaison de la fin des deux simulations (2070-2099) nous permet de mettre en lumière l'impact du réchauffement climatique sur la mer Méditerranée en s'affranchissant de la dérive.

	SSS	S3D	SST (SSTR)	T3D
Med.	0.33	0.18	2.5 (2.5)	1.0
MedO.	0.23	0.19	2.4 (2.5)	1.1
MedE.	0.33	0.16	2.6 (2.5)	0.9
Adria.	0.61	0.48	2.7 (2.7)	2.1
Liguro-P.	0.28	0.17	2.5 (2.5)	1.1
Egée	0.70	0.38	2.7 (2.7)	1.7
Levantín	0.33	0.12	2.6 (2.6)	0.8

TABLE 1 – Anomalies (période 2070-2099) de la salinité de surface (SSS en psu), du contenu salin (S3D en psu), de la température de surface (SST en °C), de la température de surface vers laquelle on rappelle (SSTR en °C), du contenu salin et du contenu thermique (T3D en °C) entre le scénario et la simulation de contrôle pour différents sous-bassins de la Méditerranée. Le bassin Est (noté MedE.) ne contient ni l'Adriatique, ni la mer Egée. Est et Ouest sont délimités par le détroit de Sicile. Le bassin Liguro-Provençal est la partie nord-ouest du bassin ouest. Le bassin Levantin est l'extrême Est du bassin Est.

3 Résultats

3.1 Stabilité de la simulation de contrôle

La simulation de contrôle présente un comportement remarquablement stable pour toutes les variables étudiées. Par exemple, la température moyenne¹ de la Méditerranée dérive de seulement 0.1°C en 140 ans.

3.2 Evolution des champs de surface

La carte 1 montre les anomalies (scénario moins contrôle, pour la période 2070-2099) de SST (Sea Surface Temperature) et de SSS (Sea Surface Salinity) pour la mer Méditerranée. Les valeurs moyennes pour quelques sous-bassins résumées dans le tableau 1.

Pour la SST, on voit que les anomalies sont relativement homogènes spatialement : aucun bassin ne s'écarte jamais de plus de 8% de la valeur moyennée sur toute la Méditerranée (réchauffement de +2.5°C). De plus, la SST suit de manière très proche la SST de rappel issue de la simulation couplée basse résolution. Malgré l'apparition de structures de petites échelles à l'intérieur de chaque sous-bassin, on peut dire que notre simulation n'est pas réellement indépendante de la simulation couplée basse résolution concernant son réchauffement en surface. La réalisation de scénarios couplés régionaux, c'est-à-dire avec un couplage océan-atmosphère à haute résolution sur la mer Méditerranée (cf. Sevault et al., 2002 [13] pour la présentation d'un tel modèle), nous apportera une meilleure quantification du réchauffement en surface.

Le champ de SSS présente un comportement beaucoup plus intéressant avec des variations spatiales notables. La salinité augmente partout avec une moyenne de +0.33 psu

¹ Température potentielle moyennée sur toute la colonne d'eau en tenant compte du volume des mailles (T3D). Elle est équivalente au contenu thermique. On définira de même le contenu salin (S3D) comme la salinité intégrée sur toute la colonne d'eau.

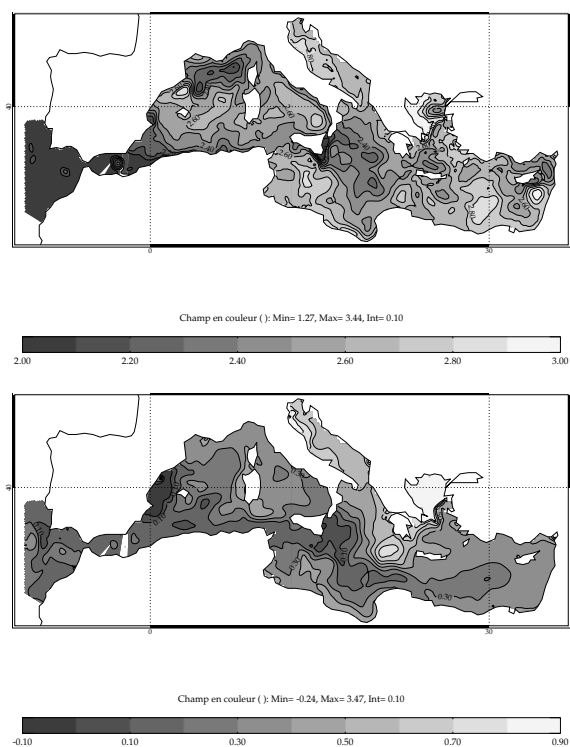


FIG. 1 – Anomalies moyennées sur la période 2070-2099 pour la SST (en haut, en °C) et pour la SSS (en bas, en psu) entre le scénario et le contrôle.

sur l'ensemble de la Méditerranée. Sur la carte 2D, on voit nettement un minimum d'augmentation le long du trajet de l'eau d'origine atlantique qui entre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar. Ce minimum de SSS ne s'explique pas par la structure spatiale du flux d'eau car il est homogène spatialement. En revanche, il s'explique par le fait que la salinité de surface de l'Atlantique subit une hausse beaucoup plus faible que celle de la Méditerranée. Notons que les anomalies de SSS de l'Atlantique proviennent de la simulation couplée basse résolution.

Concernant le flux d'eau (Eva-Pre-Fle), la Méditerranée perd par sa surface une quantité d'eau équivalente à 0.72 m/an dans la simulation de contrôle et 0.94 m/an dans le scénario. La diminution du débit des fleuves représente 1/3 de cette anomalie et semble fortement corrélée avec les maxima de l'augmentation de SSS. En effet, ces maxima se situent en mer Adriatique et en mer Égée, bassins dans lesquels se jettent le Po et la mer Noire. Dans le cas de la mer Égée, l'effet d'une augmentation de la perte en eau par le flux Evaporation-Précipitations vient s'ajouter à la diminution du débit de la mer Noire.

La comparaison scénario-contrôle des champs 2D de SSS et de SST nous apprend que la circulation de surface a elle aussi subi une évolution remarquable mais elle fera l'objet d'une prochaine étude.

