



HAL
open science

EVOLUTION RECENTE DES OCEANS TROPICAUX: LE RÔLE DE L'INFLUENCE HUMAINE

Lola Corre

► **To cite this version:**

Lola Corre. EVOLUTION RECENTE DES OCEANS TROPICAUX: LE RÔLE DE L'INFLUENCE HUMAINE. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00690817

HAL Id: tel-00690817

<https://theses.hal.science/tel-00690817>

Submitted on 25 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Océan et Climat*

Présentée et soutenue par **Lola Corre**
Le 25 Novembre 2011

Titre : **Evolution récente des Océans Tropicaux :
le rôle de l'influence humaine**

JURY

Nick Hall (Président)
Hugues Goosse (Rapporteur)
Pierre Yves Le Traon (Rapporteur)
Thierry Huck (Examineur)
Serge Planton (Examineur)
Gilles Reverdin (Examineur)

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *CERFACS/CNRS*
Directeur(s) de Thèse : *Laurent Terray*

Remerciements

Trois années de thèse, c'est beaucoup de travail, quelques galères, un peu de stress, mille choses apprises, des expériences qui marquent, une équipe autour de soi qui vous soutient et vous protège, et surtout une rencontre et un parcours riche d'enseignements avec un Directeur de thèse.

Merci Laurent, pour m'avoir fait partager ta grande culture scientifique et pour ton ouverture d'esprit. J'ai pu mesurer au quotidien combien il était enrichissant de travailler avec toi, même si ton nombre d'idées à la seconde peut parfois effrayer ! Tu n'as jamais peur d'attaquer la montagne par sa face la plus rude, mais en bon guide expérimenté que tu es, tu sais tracer et sécuriser la voie, tout en laissant une grande liberté à ceux qui te suivent. Cet apprentissage de l'autonomie, c'est aussi cela que je retiendrai de ces trois années à tes côtés.

Merci à toi, Aurélien, qui au beau milieu de ma thèse, as surgi avec ton enthousiasme et tes statistiques. Je suis ravie et fière d'avoir été la première utilisatrice de tes scripts Scilab. Toi non plus, tu n'as pas peur des hauts sommets, mais avec tes longues pauses pique-nique, l'ascension se passe (presque) en douceur. Pendant longtemps résonneront à mes oreilles (comme à celles de tous les collègues des bureaux voisins) les grands moments d'émulation entre Laurent et toi ; et moi au milieu... essayant d'en placer une !

Un grand merci à Hugues Goosse et Pierre-Yves le Traon qui ont accepté d'être rapporteurs de ma thèse malgré un manuscrit un peu long, malgré un délai un peu court..., à Nick qui a suivi les étapes de mon travail, du Master au Doctorat, ainsi qu'à tous les autres membres du jury pour avoir fait de cette soutenance, bien plus qu'un passage obligé, un moment d'échange chaleureux qui restera pour moi une date forte et un beau souvenir.

Merci à Céline Mari qui a motivé mon orientation vers les sciences de l'océan et de l'atmosphère. Je n'oublie pas que c'est grâce à ses conseils que j'ai sollicité Laurent comme Maître de stage en Master 2.

Merci à toute l'équipe GlobC pour votre accueil ; ç'a été un vrai plaisir de partager ces trois années avec vous au quotidien, vous allez me manquer ! Je pense d'abord à mon fidèle co-bureau, pour son soutien et sa gentillesse. Super Christian, plus fort que Google, je ne pourrai jamais rendre compte de l'immense quantité de petites questions pratiques auxquelles tu as toujours eu la réponse. A ceux qui m'ont apporté leur aide précieuse dans le travail : Christophe, mon alter-ego dans l'étourderie, pour ta générosité et ton intégrité au service de toute l'équipe ; Emilia, qui fais surgir la vie et l'énergie partout où tu vas, à grands coups d'éclats de rire (ou de palabrotas) ; Philippe, pour ton oreille disponible à mes questions scientifiques sur leur versant existentiel (et je n'oublie pas que je te dois un tour de Smart !) ; Anthony W, pour ton amicale expertise sur mon anglais, Julien Boé pour tes conseils avisés tant sur mon manuscrit que sur ma présentation orale.

Merci aussi à Marie-Pierre, Ariane et Laure pour votre amitié, Isa M., dite LaTeX Jedi, pour ton aide efficace qui m'a fait gagner un temps précieux les derniers mois, Mélodie pour ta fontaine au chocolat, Olivier Titaud pour tes cartons de déménagement, J. Najac qui as conforté mes envies de voyage, Marie et Elo qui m'avez manqué la dernière année, mais êtes restées présentes, même depuis le Chili et les Pays-Bas, sans oublier DD et tes briefings ThC qui me sauvaient la mise pour mes cours à Paul Sabatier ! Mes meilleurs souhaits de bonne continuation à la nouvelle génération : Elodie, Marie, Elizabeth, Li, Yohan, Pierre, Pierre-Antoine ...

Une pensée affectueuse pour toutes celles et ceux qui ont partagé ma pause déjeuner pendant ces 3 années : les copains de 12h20 : Papito, Charles, Vincent et bien sûr mes 2 chères acolytes, Stef et Anso, avec qui c'était bon de se serrer les coudes jusque dans la dernière ligne droite ; la bande de la cafet' : Marie, Lydia, Isa et toutes ses attentions pleines d'affection, Eric et son bon café, Sophie R. et sa bonne humeur, Sophie V. qui a tant voulu comprendre la détection ; enfin Sandrinette (qui est si chouette) et Susanna (dont j'ai squatté le bureau au LA si souvent) en souvenir de nos pique-niques ensoleillés à l'OMP.

Merci à l'indispensable équipe CSG - Isabelle, Fabrice, Gérard et Patrick - qui vous accueille toujours avec le sourire et résolve tous vos problèmes en moins de 2 ! ainsi qu'aux filles de l'administration, toujours disponibles, toujours efficaces : Michèle, Chantal, Séverine, et surtout Nathalie et Isa (te revoilà !). Merci aussi à Marie-Claude Cathala qui, depuis le secrétariat de l'Ecole Doctorale, m'a sortie du pétrin plus d'une fois !

Merci encore à celles et ceux qui ont suivi mon travail d'un peu plus loin et m'ont fait profiter de leurs jeux de données : Gilles Reverdin et la Team SSS du LEGOS - Thierry, Sophie et Gael, Magdalena Balmaseda, Mathieu Hamon. Merci à Julie D. pour ton accueil à Brest et les discussions stimulantes sur la vie d'une chercheuse. Je n'oublie pas celles et ceux qui, dans le cadre du monitorat, m'ont confié TDs et TPs : Sylvain, Dominique et Francis, Véro, pour ta collaboration si sympathique, et Pieter pour la grande confiance que tu m'as accordée.

Un petit mot pour Francine et JP, ainsi que mes ami(e)s chères et fidèles venus à ma soutenance, pour votre présence chaleureuse, même si vous n'avez pas tout compris ! Merci aussi à tous les autres, pour vos petits messages (et même vos jolies fleurs !). Plein de bonheur pour Charlotte et Jérôme, mais ne me refaites plus jamais le coup de vous marier à 3 semaines de mon dépôt de manuscrit ! Je me tourne enfin vers les trois personnes qui me sont les plus chères, avec une pensée spéciale pour mon papa, engagé à plein temps à la relecture de mon manuscrit les dernières semaines... merci mon Pout, tu sais comme ton aide m'est précieuse. Merci à ma Moun que j'adore. Merci à toi, Julien, pour ton réconfort, ton sourire chaque matin et tes bons petits plats, bien contente que tu aies trouvé la recette pour me supporter, dans tous les sens du terme ! A partir d'aujourd'hui, c'est promis, je vais être serviable, aimable, et disponible !

Et maintenant, cap sur l'Asie ... *allez, on y va !*

Acronymes

AMO	:	Atlantic Multi-decadal Oscillation (Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique)
CMIP3	:	Coupled Model Intercomparison Project (3 ^{ème} phase)
<i>Diso14</i>	:	profondeur de l'isotherme 14° C
$(E - P)$:	bilan <i>évaporation - précipitations</i>
ENSO	:	El Niño Southern Oscillation (Oscillation Australe El Niño)
EOF	:	Empirical Orthogonal Function
GES	:	gaz à effet de serre
IPO	:	Inter-decadal Pacific Oscillation (Oscillation Inter-décennale du Pacifique)
ITCZ	:	Inter-Tropical Convergence Zone (Zone de Convergence Inter-Tropicale)
NAO	:	North Atlantic Oscillation (Oscillation Nord Atlantique)
<i>OHC</i> _{700m}	:	0-700m Ocean Heat Content (contenu de chaleur océanique entre 0 et 700 mètres)
psu	:	Practical Salinity Unit
SPCZ	:	South Pacific Convergence Zone (Zone de Convergence du Pacifique Sud)
<i>SST</i>	:	Sea Surface Temperature (température de surface de la mer)
<i>SSS</i>	:	Sea Surface Salinity (salinité de surface océanique)
<i>T250m</i>	:	température moyennée entre la surface et la profondeur 250 mètres
<i>Tiso14</i>	:	température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C
TOD	:	Temporal Optimal Detection (détection temporelle optimale)
XBT	:	eXpendable BathyThermograph

Table des matières

Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction	11
I Les changements climatiques : observation, modélisation et détection	15
1 Observation des grands équilibres climatiques et de leurs perturbations récentes	17
1.1 Cycle énergétique	17
1.2 Cycle hydrologique	20
2 Les causes de la variabilité et des changements climatiques	27
2.1 Variabilité interne du climat	27
2.2 Variabilité externe	30
3 Modélisation des changements climatiques	37
3.1 Evaluation des modèles CMIP3	38
3.2 Projections climatiques	43
4 Détection et attribution des changements climatiques	51
4.1 Principes de la détection et de l'attribution	51
4.2 Ingrédients d'une étude de détection	56
4.3 Méthodes de détection de la réponse au forçage anthropique	59
4.4 Choix des variables océaniques comme traceurs des changements climatiques	65
Synthèse	66
II La température de subsurface : traceur du réchauffement des Océans Tropicaux	69
Préambule	71
5 Evolution récente	73
5.1 Données de température océanique	73
5.2 Variable d'étude : la température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C	77
5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?	79