3.3 Ralentissement de la circulation thermohaline

Le critère le plus simple pour mesurer l'intensité de la convection profonde est la profondeur de la couche de mélange en hiver (Janvier-Février-Mars). Dans OPAMED8, on se base sur un critère en densité pour définir le bas de la couche. Ce type de critère est rarement satisfaisant mais, si on accorde peu de crédit à la valeur moyenne, on peut cependant se fier aux anomalies entre deux simulations. Pour des anomalies moyennées par bassin en hiver, on obtient les résultats suivants :

- Une diminution très importante (-66%) de la profondeur de convection du bassin Liguro-Provençal, lieu de formation de la WMDW (Western Mediterranean Deep Water).
- Une disparition également importante (-56%) de la convection dans le bassin Levantin, lieu de formation de la LIW (Levantine Intermediate Water).
- Une diminution faible (-11%) de la convection au sud de l'Adriatique, lieu de formation de l'ADW (Adriatic Deep Water) puis de l'EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water) par mélange avec la LIW.
- La convection, également présente au sud de la mer Égée dans notre modèle, diminue de -21% dans ce bassin.

L'une des questions clé liées au réchauffement climatique pour la mer Méditerranée était le devenir de la circulation thermohaline (circulation dans le plan vertical) et du phénomène de convection hivernale. En effet, l'augmentation de la salinité et de la température de surface ont un effet opposé sur la densité. Dans notre simulation, qui ne représente qu'un des scénarios possibles d'évolution de la Méditerranée, la convection faiblit très nettement. L'effet température l'emporte donc sur l'effet salinité.

Par ailleurs, les variations spatiales de l'anomalie de SST étant très faibles, on s'attend à ce que les variations spatiales de la SSS discriminent les différents bassins. C'est bien ce qui se passe puisque les bassins où la salinité de surface augmente le plus sont ceux où la convection hivernale diminue le moins : mer Adriatique et mer Égée.

Afin d'illustrer l'impact que peut avoir une diminution de la convection profonde sur la circulation thermohaline, on a calculé les caractéristiques (température et flux en Sv) de l'eau circulant du nord au sud entre l'Espagne et la Sardaigne (41°N) sous 1000 m de profondeur en moyenne annuelle. Cette eau représente la veine de WMDW (Western Mediterranean Deep Water) exportée depuis son lieu de formation situé au nord de 41°N vers le reste du bassin ouest. On observe deux comportements. Tout d'abord le réchauffement de la WMDW qui passe d'une température comprise entre 12.1 et 12.4°C à une température comprise entre 13.0 et 14.0°C. Ce réchauffement s'accompagne d'une diminution du flux de WMDW produite et exportée vers le reste du bassin : on passe de 0.7 Sv à 0.1 Sv. Une diminution de 66% de la profondeur moyenne de

couche de mélange conduit donc à un arrêt presque complet de la circulation thermohaline sous 1000 m dans la partie ouest de la Méditerranée.

3.4 Modifications des masses d'eau

Le contenu thermique et le contenu salin augmentent pour la mer Méditerranée : +1.0°C et +0.18 psu. Le tableau 1 nous indique que les anomalies de température et de salinité ne se propagent pas de la même manière dans les différents bassins. La logique veut que la propagation soit plus rapide que la moyenne dans les bassins où la convection est plus profonde en moyenne et dans ceux où elle est le moins altérée. C'est ce qu'on vérifie à partir du tableau 1 en calculant le taux de transmission des anomalies de la surface vers la masse pour un bassin donné. Ce taux peut être défini comme le rapport de l'anomalie de T3D (ou S3D) sur l'anomalie de SST (ou SSS). On obtient un taux maximum pour l'Adriatique 78% (respectivement 79%) et minimum pour le bassin Levantin 31% (respectivement 36%). Dans les deux autres bassins importants pour la convection (Égée et Liguro-Provençal), ce taux prend des valeurs intermédiaires.

On peut mettre en parallèle la pente du contenu thermique et du contenu salin obtenue dans nos simulations à la pente observée sur la fin du XX^{ème} siècle (Béthoux et al., 1990 [3]) et attribuée au changement climatique par Béthoux et al., 1998 [4]. Béthoux et al., 1990, observent un réchauffement de $3.47 \cdot 10^{-3}$ °C/an et une augmentation de la salinité de $1.07 \cdot 10^{-3}$ psu/an, de 1959 à 1997 pour des profondeurs supérieures à 800 m dans le bassin ouest. Dans notre cas, si on se place sous 800 m dans le bassin ouest, on obtient sur 100 ans des pentes de $+7.9 \cdot 10^{-3}$ °C/an et $+1.4 \cdot 10^{-3}$ psu/an. On pourrait alors conclure que le comportement de la Méditerranée que nous prévoyons pour le XXI^{ème} siècle est la suite logique des observations de la fin du XX^{ème} siècle avec un phénomène d'accélération, surtout pour la température. Notons cependant que la forte valeur de la pente pour la température pourrait également provenir de l'absence d'une rétroaction réaliste de la convection hivernale sur la SST contrairement à ce que permettrait un modèle couplé régional.

4 Conclusions et perspectives

Pour la mer Méditerranée, le réchauffement climatique (Scénario A2 de l'IPCC) se traduit par une augmentation de la température et de la salinité de surface (valeurs moyennes de +2.5°C et +0.33 psu pour la fin du XXI^{ème}). La valeur de +2.5°C est fortement contrôlée par la SST de rappel dont les anomalies sont calculées à partir de simulations couplées basse résolution. Cette contrainte appelle la mise en place d'un scénario couplé haute résolution sur la Méditerranée.

Les effets pourtant opposés de l'augmentation de température et de salinité en surface entraînent une diminution importante de la circulation thermohaline pour le bassin Levantin et le bassin Liguro-Provençal. Pour les

autres sites classiques de formation d'eau profonde (mer Égée et mer Adriatique), la convection diminue nettement moins. Cela provient d'une augmentation plus importante de la salinité de surface causée principalement par la diminution des débits des fleuves.

Par ailleurs, les caractéristiques des différentes masses d'eau intermédiaires et profondes changent : la température moyenne sur toute la colonne d'eau augmente de +1.0 °C en moyenne sur la Méditerranée et la salinité de +0.18 psu. La répartition spatiale de la pénétration des anomalies de surface vers les couches plus profondes de la Méditerranée se fait en fonction de l'intensité de la convection hivernale dans chacun des bassins.

Références

- [1] Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2003: *The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models*. Deep Sea Research II, in press.
- [2] Béthoux, J.P., 1979: *Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters*. Oceanologica Acta, vol. 2, pp. 157-163.
- [3] Béthoux, J.P., Gentili, B., Raunet, J., Tailliez, D., 1990: *Warming trend in the western Mediterranean deep water*. Nature, n. 347, pp. 660-662.
- [4] Béthoux, J.P., Gentili, B., Tailliez, D., 1998: *Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect*. Geophysical Research Letters, vol. 25, n. 7, pp. 1023-1026.
- [5] Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., Cariolle, D., 1994: *The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling*. Climate Dynamics, vol. 10, pp. 249-266.
- [6] Gibelin, A.L., Déqué, M., 2003: *Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model*. Climate Dynamics, vol. 20, pp. 327-339.
- [7] Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., Levy, C., 1998: *OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual*. IPSL/LODYC, France, Note du Pôle de modélisation, n. 11, décembre 1998.
- [8] MEDAR/MEDATLAS Group, 2002: *MEDAR/MEDATLAS 2002 Database. Cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters*. (4 CDrom, in print).
- [9] Oki, T., Sud, Y.C., 1998: *Design of the global river channel network for Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)*. Earth Interactions 2.
- [10] Reynaud, T., Legrand, P., Mercier, H., Barnier B., 1988: *A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study*. International WOCE Newsletters, n. 32.
- [11] Reynolds, R.W., Smith, T.M., 1994: *Improved global Sea Surface Temperature Analysis Using Optimum Interpolation*. Journal of Climate, 7, pp. 929-948.
- [12] Royer, J.F. et al., 2002: *Simulation of climate changes during the 21st century including stratospheric ozone*. Comptes-Rendus Géosciences, vol. 334, pp. 147-154.
- [13] Sevault, F., Somot, S., Déqué, M., 2002: *Couplage ARPEGE-MEDIAS - OPA-MEDITERANEE. Les étapes*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 84.
- [14] Somot, S., Sevault, F., Douville, H., Déqué, M., 2001: *Etude hydrologique de la mer Noire et Paramétrisation des échanges avec la mer Égée*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 74.

Annexe 5.3:
Résultats préliminaires sur le comportement de MED8, version 8.5

Résultats préliminaires sur le comportement de MED8 version 8.5

Le modèle océanique MED8 du bassin méditerranéen nous donne, à présent, après quelques réglages, des résultats satisfaisants, telle la circulation de surface, de fond ainsi qu'une bonne distribution des masses d'eau et de la convection, part importante de la circulation (thermohaline) de la Mer Méditerranée. Les résultats des simulations ci-dessous ont été obtenus sous les forçages CEPMMT.

1. La circulation

On peut voir le gyre d'Alboran (anticyclone) sur la sortie de Gibraltar apportant de l'eau peu salée de l'Atlantique. Sur le bassin Ligure, le gyre Liguro-provençale bien étendu vers les côtes du Nord de l'Italie avec au centre un maximum local de salinité (favorable pour la convection). Selon Millot (1999), le courant Algérien devrait être parsemé d'anticyclones, malheureusement, la résolution du modèle étant proche ou de l'ordre du rayon de déformation, les tourbillons présents sur cet axe sont tantôt des anticyclones, tantôt des cyclones. Dans le bassin Adriatique, nous voyons l'apparition d'un cyclone au niveau du talon de la botte italienne propice à la formation d'eau. Dans le bassin Levantin, l'eau est très salée, allant jusqu'à 39.2 psu (practical sainity unit). Nous voyons également se profiler une circulation très côtière au nord de la Libye avec un décrochement au niveau de l'Egypte par l'anticyclone de Mersa-Mathrue allant dans l'hypothèse d'un Mid-Mediterranean Jet dans le bassin Est.

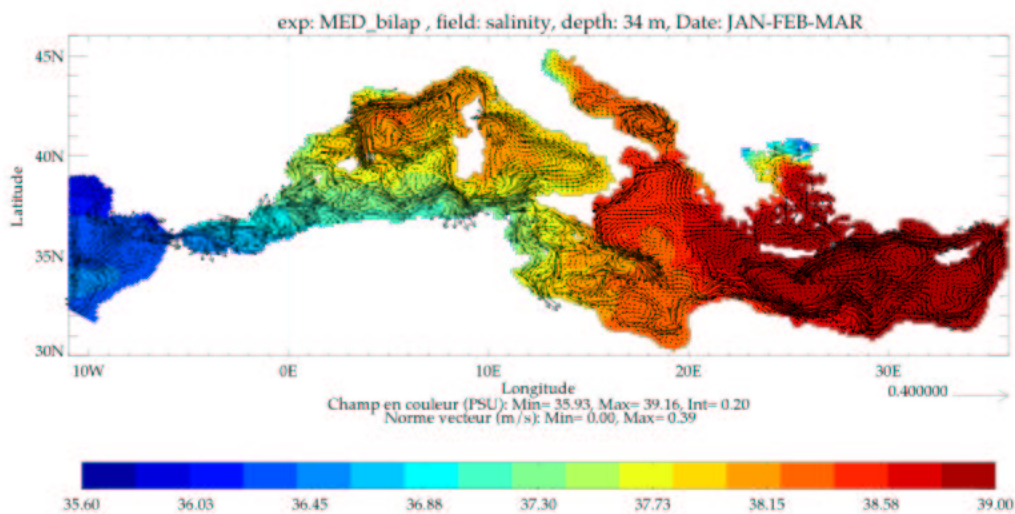


Figure 1: circulation de la mer Méditerranée en hiver par le modèle MED8 (vecteur) sur la salinité

De plus, nous voyons bien l'eau Atlantique moins salée (36.0 psu) entrant dans le bassin Ouest par la gyre d'Alboran, puis se propageant vers l'Est se modifiant tout au long de son voyage. Au détroit de Sicile, la salinité de l'eau Atlantique appelée à présent Eau Atlantique modifiée est à 37.4 psu. Le bassin Lévantien est le bassin le plus salé de la Mer Méditerranée

avec une moyenne à 38.9-39 psu, cela est dû à l'évaporation très forte dans cette zone.