5.4 Résultats complémentaires : nouvelles analyses objectives et simulations CMIP3	101
6 Détection du signal anthropique	111
6.1 Tendances observées et tendances issues des simulations de contrôle	111
6.2 Détection du signal temporel	112
Synthèse	124
III La salinité de surface océanique : traceur des modifications du cycle hydrologique marin	127
Préambule	129
7 Evolution récente	131
7.1 Données de salinité de surface océanique	131
7.2 Salinité de surface océanique observée : climatologie, variabilité et tendance récente	135
7.3 Peut-on utiliser les réanalyses océaniques pour échantillonner l'incertitude sur les observations de salinité de surface?	139
7.4 Evaluation des modèles CMIP3	143
7.5 Interprétation de la moyenne d'ensemble des tendances simulées	152
8 Détection du signal anthropique	157
8.1 Near-surface salinity as Nature's rain gauge to detect human influence on the tropical water cycle	157
8.2 Mécanismes responsables des changements futurs de salinité de surface	179
Synthèse	184
Conclusion, limites et perspectives	187
Bibliographie	195
Annexe	209

Résumé

Au sein du système complexe que constitue le climat, l’Océan joue un rôle primordial. D’une part, il enregistre et intègre les effets du changement climatique ; d’autre part, les échelles de temps de ses variations naturelles, et notamment son inertie thermique environ mille fois supérieure à celle de l’atmosphère, en font un acteur important susceptible de moduler les effets futurs du changement climatique. Cette thèse se propose de mettre en évidence des signatures du changement climatique d’origine anthropique dans l’Océan. Pour cela, nous étudions les évolutions observées de la température océanique de sub-surface et de la salinité océanique de surface, au cours des trente à cinquante dernières années. Des méthodes statistiques de détection de la réponse au forçage anthropique sont utilisées pour déterminer si une influence humaine peut être détectée dans les changements récents observés.

Nous utilisons des données observées, pseudo-observées (réanalyses océaniques) et simulées par des modèles climatiques. La confrontation entre les observations et les réanalyses océaniques nous permet de vérifier que les réanalyses peuvent être utilisées pour échantillonner l’incertitude sur les observations de température océanique. En revanche, trop d’incertitudes, associées notamment au forçage en eau douce, invalident la possibilité d’utiliser les réanalyses dans l’étude de la salinité océanique. Malgré de nombreux biais, les modèles sont des outils précieux que nous utilisons pour évaluer la variabilité interne climatique et la réponse du système climatique aux forçages externes.

Dans un premier temps, trois variables sont utilisées pour caractériser le réchauffement océanique récent : la température moyennée au-dessus de l’isotherme 14°C (*Tiso14*), la profondeur de cette isotherme, et la température moyennée entre la surface et la profondeur fixe 250 mètres. La température moyenne au-dessus de l’isotherme 14°C est un moyen simple d’isoler les changements thermodynamiques en filtrant les changements associés à des mouvements verticaux d’isothermes. La confrontation des trois variables nous permet de diagnostiquer des changements associés à des redistributions verticales de chaleur d’une part, et à l’absorption de chaleur locale d’autre part. Les premiers sont probablement associés à des changements de circulation océanique. Ils attestent notamment d’une remontée de la thermocline dans les régions équatoriales des bassins Pacifique et Indien. Les seconds sont caractérisés par un réchauffement relativement uniforme, dont la signature est qualitativement différente de celles des variations internes associées à l’Oscillation Pacifique Inter-décennale et à l’Oscillation Multi-décennale Atlantique. La significativité de l’influence anthropique sur ces tendances est testée à l’aide d’une méthode de détection basée sur la recherche, dans les observations, de la réponse au forçage anthropique telle que simulée par les modèles climatiques. La détection est appliquée à la variable *Tiso14* dérivée de six analyses objectives au cours des cinquante dernières années. Une réponse au forçage anthropique est significativement détectée dans l’Océan global, à partir des années 2000.

Dans un deuxième temps, nous étudions l’évolution de la salinité de surface océanique (*SSS*) dans les Océans Atlantique et Pacifique Tropicaux, au cours des trois dernières décennies. Face au manque d’observations des flux d’eau douce au-dessus des océans, cette variable constitue un traceur efficace des modifications du cycle hydrologique marin. La distribution spatiale des

tendances observées de *SSS* est très cohérente avec les projections des modèles numériques pour la fin du 21^{ème} siècle. Elle atteste d'une accentuation des contrastes spatiaux, les régions salées devenant de plus en plus salées, et inversement. Un contraste marqué apparaît notamment entre le Pacifique Equatorial Ouest où la *SSS* diminue, et le bassin Atlantique Subtropical Nord où la *SSS* augmente. Les résultats de deux méthodes de détection, basées sur des hypothèses différentes, confirment une influence significative du forçage anthropique sur les tendances observées. Les mécanismes physiques responsables des changements de salinité de surface sont analysés dans les projections des modèles climatiques à l'échéance 2100. Au premier ordre, les changements de salinité de surface sont principalement influencés par les changements des flux d'eau douce qui reflètent une intensification du cycle hydrologique marin. Dans le bassin Pacifique, les changements de *SSS* sont aussi influencés par l'advection océanique qui propage les anomalies induites par les flux, de la région équatoriale vers les Tropiques.

Abstract

Due to its high heat capacity, the ocean integrates the surface fluxes, producing high signal-to-noise ratio at decadal and longer timescales. On the contrary, long-term changes in atmospheric variables are difficult to measure due to the atmosphere high variability on short timescales. Looking at oceanic variables is thus interesting in order to successfully detect a response to the anthropogenic climate change. This manuscript further examines recent upper ocean temperature and surface ocean salinity changes. As 80% of the excess heat caused by increasing greenhouse gas concentrations, over the last decades, has accumulated in the ocean, the rate of ocean warming is one of the best indicators of the Earth's energy imbalance. Surface ocean salinity provides Nature's largest possible rain gauge and can be efficiently used as an indicator of the changing marine water cycle. Detection methods are applied to assess whether a human influence can be detected in the recent observed changes.

The analysis is based on model-independent objective analysis, model-based ocean reanalyses and large ensembles of climate model simulations. While oceanic reanalyses can be used to assess recent changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature, too much uncertainties remain in the surface fresh water fluxes for using the sea surface salinity derived from these products. Despite of many biases, models skilfully simulate many large-scale aspects of observed climate variability and changes. Here, models are used to evaluate the internal climate variability as well as the climate response to external forcings.

We first concentrate on the subsurface ocean warming, by examining the mean temperature above the 14°C isotherm (T_{iso14}), its depth and a fixed depth mean temperature (250 m mean temperature). The mean temperature above the 14°C isotherm is a convenient, albeit simple, way to isolate thermodynamical changes by filtering out dynamical changes related to thermocline vertical displacements. By using these three variables, we separate out temperature changes due to vertical redistribution of heat on the one hand, and local heat absorption on the other hand. The former are likely related with changes in the ocean circulation, with a clear shallowing of the tropical thermocline in the Pacific and Indian oceans. The latter is largely dominated by a warming pattern whose signature of anthropogenic is qualitatively different from those of the internal decadal variability associated to the Pacific Interdecadal Oscillation and the Atlantic Meridional Oscillation. To assess the effect of the anthropogenic forcing on the upper ocean warming, we use an optimal statistical test, based on the detection of an anthropogenic temporal pattern deduced from climate models, in the observations. The detection test is applied to the mean temperature above the 14°C isotherm derived from six objective analyses, over the last five decades. A response to anthropogenic signal is significantly detected in the global ocean, from 2000 onwards.

We then use observed *SSS* data sets and large ensembles of climate model simulations to identify possible human-induced changes in the tropical marine hydrological cycle evolution over the last decades. Basin-averaged observed changes are shown to enhance salinity geographical contrasts between the two basins : the Pacific is getting fresher and the Atlantic saltier. While the observed Pacific and inter-basin averaged salinity changes exceed the range of internal variability

provided from control climate simulations, Atlantic changes are within the model estimates. Spatial patterns of salinity change, including a fresher western Pacific warm pool and a saltier subtropical North Atlantic, are not consistent with internal climate variability. They are similar to anthropogenic response patterns obtained from transient 20th and 21st century integrations, therefore suggesting a discernible human influence on the late 20th century evolution of the tropical marine water cycle. Changes in the tropical and mid-latitudes Atlantic salinity are not found to be significant, compared to internal variability. The main mechanisms involved in the future tropical ocean salinity change are discussed. At first order, projected SSS changes are mainly influenced by changes in the fresh water fluxes, reflecting the *rich gets richer* paradigm. Nevertheless, the extension of the western Pacific fresh pool likely involves additional influence of ocean dynamics.

Introduction

Connaître, pour en maîtriser les effets, le temps qu'il fera demain et au-delà, c'est un défi auquel les hommes se sont attelés depuis l'aube des temps. Parce qu'il influence directement la température de l'air, le cycle de l'eau, la couverture végétale, l'extension de la glace, et autres éléments qui déterminent notre environnement, le climat a représenté un sujet essentiel de préoccupation, voire de fascination pour les sociétés humaines. L'enjeu a toujours été d'importance : anticiper le mouvement des animaux en transhumance, préparer les terres pour une meilleure récolte, planifier les périodes de pêche et de chasse. Certains peuples ont développé des aptitudes exceptionnelles dans la capacité à lire dans leur environnement les signes annonciateurs du « temps qu'il fera ». C'est le cas des Nganyi, dans l'Ouest du Kenya qui ont mérité le nom de « faiseurs de pluie ». Entre science et légende, leur compétence repose sur un ensemble de connaissances fondées sur une observation attentive de la nature, des changements de température révélés par la floraison de certains arbres, le chant des oiseaux, le comportement des fourmis, le coassement des grenouilles. Depuis des générations, les communautés rurales locales font appel à ces météorologues traditionnels afin de choisir le meilleur moment pour préparer la terre et semer les graines. Mais, aujourd'hui, les faiseurs de pluies Nganyi se disent déconcertés par le changement climatique qui rend leur prévisions plus difficiles et moins précises.