2. La convection

En Mer Méditerranée, il existe trois grandes zones de convection: Le Golfe du Lion qui produit l'eau profonde de la méditerranée Ouest (WMDW: West Mediterranean Deep Water), la mer Adriatique qui produit l'eau profonde de la Méditerranée Est (EMDW: East Mediterranean Deep Water) et le bassin Levantin qui forme l'eau levantine intermédiaire (LIW: Levantine Intermediate Water). Alors que dans la zone du Golfe du Lion, l'eau peut convecter jusqu'à 2500m (MEDOC,1970), l'eau Levantine est formée par de la convection intermédiaire, c'est-à-dire, de la convection jusqu'à 400-500m. Il peut toutefois arriver que l'eau convecte à des profondeurs plus basses de l'ordre de 800-1000m (LDW: Levantine deep Water) (Castellari, 2000). Dans le bassin Adriatique, l'eau convecte jusqu'au fond du bassin qui est à 800m. Cette eau descend ensuite par le détroit d'Otrante le long du talus jusqu'au fond du bassin ionien formant la EMDW.

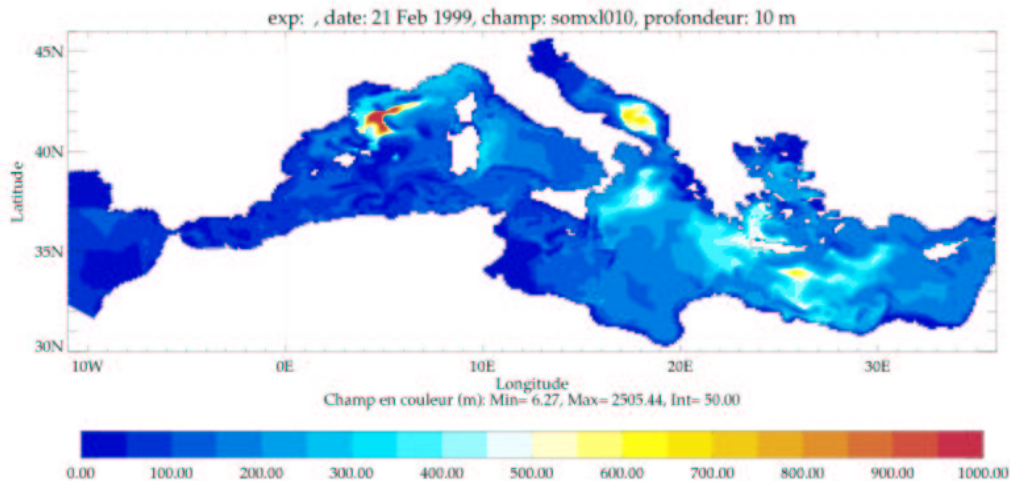


Figure 2: zone de convection en Méditerranée

D'après la figure ci-dessus, nous avons dans le modèle une convection jusqu'à 2500m dans le Golfe du Lion, une convection jusqu'à 700m en Adriatique ainsi qu'une convection jusqu'à 600m dans le bassin Levantin; Ces résultats sont donc tout à fait conformes aux données observées. Ici, la carte choisie est un instantané où la convection dans toutes les zones citées plus haut est présente et dans les bonnes proportions. Mais cela n'arrive pas toutes les années car il y a une grande variabilité interannuelle des profondeurs de convection sur chaque bassin.

Bien sûr ici, la période simulée se situe après l'événement Big transient de 1990-1994. Dans ce contexte, la mer Adriatique a repris ces droits de zone de formation d'eau profonde aux dépens de la Mer Egée pendant la période 1990-1994.

3. Les forçages

Trois jeux de forçages sont disponibles CEPMMT (ECMWF), ERA40 et LMDZ. Regardons, à présent, les profondeurs de couches de mélange pour les différentes expériences sur la figure 3 par une série temporelle du maximum de profondeur de couches de mélange sur les régions du Golfe du Lion (bassin Ligure), la mer Adriatique, de la mer Egée et du bassin Levantin. Comme les années disponibles pour ces forçages sont très dissociées (ECMWF:1998-2002, ERA40:1987-2000, LMDz:1980-1985), la comparaison s'arrêtera aux capacités de chaque forçage à provoquer de la convection et ne se fera pas années par années.

Les résultats obtenus sur la simulation MED_bilap (ECMWF) nous donne une profondeur de convection pouvant atteindre le fond du bassin Ouest (>2500m) certaines années renouvelant ainsi la WMDW, mais reste à environ 800-1000m les autres années (Figure 3a) conformément aux données observées (MEDOC, 1970). En Mer Adriatique, la profondeur maximale s'échelonne entre 800 et 1000m jusqu'au fond du bassin (Malanotte-Rizzoli & Hecht, 1988). De même en Mer Egée, avec des maxima à 800m. Dans le bassin Levantin, la couche de mélange s'approfondit jusqu'à plus de 2000m certains hivers, mais reste à des profondeurs entre 500 et 1000m la plupart du temps, nous pouvons donc faire une distinction entre la LIW (Levantine Intermediate Water) et la LDW (Levantine Deep Water) comme expliqué dans Castellari et al (2000). De même, les profondeurs de couches de mélange pour la simulation MED_ERA40 (figure 3b) sont du même ordre pour les bassins Est (Adriatique, Egée et Levantin). Par contre, le bassin Ligure ne donne pas de convection au-dessous de 400m, donc aucune convection profonde. Certes, la période considérée est celle du Big Transient où la Mer Egée a pris le pas sur la mer Adriatique pour la formation de la EMDW mais cela n'aurait pas dû affecter la partie ouest du bassin Méditerranéen. Dans ces conditions, il semblerait que ce soit la résolution du forçage ainsi que le lissage effectué sur les champs de flux ERA40 qui soient responsables de ce manque de convection dans le Golfe du Lion. La simulation effectuée avec les forçages LMDz (figure 3c) ne nous donne aucune convection supérieure à 400m dans n'importe quel bassin. Ainsi, les eaux de fonds n'ont aucun contact avec la surface et la circulation thermohaline reste alors totalement superficielle.

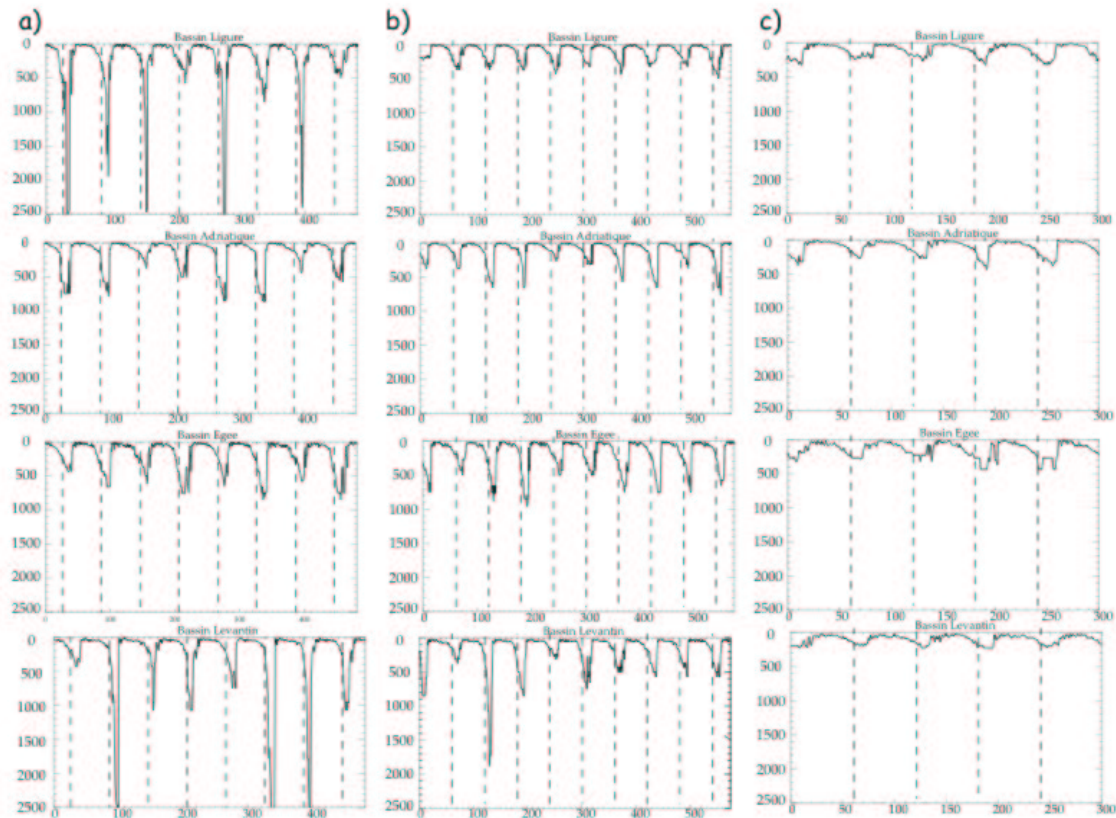


Figure 3: Série temporelle de profondeurs de couche de mélange pour les simulations a) MED_bilap(ECMWF) (2* 1998-2002), b) MED_ERA40 (1990-1999), c) LMDZ145 (1981-1985), dans les bassins de convections. De haut en bas, le bassin Ligurie, le bassin Adriatique, le bassin Egée et le bassin Levantin. Le temps est exprimé en mois de simulation. Les tirets sont les mois de Janvier.

Au vue de ces résultats, la simulation sous les forçages CEPMMT va être poursuivie sur 40-50 ans afin d'avoir un bon aspect du comportement de MED8 sur une variabilité «décadale». Par ailleurs, les flux LMDZ seuls ne fonctionnant pas, les forçages CEPMMT vont être utilisés avec les anomalies LMDz (scénario-actuel) afin de construire le climat futur.

Bibliographie:

Castellari, S., Pinardi, N., Leaman, K., 2000, Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea : influence of the time frequency of the atmospheric forcing. Journal of Geophysical research, vol 105, C10, 24, 157-24, 181.

Millot, C., 1999, Circulation in the Western Mediterranean Sea, J. Marine System, 20, 423-442

Malanotte-Rizzoli, P., Hecht, A., 1988, Large-scale properties of the eastern Mediterranean: a review, Oceanologica Acta, 11, 323-335.

Annexe 5.4:

Clouds space and time scale in the mediterranean area: climate model and observations.

CLOUDS SPACE AND TIME SCALE IN THE MEDITERRANEAN AREA: CLIMATE MODEL AND OBSERVATIONS.

F. Chéruy¹, G.L. Liberti²

¹ LMD/IPSL/CNRS, UPMC, Case 99, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris-cedex05, France, cheruy@lmd.jussieu.fr

² ISAC-CNR, Via Fosso del Cavaliere 100, I-00133, Roma, Italy.

1. INTRODUCTION

The need to produce reliable climate simulations over the south Europe-Mediterranean region makes essential to evaluate the performances of the parameterizations which govern humid processes at regional scale. The goal of our work is to characterize process aspects of clouds at this particular regional scale, both in the observations and in numerical model simulations.

In this abstract, preliminary results concerning the methods developed to compare climate model simulations against geostationary satellite observations are described. The relative restricted dimensions of the region of interest allows to refine the data processing and to use higher resolution data than usually done when considering global applications. The method is designed both to evaluate the cloud representation in the climate model and to support improvement or development of a locally optimized parameterization. The model used is briefly described in section 2. Section 3 describes the processing of the satellite data. The problem of numerical model generated cloud parameters and satellite brightness temperature comparisons is introduced in section 4. Section 5 describes comparisons of cloud parameters for a test dataset. Some conclusions and perspectives are drawn in section 6.

2. THE LMDZOR MODEL

The LMDZOR model is a numerical tool resulting from the coupling between the atmospheric GCM, LMDZ3.3 and the land surface scheme ORCHIDEE. LMDZ uses finite difference (Sadourny and Laval, 1984). The horizontal grid can be stretched in order to increase the resolution in a particular region of the globe. There are 19 vertical layers, unequally spaced. The convection parameterization is based on the K. Emanuel scheme (1991). A prognostic scheme is used to parameterize the large-scale condensation and clouds (Le Treut and Li, 1991). The cloud fraction is predicted from 2 large scale variables of the model: the mean value of the total water in the grid mesh, and the saturation humidity, assuming that the sub-grid repartition of the water follows a probability distribution function. In the general case the PDF is a rectangle, in the case of convection the scheme uses log-normal generalised PDF, in