Si les sciences du climat étaient jadis le fait de quelques prévisionnistes avisés, elles prennent un nouvel essor dans le contexte du changement climatique. Depuis quelques dizaines d'années, les activités humaines modifient le climat par le biais d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dans l'atmosphère. Des manifestations du changement climatique sont visibles tout autour du globe. Citons par exemple la hausse globale des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan, l'élévation du niveau moyen de la mer, la fonte massive de la neige et de la glace dans l'hémisphère nord, l'intensification des précipitations dans de nombreuses régions continentales des moyennes et hautes latitudes, ainsi qu'au contraire la diminution des précipitations au Sahel, dans les régions méditerranéennes, au Sud du continent africain et dans certaines régions d'Asie du Sud (Giec, 2007). Nombre de ces changements, et plus particulièrement ceux affectant le cycle hydrologique, s'accompagnent de risques environnementaux et sanitaires, voire de tensions géopolitiques. Face à ces évidences, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement ont créé en 1988 le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC). A la demande du G7, aujourd'hui G20, le GIEC a été chargé d'évaluer l'information scientifique, technique et socio-économique se rapportant à la compréhension du risque de changements climatiques induits par l'homme. Depuis sa création, il a produit une série de rapports qui portent sur les causes et les impacts du changement climatique, et proposent des stratégies d'atténuation et d'adaptation. Une des missions du GIEC est également de produire des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre servant de base à l'élaboration de scénarios de changements climatiques à l'horizon 2100.

Aujourd'hui, la prévision du climat, qui n'est rien d'autre qu'une prévision du futur, ne relève plus de la compétence des sorciers ou d'un savoir ancestral, mais passe par le développement

de modèles numériques complexes basés sur les équations de la dynamique des fluides. Pour tenter d'y parvenir, l'étude du climat s'appuie sur les progrès accomplis dans plusieurs disciplines scientifiques. La météorologie et l'océanographie, en particulier, ont permis une compréhension physique fine des composantes du système climatique. L'étude de l'atmosphère se base sur le réseau mondial de stations météorologiques, mis en place depuis la fin du XIX^{ème} siècle par l'Organisation Mondiale de la Météorologie. En revanche, le passage d'une approche géographique et descriptive à une approche géophysique de l'océanographie ne remonte qu'à quelques décennies. Jusqu'au début des années 1960, l'océan était considéré comme un milieu passif qui se contentait de répondre au forçage de l'atmosphère. Aujourd'hui, on sait au contraire que l'océan est une composante essentielle du système climatique, du fait de ses grandes capacités de stockage et de transport de chaleur, d'eau et de gaz, et du fait de son couplage avec l'atmosphère (l'exemple le plus connu étant l'Oscillation Australe El Niño). Le rôle de l'océan est double : d'une part, les longues échelles de temps de ses variations internes en font un acteur important susceptible de moduler les effets futurs du changement climatique. D'autre part, il enregistre et intègre les effets du changement climatique. On estime qu'au cours des 50 dernières années, 80% de la chaleur additionnelle, liée à l'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre anthropiques, a été absorbée et stockée dans les 700 premiers mètres de profondeur des océans Tropicaux. De plus, l'océan absorbe directement les gaz à effet de serre via des processus chimiques et biologiques. On évalue qu'un tiers des 6 giga tonnes de carbone relâchées chaque année dans l'atmosphère par les activités humaines sont absorbées par l'océan. L'océan intègre également les modifications du cycle hydrologique à travers l'évolution de salinité de surface océanique qui reflète les variations du bilan évaporation moins précipitation. L'étude de l'évolution des variables océaniques est donc essentielle afin de déterminer comment les émissions anthropiques de gaz à effet de serre ont affecté le climat au cours des dernières décennies, et comment elles continueront à l'affecter dans les décennies à venir.

Les récentes et considérables avancées scientifiques dans les domaines géophysiques ont été possibles grâce au développement des systèmes d'observations. Depuis la fin des années 70, l'apparition des données satellites a permis l'accès à une connaissance précise et globale de l'état de l'océan, de l'atmosphère, de l'étendue de la couverture de neige, de la glace, et de la couverture végétale. Toutes ces données précieusement répertoriées permettent aux climatologues d'établir des bilans et de réaliser des statistiques, base des sciences du climat. A partir de données tenues à jour par l'Unité de Recherche sur le Climat et le Centre Hadley du Met Office du Royaume-Uni, le Centre National de Données Climatologiques des États-Unis (NCDC) et l'Administration américaine pour l'Aéronautique et l'Espace (NASA), l'OMM dresse le bilan suivant pour l'année 2010 : à l'échelle globale, elle se situe parmi les trois années les plus chaudes jamais observées, aux côtés de 2005 et 1998. Elle s'inscrit ainsi dans un contexte plus large de réchauffement à long terme, parmi les dix années les plus chaudes jamais enregistrées, qui sont toutes postérieures à 1997. Des températures particulièrement élevées ont notamment été mesurées en Afrique, au Sud et à l'Est de l'Asie, au Groenland et dans l'Arctique canadien. Le diagnostic est toutefois très différent dans d'autres régions du globe, et notamment en Europe septentrionale où les températures ont été nettement inférieures à la normale. C'est ainsi que pour la France métropolitaine, 2010 se classe, avec 1996, comme l'année la plus fraîche de ces deux dernières décennies (Météo France). Face à toutes ces données, une question est fréquemment posée, à la fois par les citoyens, les médias et les politiques, qui consiste à se demander si tel ou tel événement climatique est naturel, ou s'il est une conséquence de l'influence humaine sur le climat. Répondre à cette question passe par la réalisation d'études statistiques dites de détection et d'attribution des changements climatiques. Celles-ci passent par une comparaison minutieuse entre les climats observés et simulés par des

modèles numériques.

L'objectif de cette thèse est de mettre en évidence les changements d'origine anthropique survenus au sein des deux équilibres climatiques fondamentaux que sont le cycle énergétique et le cycle hydrologique, au cours des trois à cinq dernières décennies. Pour cela, nous étudions les évolutions récentes de variables océaniques. Les températures de subsurface océaniques et la salinité de surface océanique sont respectivement considérées en tant que traceurs du réchauffement et des modifications du cycle hydrologique. La structure de ce manuscrit s'organise en trois grandes parties.

- La **première partie**, déclinée en quatre chapitres, introduit le contexte de notre travail. Dans un premier temps, nous présentons les grands équilibres climatiques et dressons un état de l'art des principales perturbations observées en leur sein. Les causes possibles de la variabilité et des changements climatiques sont ensuite déclinées et illustrées. Nous introduisons les concepts de variabilité interne et externe, naturelle ou anthropique. Les troisième et quatrième chapitres se penchent sur les outils dont disposent les scientifiques pour interpréter les évolutions observées : les modèles climatiques, aussi utilisés pour projeter le climat futur, et les méthodes statistiques de détection des changements climatiques.

- La **deuxième partie** est consacrée à l'étude de la température de subsurface océanique. A travers l'analyse d'observations, nous nous efforçons de dégager les principales tendances représentatives de l'évolution de cette variable. La comparaison entre les évolutions observées et simulées par des modèles numériques, nous permet une première interprétation, qualitative, des causes des tendances observées. La significativité de ces tendances est finalement testée via l'application de méthodes statistiques de détection de la réponse au changement climatique d'origine anthropique.

- Une même démarche est de nouveau suivie dans la **troisième partie** de ce manuscrit, appliquée cette fois à l'étude de la salinité de surface océanique. Nous attachons, de plus, un soin particulier à identifier les mécanismes physiques à l'origine des changements de cette variable.

Après un résumé de nos principaux résultats, la conclusion sera l'occasion d'examiner les limites des variables et méthodes que nous avons utilisées. Quelques pistes de travail et d'améliorations possibles pour le futur seront proposées.

Première partie

Les changements climatiques : observation, modélisation et détection

Chapitre 1

Observation des grands équilibres climatiques et de leurs perturbations récentes

Le système climatique comprend cinq grandes sphères qui sont l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, les terres émergées et la biosphère. Elles interagissent via des échanges dynamiques, thermodynamiques, radiatifs et chimiques. L'état de ce système extrêmement complexe résulte du jeu de plusieurs éléments. Le Soleil y joue un rôle essentiel car son rayonnement est la principale source d'énergie sur Terre. L'inégale répartition de cette énergie entre les hautes et basses latitudes est à l'origine de la mise en mouvement des masses atmosphériques et océaniques. La répartition moyenne des courants est déterminée par la géographie des continents et par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre. L'eau est un autre élément clé du système climatique, par son rôle majeur dans le transport et la redistribution d'énergie, de nutriments et de minéraux. A l'échelle du globe, les échanges d'eau et d'énergie entre les différentes sphères du système climatique s'organisent autour de grands équilibres. Le bilan énergétique décrit la chaîne de processus permettant à l'énergie reçue du Soleil d'être compensée par l'énergie émise vers l'Espace par le système Terre-Océan-Atmosphère. Le cycle de l'eau résume, quant à lui, les échanges entre les principaux réservoirs que sont les océans, l'atmosphère, les rivières, les sols et les calottes glacières. L'évolution de certaines variables climatiques, observées au cours du 20^{ème} siècle, semble indiquer des perturbations de ces deux grands équilibres fondamentaux, décrits dans ce premier chapitre. En nous basant sur la littérature établie, nous illustrons les principaux changements qui ont été observés au sein de chacun d'entre eux.

1.1 Cycle énergétique

L'énergie initiale nécessaire à la mise en marche de toute la machine climatique provient du rayonnement solaire atteignant le sommet de l'atmosphère, égal en moyenne annuelle sur l'ensemble de la planète à 341W/m^2 . Un peu moins de la moitié de ce rayonnement parvient à la surface de la Terre, le reste étant soit réfléchi vers l'espace, soit absorbé dans l'atmosphère (Figure 1.1). Ainsi réchauffée, la surface émet un rayonnement infrarouge proportionnel à sa température. Seul 10% de ce rayonnement traverse l'atmosphère pour être libéré dans l'espace, tandis que le reste est absorbé par les gaz à effet de serre (GES) présents dans l'atmosphère. Les principaux gaz à effet de serre sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, le protoxyde d'azote et l'ozone. A son tour, l'atmosphère se réchauffe et émet un rayonnement infrarouge, d'une part vers l'espace et d'autre part vers la surface de la Terre qui, à ce stade, a

reçu plus de chaleur qu'elle n'en a dégagée. A l'équilibre, cet excès de chaleur est compensé par des pertes liées à l'évapotranspiration de l'eau de surface (flux de chaleur latente) et des flux turbulents de chaleur sensible. Du bilan entre ces flux résulte la température moyenne globale à la surface de la Terre d'une valeur de 15°C environ. Notons qu'en l'absence d'effet de serre, cette température ne dépasserait pas -18°C, remettant en cause les conditions de la vie sur Terre.

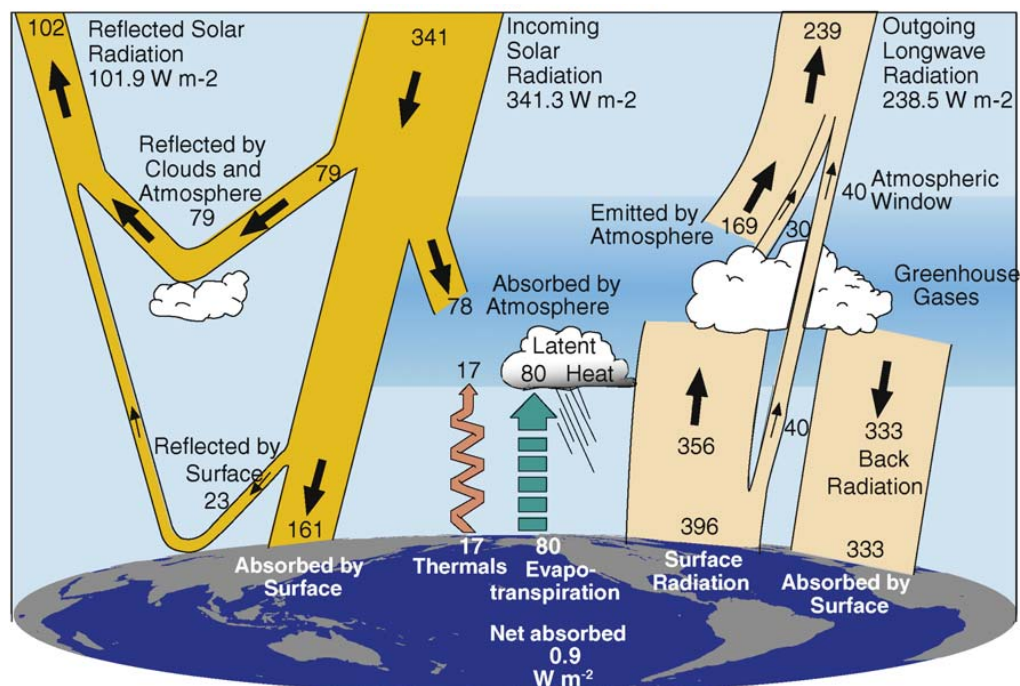


FIGURE 1.1 – **Bilan radiatif du système Terre-Atmosphère.** Les valeurs numériques indiquent l'intensité des flux énergétiques (en W/m^2) en moyenne globale et annuelle, sur la période 2000 - 2004, telle qu'estimée à partir d'observations satellitaires, notamment mesurées par le système CERES (Wielicki et al., 1996) pour les flux au sommet de l'atmosphère. Des incertitudes sont associées à chacun des termes. Elles sont de l'ordre de 5 à 10 W/m^2 pour les flux au sommet de l'atmosphère, et de 10 à 15 W/m^2 à la surface (Zhang et al., 2004). La plus large des incertitudes concerne le flux infra-rouge émis par l'atmosphère vers la surface (Back Radiation) qui dépend de la couverture nuageuse, ainsi que des températures et humidité atmosphériques. Source : Trenberth et al. (2009)

L'observation des flux énergétiques n'est possible que depuis quelques années, grâce au développement des systèmes d'observation par satellite. Le recul temporel sur les observations est donc insuffisant pour étudier des évolutions à long terme du bilan radiatif. En revanche, des données de température de surface sont disponibles sur l'ensemble du 20^{ème} siècle, avec une couverture spatiale suffisante pour rendre compte d'évolutions à l'échelle globale. Ainsi, les observations de température de surface attestent d'un réchauffement global au cours du 20^{ème} siècle, qui s'accélère depuis 1970 (Figure 1.2a). Ce réchauffement semble témoigner de modifications du cycle énergétique global. Estimé par une tendance linéaire entre 1906 et 2005, il s'élève à 0.74°C (± 0.18) entre 1906 et 2005.

Au-delà du réchauffement global, la distribution géographique de l'évolution des températures de surface entre 1900 et 2010 révèle d'importantes disparités spatiales (Figure 1.2b). Le réchauffement est maximal à la surface de l'Océan Arctique, du fait d'une boucle de rétroaction positive entre l'augmentation des températures et la fonte des glaces qui induit une diminution de l'albédo de la surface. Une même rétroaction positive est associée à la réduction du manteau neigeux sur les continents des moyennes et hautes latitudes, d'où le réchauffement marqué sur

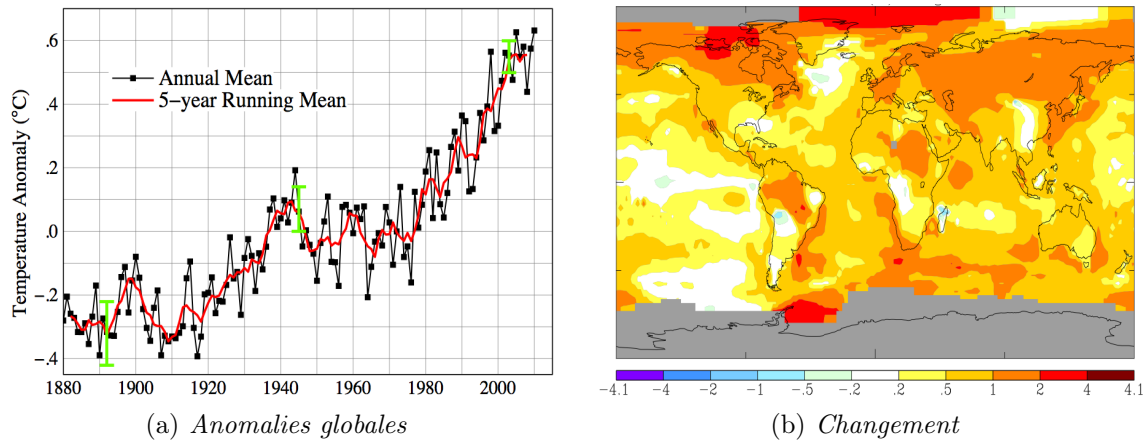


FIGURE 1.2 – **Evolution de la température de surface globale au cours du 20^{ème} siècle.** Les données sont issues des jeux GISS (Hansen et al., 2001) pour les continents et HadSST2 (Reynolds et al., 2002; Rayner et al., 2003) pour les océans. (a) Série temporelle des anomalies globale (en °C) par rapport à la période de référence 1951 - 1980. Les barres vertes sont des estimations de l'incertitude associée aux données. (b) Distribution spatiale du changement (en °C) estimé par une tendance linéaire entre 1900 et 2010. Source : <http://data.giss.nasa.gov>.

les continents au Nord de 40°N. Dans l'ensemble, l'amplitude du réchauffement est plus faible au-dessus des océans. C'est pourtant par les océans que la très large majorité du réchauffement récent a été absorbée (Figure 1.3). Ce paradoxe (un maximum de chaleur absorbée et un minimum de réchauffement en surface) est lié à la grande capacité thermique des océans (1200 fois supérieure à la capacité thermique de l'atmosphère), elle-même due à leur masse (300 fois supérieure à celle de l'atmosphère) ainsi qu'à la chaleur spécifique de l'eau (4 fois supérieure à celle de l'air). Près de 90% de l'augmentation du contenu de chaleur global survenu au cours des cinquante dernières années est due au réchauffement de l'océan (Figure 1.3), dont les deux tiers se sont produits entre la surface et 700 mètres de profondeur dans les Tropiques (Figure 1.4). Le taux de réchauffement de subsurface (par exemple entre 0 et 700 mètres dans Bindoff et al., 2007) des océans, notamment tropicaux, est donc l'un des meilleurs indicateurs du déséquilibre du bilan énergétique de la Terre.

La Figure 1.5 illustre, pour différents jeux d'observations, l'évolution récente du contenu de chaleur de l'océan entre 0 et 700 mètres de profondeur (noté OHC_{700m} en référence à sa dénomination en anglais de *Ocean Heat Content*). La dispersion entre leurs courbes résulte principalement des différences de traitement des données entre les jeux ; les données elles-mêmes étant quasiment les mêmes. Cette dispersion donne une mesure de l'incertitude associée à l'observation de l'évolution récente de l'océan de subsurface. Un jeu se distingue particulièrement des autres, en présentant des anomalies excessivement chaudes entre 1970 et 1980. De telles anomalies étaient également visibles sur les séries temporelles de contenu de chaleur océanique présentées dans le dernier rapport du GIEC (Bindoff et al., 2007). Depuis, une étude de Gouretski and Koltermann (2007) a montré que ces anomalies étaient liées à des biais instrumentaux (Chapitre 5). Plusieurs corrections ont été proposées (Wijffels et al., 2008; Levitus et al., 2009; Ishii and Kimoto, 2009) sans qu'aucun consensus n'ait encore été adopté. Malgré leurs désaccords en terme de variabilité interannuelle à décennale, notons simplement ici que tous les jeux d'observations s'accordent sur une augmentation du OHC_{700m} au cours des cinquante dernières années. Nous reviendrons dans la suite de ce manuscrit (Partie II) sur l'interprétation de la variabilité et des tendances des températures de l'océan de subsurface.