addition it accounts for the amount of condensate produced at sub-grid scale by the convection (Bony and Emanuel, 2001). The parameterization of radiation transfer is from Fouquart and Bonnel (1980) and Morcrette (1991), the clouds are assumed to overlap in a maximum-random way. The boundary layer is parameterized by an eddy diffusivity formulation. The ORCHIDEE scheme is the result of the coupling of the SECHIBA (Ducoudré et al., 1993) land-surface scheme, which is dedicated to the surface energy and water balances, and the carbon and vegetation model STOMATE (Krinner et al., 2003). In the work presented here, only the SECHIBA module is activated. Meteorological simulations (Hourdin et al., 1999) are performed for the whole month of October 2000: the wind and temperature fields are relaxed 4 times a day toward the ECMWF analysis with a time constant of 3 hours, actually constant over the whole domain. For the Mediterranean zone [10W:40E, 26N:50N], the variables of the model are archived every 30mn. This corresponds both to the time step of the evolution equations for the physics and to the observation interval of METEOSAT. The simulation is initialized the 24th of September to avoid spin-up problems. The grid has 192 points along the latitude direction and 145 along the longitude one. It is stretched with a zoom of factor 4, centered at 40N, 15E; in the Mediterranean area, the resolution is of about 30km by 50km, while it reaches 600 km outside.

3. SATELLITE DATA PROCESSING AND SUB-REGIONS DEFINITION

The restricted dimensions of the Mediterranean area and its high degree of heterogeneity make suitable to use full-resolution METEOSAT data; along the Mediterranean coasts it is very common to pass within 100 km from relatively deep sea to a mountain region. However, since the scope of the study is the evaluation of the GCM simulations at regional scale, it is relevant to look for a partition of the data in sub-region where local forcings and processes can be identified if not isolated. Note that, such a partitioning would probably be meaningless if we were concerned with a NWP model where the spatial resolution is essential. The adopted definition of the sub-regions is based on literature, experience, surface type and elevation. The regions are not

Corresponding author's address: Frédérique Chéruy,
4 pl. Jussieu, Case 99 ;75252 Paris-cedex05, France
E-Mail: , cheruy@lmd.jussieu.fr

always of comparable size, some of them are relatively small sized but their signal, when included in largest region appeared to induce considerable distortion: this is the case of the Balearic islands that when included in a pure ocean region induced considerable deviation from the pure ocean behaviour. Each METEOSAT pixel has been assigned to one of the mediterranean sub-region. Because of the relatively high resolution of the model, it has been possible to assign each model grid box to a sub-region corresponding to the one of the majority of the METEOSAT pixels within the mesh.

Satellite data used in this study are the full resolution B-format METEOSAT data of the archive of the PDUS receiving station of the University of Ferrara and ISAC-CNR. Standard EUMETSAT suggested processing and coefficients have been used to produce brightness temperature geolocated maps.

The period used to develop and test the presented comparison methodologies is the month of October 2000. Several data gaps are found in this time series. No attempt to fill such data gaps, for example with interpolated estimations, was done. We plan to fill such gaps, when possible with data for more complete archives (e.g. the EUMETSAT one).

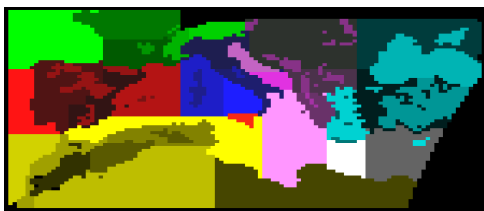


Fig:1 Sub-regions for the model

Fig.1 reports the sub-regions identified in the Mediterranean area as defined for the model. To test the independence of the selected regions the correlation coefficient of the diurnal cycle of frequency occurrence for 1K width classes for all possible sub-regions combinations of was computed. It shows that generally regions are uncorrelated.

4-GCM CLOUD PARAMETERS AND SATELLITES

The basic problem of such a comparison exercise is that the GCM most general cloud product is the cloud cover, for a certain grid size for each model level while the geostationary satellite data from the broadband IR window channel, gives an instantaneous measure of the radiance reaching the satellite sensor from a given FOV. Such radiance can be converted into brightness temperature that, only in the case of optically thick and high cloud, can be assumed, with negligible error, to be the temperature of the cloud top. Briefly, neglecting the spatial resolution and the temporal aspects, the model gives a 3D representation of clouds while at the best a 2D representation of the cloud top can be inferred from IR satellite data.

Three different approaches have been identified to perform such comparison and applied to the month of October 2000 in order to identify problems and information content:

-The "model to satellite" method (Morcrette, 1991, Bonnazola et al., 1999, Chevallier et al., 2001) uses highly parametrized RTM coupled with overlapping models to compute radiances from the GCM parameters (surface parameters, temperature, water vapor, cloud profiles) as they would be observed by the satellite radiometer. Such a method tests not only the single layer cloud information but also the models (RTM, overlapping ...) included in the processing. Given the fact that temperature dependence is close to the 4th power, for example, the sensitivity to any error in the surface temperature or emissivity will be very large. We consider therefore such an approach as a method to validate the overall performances of a model but very difficult to use when testing a single part of the model.

-An alternative approach consists in adding somehow a vertical information to the satellite data by considering relatively large areas (sub-regions). This method assumes that there is an equivalence between the vertical distribution of clouds within a column and the horizontal distribution of cloud top properties. Fig.2 shows an example for a particular sub-region of time series of histograms for averaged (computed over the whole sub-region) model cloud cover (upper panel) and for occurrence of the brightness temperatures (lower panel). The sub-region is the eastern Mediterranean region (grey zone of Fig.1), the model shows very persistent high level clouds layers (levels 10, 11, about 350hPa), not revealed by the satellite observations; the later reaches 240K only from time to time. In the second part of the period (days 282,283) from the METEOSAT data it seems that low clouds are deepening reaching higher tops,

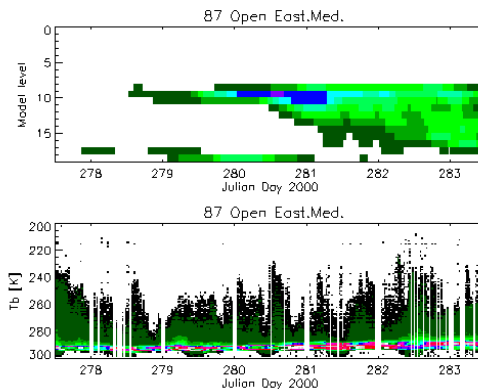


Fig. 2, time series of the histograms for the averaged model cloud cover (upper panel) and for the occurrence of brightness temperature (lower panel)

while the model seems to indicate that the lowest clouds arise after the highest. This behavior is

observed for other sub-regions and seems to be consistent in the simulation. At this stage of the study no explanation is provided. Such comparison method appears to be rich in qualitative informations because the only reduction of information is the actual geographical position of both data. Conversely it is very difficult to design a quantitative estimation of the skill. This could be useful when the method is used to test and evaluate modified versions. For this reason, we seek for a less subjective and more quantitative method even if less general.

-The quantitative method adopted again consider regions and it consists in classifying each satellite pixel into cloudy or clear, then compute the surface covered by clouds, losing any information on the cloud height, and compare such value against the maximum and minimum cloud cover from the model. As stated before such method loses in generality and can test only the hypothesis of underestimation (if maximum overlapping is imposed) or overestimation (in case minimum overlapping is imposed) of cloudiness by the model.

Other tests under examen concern specific aspect of cloud characteristics. In particular the ability of the model to reproduce observed diurnal variability of cloudiness is tested. Such a test is again a very powerful method to test the overall performances of most of the parametrizations, and their mutual coupling, included in the model. In fact the diurnal cycle of cloudiness would depend, in terms of parameterization, not only on the moist processes parameterization but also in the PBL and radiation parameterizations.

5. CLOUD COMPARISON METHOD

5.1 The water vapor issue

The quality of a numerical model cloud representation depends not only on the efficiency of the parameterizations but also on the quality of the input variables. Availability of water vapor is one of the most important conditions for the model to generate a cloud. Comparison between water vapor inferred from SSM/I as well as TRMM/TMI observations (where possible) with the LMDZOR water content is performed. Results show that the model agrees quite well with the observations over most part of the sub-regions. The comparisons with radiosoundings is more delicate. Discrepancies occur which require to be analysed.

5.2 Clouds

For each sub-region and each 30' a model estimation of maximum and minimum possible coverage have been defined and compared with two cloud covers derived from the satellite observations. In the first case a pixel is classified as cloudy when its temperature is colder than 280K. In the second case, each METEOSAT pixel is classified as cloudy if its brightness temperature is colder than a given dynamically determined threshold, distinctive of the particular sub-region, and, to take into account of the surface temperature diurnal cycle, on the slot number in the case of land sub-regions. Such threshold is defined as follow:

- the histogram of the distribution of all brightness temperature for a sub-region in the studied period is computed. The moda (T_{moda}) value of the distribution and the lower boundary of 5% warmest part of the distribution (T_{max}) are identified. The moda is assumed to represent the clear sky and the clear sky variability is supposed to be symmetric with respect to the moda value. With such hypothesis the threshold temperature is defined as:

$$T_{th} = T_{mod} - (T_{max} - T_{moda})$$

Concerning the model cloud cover, the minimum value is computed assuming the maximum overlapping hypothesis: in each box and at each time step, the maximum value of cloud cover among all vertical levels is defined as the minimum box cloud cover. Conversely, the maximum cloud cover is given by the sum (until it reach 1) of the cloud covers in each single layer.

Time series of the cloud covers are produced for every sub-region. Three examples are plotted in Fig. 2. for: the Mediterranean area north of Atlas (upper panel), the Greek peninsula (middle panel) and the north Italian peninsula (lower panel) In the following figures, the lines represent the 2 model cloud cover estimations: minimum overlapping (thick line) and maximum overlapping (thin line). Symbols are the METEOSAT cloud cover estimations: for the fixed 280 K threshold (red plus +) and for the dynamic threshold described above (purple diamond ,).

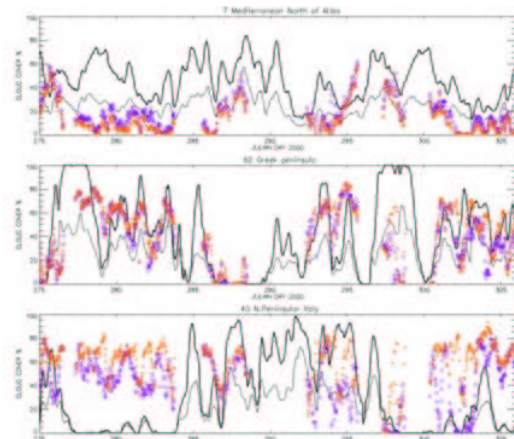


Fig.3 Examples of time series of model and satellite derived cloud covers for three sub-regions (see text)

For the upper panel (Mediterranean North of atlas), the model slightly overestimates the cloud cover. For middle panel (Greek peninsula), the results are in overall good agreement. The lowest panel (North Italy), the tendency is an underestimation of the cloud cover by the model. A skill score, S, is tentatively defined in order to summarize the results. A bias B is defined as the ratio of the model to the satellite cloud cover.

$$B_{min} = \text{model_min} / \text{satellite}, \quad B_{max} = \text{model_max} / \text{satellite}$$

For each slot in a particular region, S is set equal to 1 if B_{\min} and B_{\max} are both greater than 1 (overestimation of the model), it is set to -1 when both are smaller than 1 (underestimation), the zero value is attributed to S , when B_{\min} is less than one and B_{\max} is greater than one (correct). The overall skill is the mean of the S values over the month for each sub-region.

Figure 4 shows the distribution, over the subregions of the S parameter, for the 2 different thresholds adopted for the METEOSAT data processing: 280K (lower panel) and dynamic threshold (upper panel)

While both methods show consistent results for some regions (France, most of the north Africa, eastern part of the Mediterranean), they diverge for several regions (e.g. Central Europe). This shows that work has to be done to improve the threshold definition for the cloud cover calculation with the METEOSAT data.