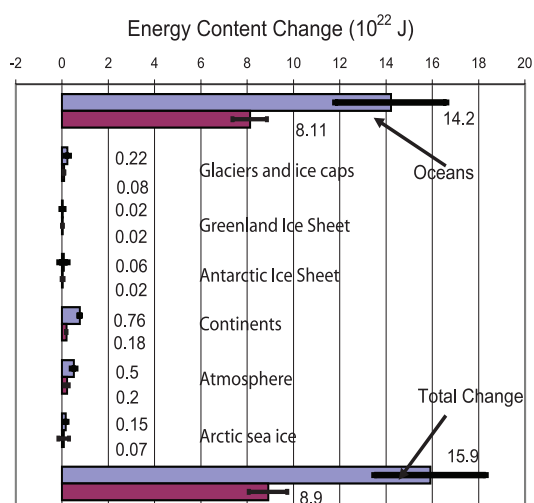


FIGURE 1.3 – *Changement du contenu énergétique dans différentes composantes du système climatique.* Les contenus énergétiques (en 10^{22} Joules) et les incertitudes associées sont calculés sur les périodes 1961 - 2003 (en violet) et 1993 - 2003 (en bordeaux). Source : Bindoff et al. (2007)

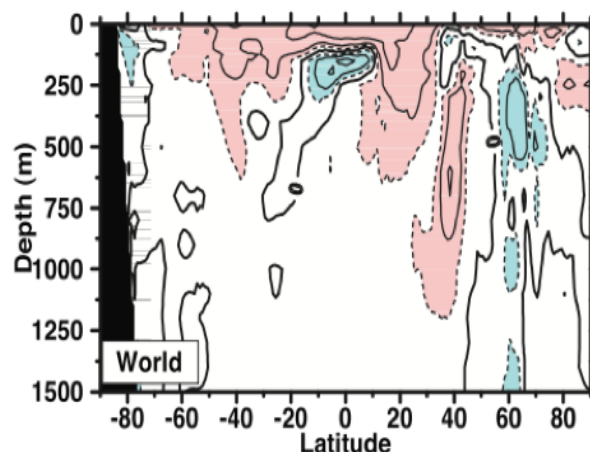


FIGURE 1.4 – *Réchauffement océanique récent.* Coupe zonale de la tendance linéaire (en $^{\circ}\text{C}$ par décennie) des températures de l'océan global entre 1955 et 2003, d'après Levitus et al. (2005). L'intervalle entre les contours vaut 0.05°C par décennie. La ligne noire épaisse souligne le contour correspondant au niveau zéro. Les valeurs supérieures ou égales à $0,025^{\circ}\text{C}$, et inférieures ou égales à $-0,025^{\circ}\text{C}$ par décennie, sont indiquées respectivement par les couleurs rose et bleu. Source : Bindoff et al. (2007)

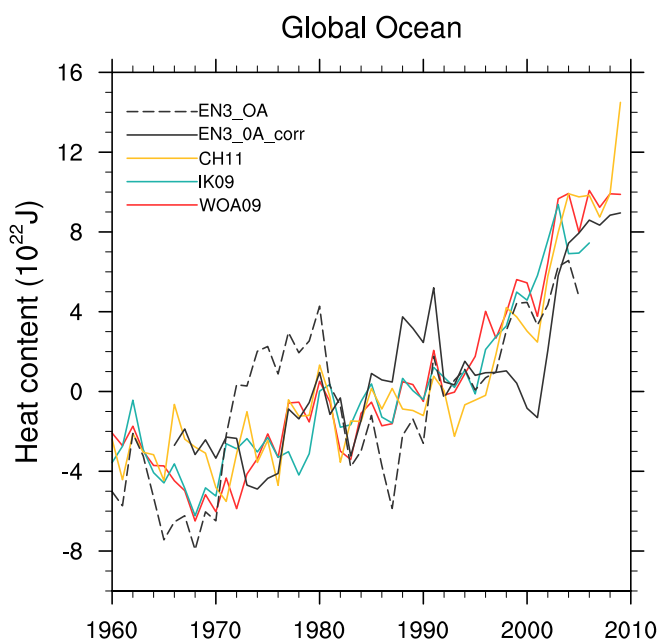


FIGURE 1.5 – *Evolution du contenu de chaleur océanique (0-700mètres) global.* Les anomalies annuelles de $\text{OHC}_{700\text{m}}$ (en 10^{22} Joules) sont calculées par rapport à la période de référence 1966 - 2005, d'après cinq jeux d'observations différents : EN3_OA et EN3_OA_corr (S. Good, communication personnelle), Coriolis-Hamon (noté CH11, Hamon et al., 2011), IK09 (Ishii and Kimoto, 2009) et WOA09 (Levitus et al., 2009).

1.2 Cycle hydrologique

Outre de l'énergie, les différentes composantes du système climatique échangent également de l'eau, sous forme liquide ou vapeur. Celle-ci se répartit très inégalement entre ses différents

réservoirs. Les océans contiennent environ $1,4 \times 10^9 \text{ km}^3$ d'eau, soit 97% de l'eau terrestre, 24 fois plus que les lacs et les glaciers terrestres réunis, et 100 000 fois plus que l'atmosphère. Les principaux flux d'eau douce entre ces réservoirs sont les précipitations, l'évaporation et les rivières. Ensemble, ils constituent le cycle de l'eau (Figure 1.6). L'énergie solaire est le principal moteur du cycle de l'eau, en apportant de la chaleur qui induit l'évaporation de l'eau en surface. Au-dessus des continents, l'évaporation est limitée par la disponibilité de l'eau dans les sols. Au contraire, les océans qui recouvrent 71% de la surface terrestre, sont une source infinie d'humidité. En moyenne globale, 86% de l'évaporation a lieu au-dessus des océans. Une fois dans l'atmosphère, la vapeur d'eau est transportée par les vents, puis se condense, formant les nuages. La précipitation des nuages sous forme de pluie, ou de neige, assure le retour de l'eau vers la surface. 78% des précipitations ont lieu au-dessus des océans, d'où un déficit par rapport à l'évaporation. Au contraire, les précipitations excèdent l'évapotranspiration au-dessus des continents. Les rivières et le ruissellement de l'eau excédentaire sur les continents vers les océans permettent d'équilibrer le cycle.

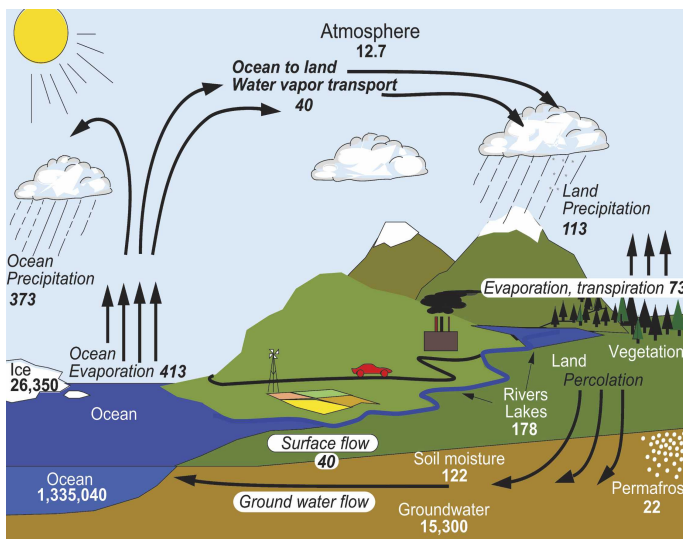


FIGURE 1.6 – *Cycle hydrologique du système terre-atmosphère.* Les estimations des principaux réservoirs d'eau (en 10^3 km^3) sont indiquées en caractère simple, tandis que les moyennes globales des flux d'humidité (en 10^3 km^3 par an) sont en italique. Source : Trenberth et al. (2007)

	km ³ /yr	Sv
Pacific Evaporation	212,655	6.74
Pacific Precipitation	228,529	7.24
Atlantic Evaporation	111,085	3.52
Atlantic Precipitation	74,626	2.36
African Precipitation	20,743	0.66
N. American Precipitation	15,561	0.49
European Precipitation	6,587	0.21
Amazon River Discharge	6,000	0.19
Mississippi River Discharge	560	0.017
Greenland Glacial Melt Discharge*	225	0.007

*According to Baumgartner and Reichel (1975) and Rignot and Kanagaratnam (2006)

FIGURE 1.7 – *Ordres de grandeur des principaux flux d'eau douce.* Flux estimés au-dessus de chaque grand bassin océanique et pour quelques sources continentales. Les flux sont exprimés en km^3 par an et en Sverdrup ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Source : Schmitt (2008)

La comparaison entre les flux d'eau douce au-dessus de chaque bassin océanique et les débits de grands fleuves (Figure 1.7) montre que le cycle de l'eau est largement dominé par les échanges entre l'océan et l'atmosphère. Même le débit de l'Amazone paraît insignifiant par rapport au total des précipitations et de l'évaporation au-dessus des océans (Schmitt, 2008). La quantification des flux d'eau douce entre l'océan et l'atmosphère semble donc essentielle à la compréhension du cycle hydrologique. Or, celle-ci est limitée par la difficulté de mesurer tant les taux moyens que l'évolution des précipitations et de l'évaporation au-dessus des océans, a fortiori de manière globale.

La Figure 1.8 témoigne de l'incertitude associée aux observations des flux d'eau douce au-dessus des océans. À gauche (Figure 1.8a), sont représentées les moyennes zonales des précipitations marines climatologiques (1989-2008) issues de différents produits observés : deux jeux basés sur des données satellites, un jeu basé sur des observations in-situ et une réanalyse atmo-

sphérique. La dispersion entre les différents jeux est large. Près de l'Equateur, même les deux jeux basés sur des données satellites diffèrent d'environ 20%. Notons que la moyenne zonale peut cacher des désaccords régionaux qui excèdent largement ce pourcentage. Les incertitudes sont également importantes pour l'évaporation marine (Figure 1.8b) qui n'est pas directement mesurée, mais estimée par formules aérodynamiques moyennes (dites *formules bulk*), à partir de données de vitesse du vent, de températures de l'air et de l'eau, et d'humidité.

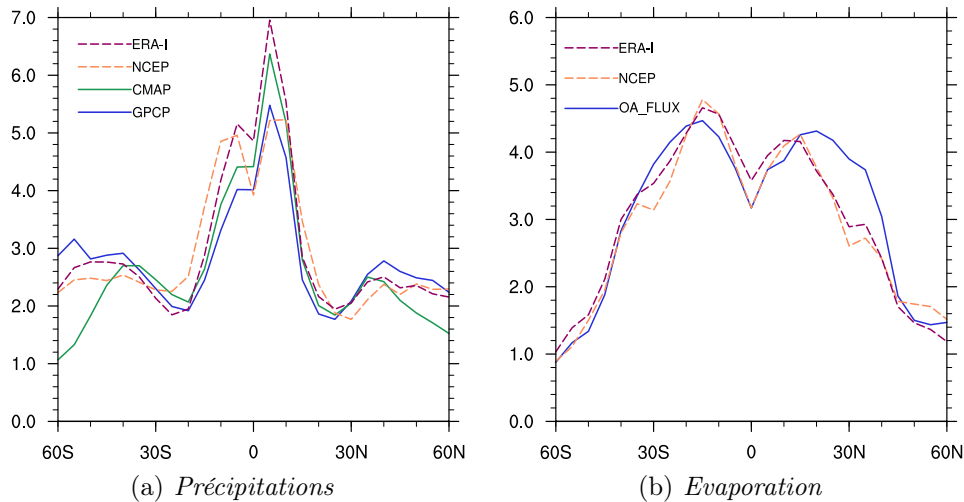


FIGURE 1.8 – *Répartition zonale des flux d'eau douce marins (en mm/jour), en moyenne sur la période 1989 - 2008.* Les courbes pleines correspondent aux données dérivées des réanalyses atmosphériques NCEP (Kalnay et al., 1996) et ERA-Interim (Simmons et al., 2007). Pour les précipitations (a), les courbes pointillées correspondent à deux jeux d'observations satellites : Global Precipitation Climatology Project version 2 (GPCP, Adler et al., 2009) et Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1997). Pour l'évaporation (b), les observations sont issues de l'Objectively Analysed air-sea Fluxes for the Global Oceans (OA Flux, Yu and Weller, 2007).

En dépit de leurs différences, les jeux d'observations montrent tous un pic de précipitations vers 8°N ainsi que des maxima d'évaporation et minima de précipitations dans les régions subtropicales. Au centre des anticyclones subtropicaux, la présence d'air très sec subsident induit une forte évaporation à la surface des océans (Figure 1.9b). Au Sud des Tropiques, l'humidité atmosphérique qui en résulte est transportée de manière continue par les alizés vers les zones équatoriales, sièges de forte convection atmosphérique. De gigantesques cumulonimbus sont alors produits, et l'humidité est relâchée sous forme de précipitations intenses. La trace des zones de convection est nettement visible sur les cartes de précipitations climatologiques (Figure 1.9a). En moyenne annuelle, un maximum de précipitations très marqué se situe au nord de l'Equateur au niveau de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ). Dans l'Ouest du Pacifique Equatorial, la zone d'intenses précipitations s'étend vers le Sud-Est, le long de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ). Au Nord des régions subtropicales, l'humidité est transportée au sein de systèmes dépressionnaires transitoires advectés vers les hautes latitudes par les vents moyens d'ouest.

Des considérations thermodynamiques simples indiquent que les contrastes hydrologiques régionaux devraient s'amplifier en réponse au réchauffement. D'après la relation de Clausius-Clapeyron, la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une parcelle d'air avant condensation (mesurée par la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'air, notée e_s) dépend de la température atmosphérique (notée T).

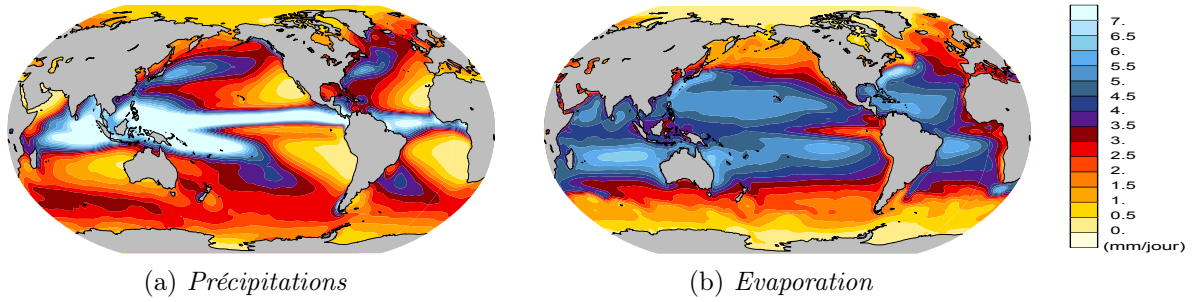


FIGURE 1.9 – *Distributions moyennes des flux d'eau douce marins (en mm/jour), sur la période 1989 - 2008. Les données de précipitations (a) et d'évaporation (b) sont issues de la réanalyse atmosphérique ERA-Interim.*

De façon simplifiée, cette relation s'écrit (Held and Soden, 2006) :

$$\frac{\delta es}{es} \approx \alpha \delta T. \quad (1.1)$$

Le terme α dépend de T de façon inversement proportionnelle, selon la relation :

$$\alpha = \frac{L}{RT^2}, \quad (1.2)$$

où L est la chaleur latente d'évaporation et R est la constante universelle des gaz parfaits ($R = 8,314472 \text{ J/mol/K}$). Ainsi, pour $T \approx 15^\circ\text{C}$, $\alpha = 6,45\%/^\circ\text{C}$ et pour $T \approx 25^\circ\text{C}$, $\alpha = 5,97\%/^\circ\text{C}$. La relation (1.1) indique qu'en réponse au réchauffement de l'atmosphère, la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une parcelle d'air avant condensation augmente. Sous l'hypothèse d'une humidité relative constante, la même relation s'applique à la quantité effective de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Les résultats de modèles climatiques (Trenberth et al., 2003) indiquent, de manière cohérente avec les observations (Soden et al., 2002) que l'hypothèse de constance de l'humidité relative est acceptable à l'échelle globale et au-dessus des océans. Dans ces conditions, pour des températures atmosphériques autour de 15°C , la relation (1.1) indique qu'un réchauffement d' 1°C entraîne une augmentation de l'humidité atmosphérique de $6,45\%$. En moyenne sur l'ensemble du globe ainsi que sur les océans, l'évolution observée de l'humidité atmosphérique suit l'évolution de la température en accord avec la relation (1.1) (Figure 1.10a et b). A l'échelle locale cependant, d'importantes disparités spatiales sont possibles, notamment au-dessus des continents (Figure 1.10c) où l'humidité atmosphérique est souvent limitée par la quantité d'eau disponible en surface.

Toujours à partir de l'équation de Clausius-Clapeyron, on peut montrer qu'une accentuation des contrastes régionaux du bilan *évaporation moins précipitation* (noté $E - P$) est attendue en réponse à l'augmentation de la température atmosphérique (T). Si l'on suppose, en plus de l'hypothèse d'humidité relative constante, que la circulation atmosphérique est constante, alors l'augmentation de l'humidité atmosphérique induit une augmentation du flux d'humidité. Celle-ci se traduit par une augmentation des précipitations dans les zones de convergence atmosphérique, où les précipitations sont fortes en moyenne, et une diminution dans les zones de divergence. Ces changements d'origine thermodynamiques s'écrivent (Held and Soden, 2006) :

$$\delta(E - P) \approx \alpha \delta T(E - P) \quad (1.3)$$

où α est tel que défini dans l'équation (1.2). Spatialement, ces changements traduisent une accentuation de la structure de $E - P$ présente : les zones humides deviennent de plus en plus

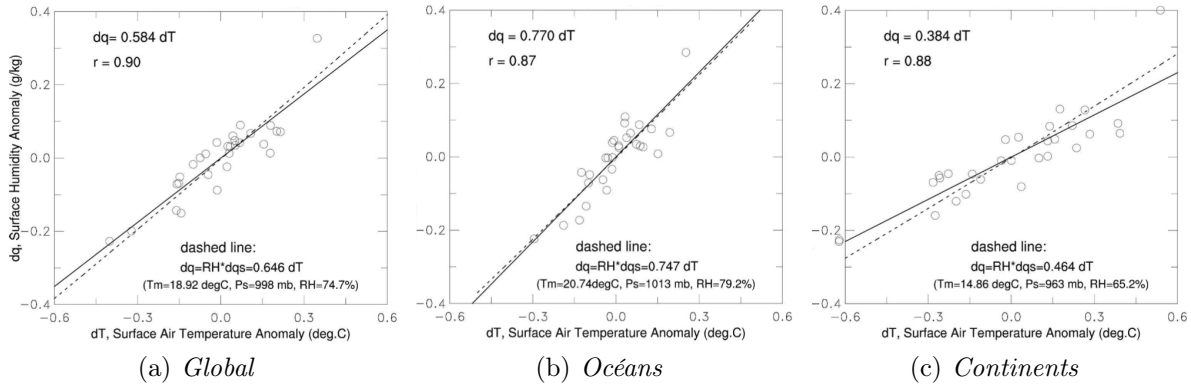


FIGURE 1.10 – *Relation entre les anomalies annuelles d’humidité spécifique et de température de l’air de surface, sur la période 1976 - 2004. Trois domaines sont différenciés : (a) global, (b) au-dessus des continents et (c) des océans. La ligne solide correspond à la régression linéaire entre les points observés, tandis que la ligne pointillée illustre la relation 1.1. (Les valeurs observées des conditions climatiques moyennes sont indiquées entre parenthèses). Source : Dai (2006b)*

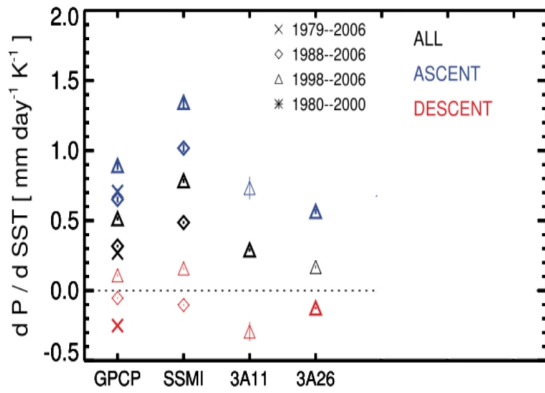


FIGURE 1.11 – *Sensibilités des précipitations marines tropicales aux changements de température de surface. Les résultats sont différenciés entre les zones d’ascendance atmosphérique (bleu) les zones de subsidence (rouge), et leur ensemble (noir). Les sensibilités sont illustrées pour quatre jeux de précipitations basés sur des données satellites. Source : John et al. (2009)*

humides tandis que les zones sèches deviennent de plus en plus sèches. Dans la suite de ce manuscrit, nous désignerons par "*intensification du cycle hydrologique*", de tels évolutions qui mènent à une accentuation des contrastes spatiaux du bilan ($E - P$). De manière équivalente, on trouve parfois dans la littérature l’expression *wet getting wetter and dry getting dryer* (Held and Soden, 2006; Trenberth, 2010). Au premier ordre, au-dessus des océans tropicaux, les tendances récentes des précipitations sont cohérentes avec une intensification du cycle hydrologique. Elles augmentent dans les zones de convergence atmosphérique et diminuent (ou stagnent) dans les zones de subsidence (Figure 1.11).