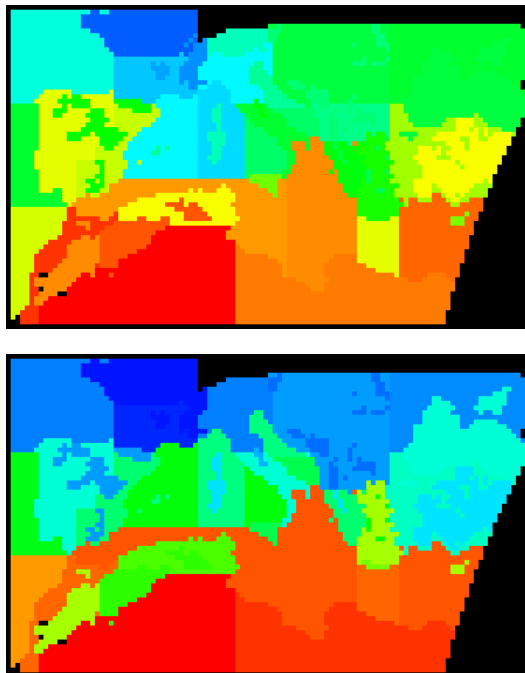


Fig.4 Distribution, over the subregions of the S skill parameter (see text), for the 2 different thresholds adopted for the METEOSAT data processing: 280K (lower panel) and dynamic threshold (upper panel).

6. CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

A preliminary set of tools, for the quantitative as well as qualitative, validation of model cloud cover with satellite observation have been presented. The developed methodology needs to be refined in particular the definition of satellite cloudy pixels over land regions. Other tests, not described here, have been developed and are being analysed in order to assess their contribution to final task. They include:

- capability of the model to reproduce diurnal cycle of cloudiness
- analyses of the capability of the model to reproduce observed cloud cover temporal evolution characteristics through comparison of cloud cover time derivatives
- specific analyses on the model cloud convective scheme using additional information as CAPE. Preliminary tests have been performed by simply comparing the convective cloud cover as produced by the model with the sub-region area portion with brightness temperature colder than 250 K. However a more detailed, and sub-regional, definition of satellite convective cloud cover are in progress.

References

- Bonazzola M., et al., 2001, Retrieval of large-scale wind divergences from infrared Meteosat-5 brightness temperatures over Indian Ocean, *J.G.R.*, 106, D22, 28113-28128
- Bony S and K.A. Emanuel, 2001, A parameterization of the cloudiness associated with the cumulus convection: Evaluation using TOGA-COARE data, *J. Atmos Science*, 58, 3158-3183
- Ducoudré, N., Laval, K. and Perrier, A. (1993) SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate* 2(9):248-273.
- Emanuel K., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large scale models, 1991, *J. Atmos. Science*, 48, 2313-2335
- Fouquart Y and Bonnel, 1980: Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35-62
- Krinner G. et al., 2003: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere biosphere system. *Submit. to global biogeochemical cycles.*
- Hourdin F., J.P. Issartel, B. Cabrit, A. Ideladi : Reciprocity of atmospheric transport of trace species. CRAS
- LeTreut, H. and L.Li: Sensitivity of an AGCM to prescribed SST changes feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties, *Climate dynamics*, 5, 175-187
- Morcrette J, Evaluation of model generated cloudiness: Satellite observed and model generated diurnal variability of brightness temperature, 1991 *Mont. Weather Rev.*, 119, 1205-1224
- Morcrette, 1991: Radiation and clouds radiative properties in the ECMWF system. *J. Geophys. Res.*, 96, 9121-9132
- Sadourny R., and K. Laval, 1984, January and July performance of the LMD general circulation model, in *New Perspectives in Climate modelling*, edited by A Berger and C. Nicolis, pp 173-198, Elsevier Sci., New-york.

Annexe 5.5:
Simulation du climat du Dernier Maximum Glaciaire utilisant le modèle LMDZ
zoomé sur l'Europe

Simulation du climat du Dernier Maximum Glaciaire utilisant le modèle LMDZ zoomé sur l'Europe

(Masa Kageyama, Anne Jost, Gilles Ramstein, Daniel Lunt, LSCE)

Grâce aux reconstructions à partir de pollens, nous avons une bonne connaissance de ce qu'était le climat pendant le Dernier Maximum Glaciaire, il y a 21000 ans : lors du maximum du volume global des glaces continentales, le climat hivernal en France était environ 20°C plus froid qu'actuellement, et le climat estival environ de 5 à 10°C plus froid. Ce climat était également beaucoup plus sec (environ 500 mm/an de moins en précipitation annuelle). Lors du dernier exercice de comparaison des résultats de 16 modèles atmosphériques pour cette période du Dernier Maximum Glaciaire (projet PMIP), aucun des modèles n'était capable de simuler un tel refroidissement hivernal et une telle aridification du climat de l'Europe de l'Ouest. Parmi les raisons de cet échec, la résolution relativement grossière des modèles a été avancée. En effet, les sites des reconstructions polliniques peuvent être influencés par les massifs montagneux proches, massifs qui sont mal représentés dans les modèles basse résolution.

Nous avons donc effectué une simulation du climat du Dernier Maximum Glaciaire à l'aide du modèle zoomé LMDZ avec une grille plus fine sur l'Europe (zoom de facteur 3 centré sur le bassin de Paris). Nous avons comparé cette simulation aux données et à d'autres modèles haute résolution, utilisant différentes approches pour atteindre cette haute résolution sur l'Europe : le modèle anglais HadRM imbriqué dans le modèle de circulation générale atmosphérique HadAM (modèles du Met'Office, utilisés à l'Université de Bristol, collaboration avec Paul Valdes) et le modèle japonais CCSR1, à haute résolution sur le globe (Université de Tokyo, collaboration avec Ayako Abe-Ouchi). Les modèles LMDZ (zoomé) et CSSR1 (haute résolution globale) donnent des résultats similaires : pas d'amélioration des températures hivernales simulées pour le Dernier Maximum Glaciaire par rapport aux versions basse résolution des deux modèles, mais une nette amélioration de la simulation de diminution des précipitations. Cette dernière est liée à la meilleure représentation de l'influence de l'orographie dans les modèles à haute résolution. En revanche, le modèle HadRM simule des températures hivernales en très bon accord avec les données polliniques, ce qui pourrait, de prime abord, laisser penser que l'approche d'imbriquer un modèle régional dans un modèle basse résolution est meilleure. Cependant, dans ce modèle, la représentation des précipitations au DMG est irréaliste, puisque le modèle simule beaucoup plus de précipitation sur l'Europe au DMG qu'à l'actuel. Ainsi, la haute résolution permet certaines améliorations dans le climat simulé pour le DMG mais n'est pas un remède « miracle ». Nous cherchons maintenant à mieux comprendre les différences entre les comportements des différents modèles et d'étudier la variabilité atmosphérique dans les simulations du modèle LMDZ.