Les précipitations ne sont pas uniquement régularisées par des contraintes thermodynamiques, mais aussi par des contraintes énergétiques. En effet, à l’échelle globale, cycle hydrologique et bilan énergétique sont intimement liés à travers la relation suivante (Stephens and Ellis, 2008) :

$$R = S + LP, \tag{1.4}$$

où le terme R désigne le refroidissement radiatif de l’atmosphère (toutes longueurs d’onde comprises), S le flux de chaleur sensible, L la chaleur latente d’évaporation et P les précipitations. Les précipitations étant égales en moyenne à l’évaporation, le terme LP représente le flux de chaleur latente. Sous l’hypothèse que les flux de chaleur sensible varient peu (Mitchell et al., 1987; Stephens and Ellis, 2008), la relation 1.4 implique que toute augmentation du refroidissement radiatif de l’atmosphère (flux vers l’Espace) doit être compensée par une augmentation du chauffage diabatique de l’atmosphère associé aux précipitations.

La Figure 1.12 illustre les tendances récentes des précipitations et évaporation marines, au cours des trente dernières années. Les différents jeux d'observations montrent des tendances très incohérentes, y compris en terme de signes. De ces désaccords majeurs résulte la grande difficulté de quantifier les changements récents du cycle hydrologique marin, à l'échelle régionale, à partir des mesures des flux d'eau douce entre l'océan et l'atmosphère. C'est pourquoi un intérêt croissant se porte sur la salinité de surface océanique (*SSS*), en tant que traceur naturel des modifications du cycle hydrologique marin (Schmitt, 2008). C'est précisément la démarche que nous adopterons dans la Partie III de ce manuscrit.

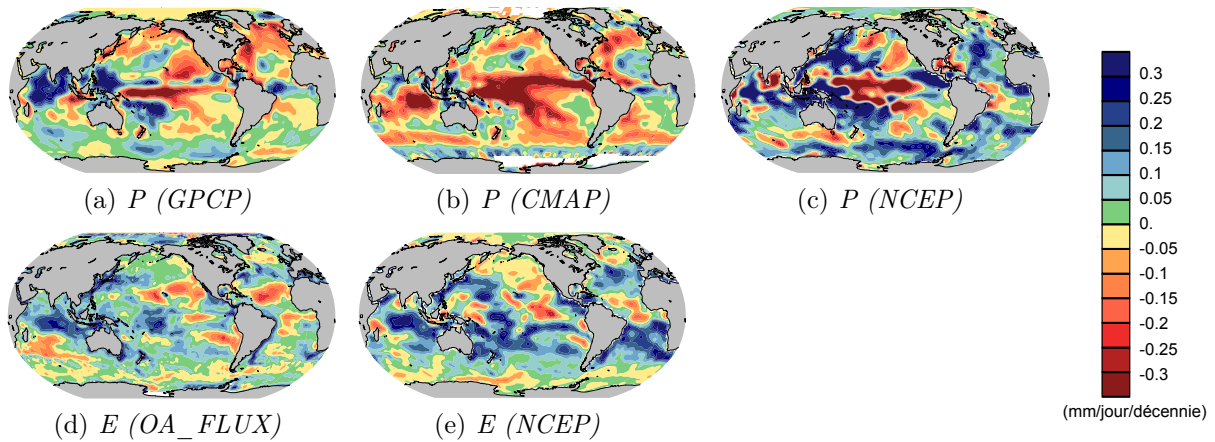


FIGURE 1.12 – *Tendances linéaires (en mm/jour/décennie) des flux d'eau douce marins, sur la période 1979 - 2008. Les données de précipitations sont issues (a et b) de deux produits satellitaires, et (c) de la réanalyse NCEP. Les données d'évaporation sont issues (d) du jeu OA_FLUX et (e) de la réanalyse NCEP.*

Sur la base d'observations effectuées depuis le début du 20^{ème} siècle, ce premier chapitre a présenté un inventaire (non exhaustif) des changements en cours, au sein des deux équilibres climatiques fondamentaux que sont le bilan énergétique et le cycle hydrologique. Passant de la description à la compréhension physique, le chapitre suivant se penche sur les mécanismes et les causes susceptibles de provoquer de tels changements.

Chapitre 2

Les causes de la variabilité et des changements climatiques

La Convention-cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques définit par changements climatiques les "changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition chimique de l'atmosphère mondiale, et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables". Cette définition introduit la distinction fondamentale entre la variabilité naturelle du climat et les signaux climatiques attribuables aux activités humaines. Basé sur la littérature établie, ce chapitre pose les bases de notions clés qui seront utilisées tout au long de cette thèse. En particulier, nous explicitons et illustrons les notions de variabilité climatique interne et externe, cette dernière pouvant être liée à des forçages naturels ou anthropiques.

2.1 Variabilité interne du climat

La variabilité interne du climat désigne les variations du système climatique qui surviennent en l'absence de toute variation des influences extérieures (Mitchell et al., 2001). Elle se traduit par des fluctuations de plus ou moins grandes échelles spatiales et temporelles (allant de la journée à la décennie, et au-delà). A l'échelle du bassin océanique, ces fluctuations s'organisent selon un nombre restreint de circulations atmosphériques et/ou océaniques typiques, appelées modes de variabilité internes (Cassou and Guilyardi, 2007). Ceux-ci résultent de mécanismes intrinsèques à chacune des composantes du système climatique, ainsi que de rétroactions entre ces composantes. La variabilité interne est un concept n'ayant pas d'existence physique en tant que telle, dans la mesure où le système climatique est en réalité toujours soumis à des influences externes, au minimum en provenance du Soleil. La nature inobservable de cette variabilité nous pousse à recourir aux modèles numériques, en tant que laboratoires virtuels, pour simuler le comportement de sous-systèmes climatiques adaptés à la problématique posée. Par exemple, la variabilité interne du sous-système "Atmosphère" peut être simulée à l'aide d'un Modèle de Circulation Générale d'Atmosphère (MCGA). A titre d'illustration, nous nous intéressons aux fluctuations de la pression de surface hivernale (notée DJF MSLP pour Décembre-Janvier-Février Mean Sea Level Pressure) sur la région Atlantique Nord. Le principal mode de variabilité de la DJF MSLP observée, mis en évidence par une analyse en composante principale, correspond à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). La signature spatiale de ce mode (Figure 2.1a) est une anomalie de différence de pression entre la région des Açores et l'Islande. Sa densité spectrale (Figure 2.2) est caractéristique d'un bruit rouge (la densité spectrale augmente à basse fréquence)

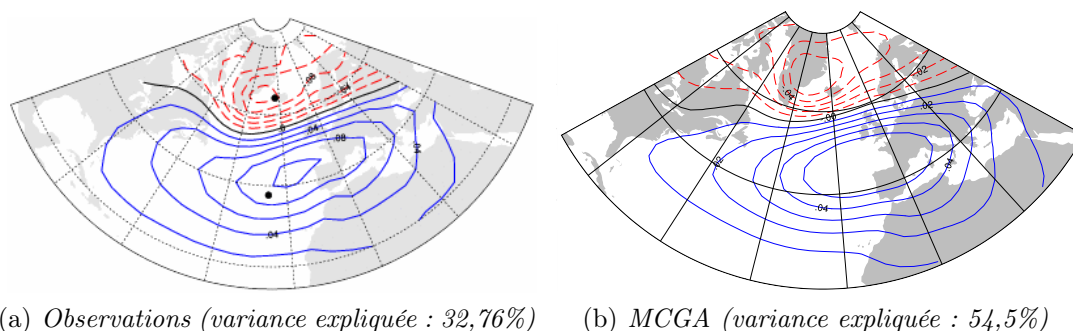


FIGURE 2.1 – *Caractéristiques spatiales de l'Oscillation Nord Atlantique.* Résultats d'analyses en composante principale (EOF) de la DJF MSLP en Atlantique Nord. Les données sont issues a) d'observations entre 1899 et 2010 (Source : www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html) et b) d'une simulation de 10 000 ans basée sur la composante atmosphérique (CAM3) du modèle NCAR_CCSM3 forcé à ses frontières par un cycle annuel climatologique de SST, tous les autres paramètres externes étant constants (Deser et al., 2010). Pour chacun des deux jeux de données (observé et simulé), la signature spatiale de la première EOF (en hPa) est représentée. Les pourcentages de variance expliquée par les composantes principales associées sont indiqués entre parenthèses.

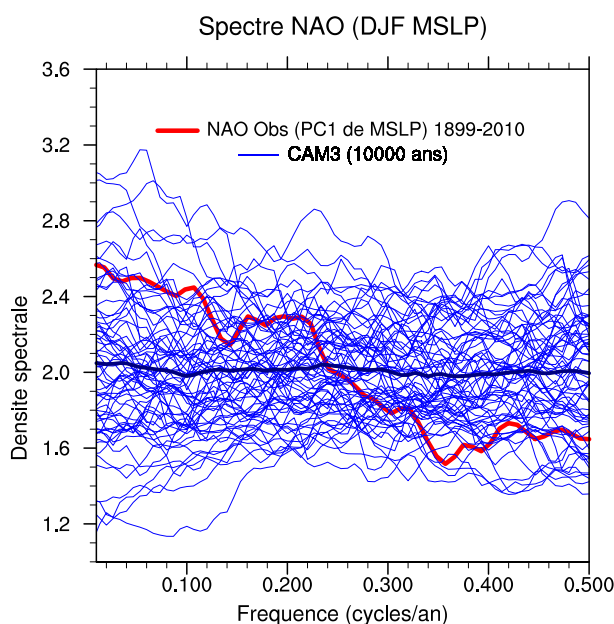


FIGURE 2.2 – *Caractéristique spectrale des variations de pression de surface hivernale dans l'Atlantique Nord.* La courbe rouge représente la densité spectrale de la composante principale associée à la première EOF de la DJF MSLP observée en Atlantique Nord, dont la structure spatiale est illustrée Figure 2.1a. (Source : www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html). Chaque courbe bleue correspond à la densité spectrale d'un segment de 150 ans issus de la série de 10 000 ans de la composante principale associée à l'EOF1 de la DJF MSLP simulée par le MCGA (Figure 2.1b). La courbe épaisse bleue représente le spectre moyen simulé.

La Figure 2.1b illustre la signature spatiale du premier mode de variabilité de la DJF MSLP simulée, au cours d'une période de 10 000 ans, par un MCGA (Deser et al., 2010) forcé à ses frontières par un cycle annuel climatologique de SST, tous les autres paramètres externes étant constants. Dans ce cas, les fluctuations du champ de pression sont induites uniquement par des

processus internes atmosphériques. La signature spatiale du premier mode de variabilité simulé est très similaire à celle de la NAO observée. Afin de comparer les caractéristiques temporelles des modes simulé et observé, la composante principale calculée sur 10 000 ans de simulation est découpée en segments de 150 ans. Les spectres individuels de chacun de ces segments sont représentés Figure 2.2. Le spectre moyen est plat, représentatif d'un bruit blanc (aucune fréquence n'est privilégiée). Cependant, il cache une très large dispersion entre les spectres individuels qui présentent des variations internes atmosphériques à toutes les échelles de temps (y compris décennale).

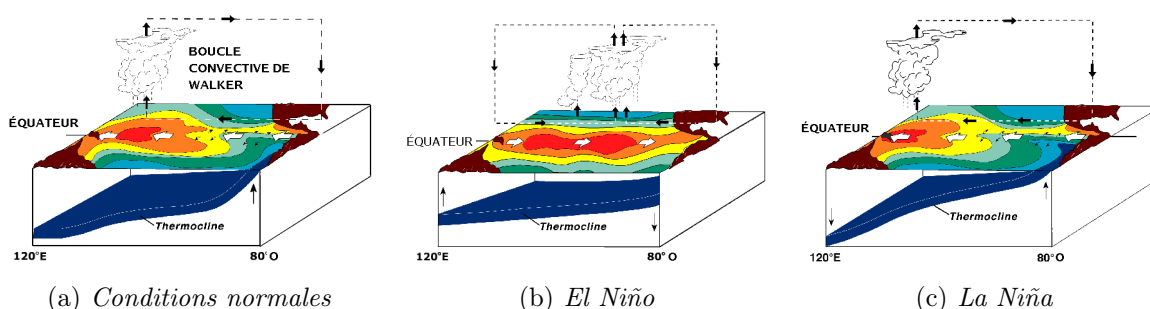


FIGURE 2.3 – **Représentation schématique du bassin Pacifique équatorial.** (a) Circulation atmosphérique et distribution des températures océaniques en conditions normales. (b) En conditions El Niño, l'affaiblissement des vents d'Est entraîne un déplacement des eaux chaudes et des précipitations vers l'Est du bassin. (c) Inversement, pendant la Niña, les vents d'Est sont renforcés et confinent l'eau chaude et les précipitations à l'extrémité ouest du bassin. Source : Wikipédia Commons

La Figure 2.1 indique que des processus atmosphériques purs sont théoriquement capables de générer des fluctuations climatiques. Cependant, la variabilité interne implique aussi les autres composantes du système climatique, et notamment l'océan, la glace de mer et les surfaces continentales qui constituent la mémoire lente du système. L'exemple le plus connu de mode de variabilité interne mettant en jeu des processus couplés entre l'océan et l'atmosphère est l'Oscillation Australe El Niño (notée ENSO pour El Niño Southern Oscillation). Ce mode est caractérisé par une bascule de pression atmosphérique entre l'Ouest et l'Est de l'Océan Pacifique Equatorial (Walker et al., 1924) associée à des fluctuations de l'extension des eaux chaudes de surface depuis l'Ouest vers le Centre et l'Est du bassin (Figure 2.3). Des mécanismes océaniques et des mécanismes couplés entre l'océan et l'atmosphère sont à l'origine de l'évolution temporelle de l'oscillation, avec une période comprise entre 3 et 5 ans. Les mécanismes couplés mettent en jeu des processus à la fois thermiques (via des flux de chaleur entre l'Océan Pacifique Equatorial et l'atmosphère) et dynamiques (via l'action exercée par le vent sur la surface de l'océan). De par la taille du bassin Pacifique où il se développe, l'ENSO est le principal mode de variabilité climatique des Tropiques aux échelles inter-annuelles. Ses impacts, d'échelle globale, sont nombreux et divers. Citons par exemple le déplacement des zones de convection qui engendre inondations et sécheresses dans les Tropiques et jusqu'aux moyennes latitudes, ainsi que l'altération de l'activité biogéochimique qui se répercute sur les activités de pêche. Des anomalies couplées océan-atmosphère, dont les signatures équatoriales ressemblent beaucoup à l'ENSO, ont aussi été observées dans les océans Atlantique et Indien, mais leurs amplitudes et persistances sont bien plus faibles que dans le Pacifique. D'autres modes de variabilité ont été mis en évidence dans les observations à plus basse fréquence. Citons par exemple l'Oscillation Inter-décennale du Pacifique (IPO) (Figure 2.4a) (Power et al., 1999) et l'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique (AMO) (Kerr, 2000). Si les caractéristiques et les mécanismes responsables de ces fluctuations multi-décennales font encore l'objet d'études approfondies, leur origine interne est confirmée par la présence de fluctuations très ressemblantes dans des simulations numériques

basées sur des modèles couplés océan-atmosphère, en l'absence de toute variation des forçages externes (Figure 2.4b).

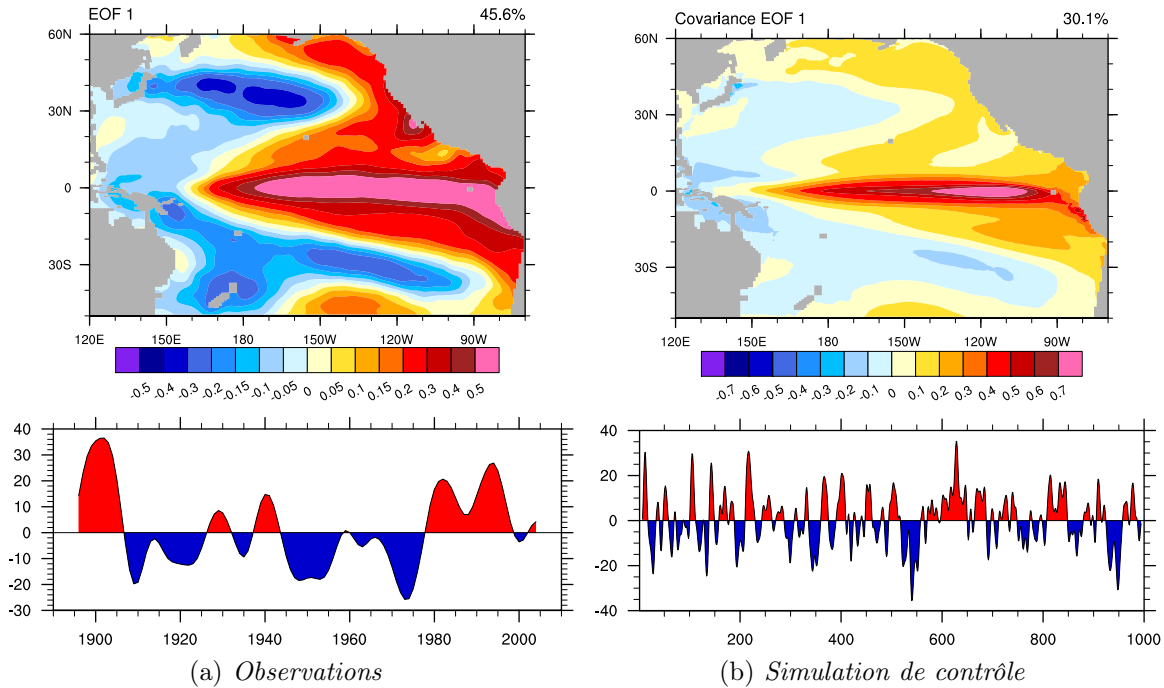


FIGURE 2.4 – *Caractéristiques spatiales et temporelles de l’Oscillation Inter-décennale du Pacifique.* Résultats d’analyses en composante principale (EOF) de la composante basse fréquence des températures de surface de la mer dans le bassin Pacifique. La composante basse-fréquence est isolée en appliquant aux moyennes annuelles de SST un filtre passe-bas de fréquence de coupure égale à 13 ans. Les données sont issues a) d’observations (ERSST3, Smith et al., 2008, <http://ghrsst.nodc.noaa.gov/intercomp.html>) entre 1890 et 2010 et b) d’une simulation de contrôle de 1000 ans basée sur le modèle couplé CNRM-CM5. Pour chacun des deux jeux de données (observé et simulé), la signature spatiale de la première EOF (en °C) et la composante principale associée sont représentées. Les pourcentages de variance expliquée par les composantes principales sont indiqués en haut à droite de chacune des cartes.

2.2 Variabilité externe

Aux interactions permanentes qui ont lieu entre l’atmosphère, l’océan, la cryosphère, la biosphère et les continents, se superposent des échanges avec des éléments extérieurs au système climatique. Ceux-ci sont à l’origine de la variabilité externe du climat, aussi appelée variabilité forcée. Elle correspond à la réponse du système climatique à des forçages externes qui lui sont imposés. Précisons que la notion de forçage *externe* dépend du cadre de l’étude. Lorsque l’on s’intéresse à l’ensemble du système couplé Terre-Océan-Atmosphère, ces forçages sont principalement de deux types : naturels (astronomiques et géologiques) ou anthropiques.

2.2.1 Réponse aux forçages externes naturels

Le principal moteur du système climatique est le rayonnement solaire incident. Il est donc logique que toute variation de celui-ci perturbe l’ensemble du système climatique. Des variations de l’activité solaire, qui reflètent celles de la densité des tâches solaires (Foukal and Lean, 1988), ont été observées selon des cycles de 11 ans. Au sein d’un cycle, l’activité solaire varie d’environ

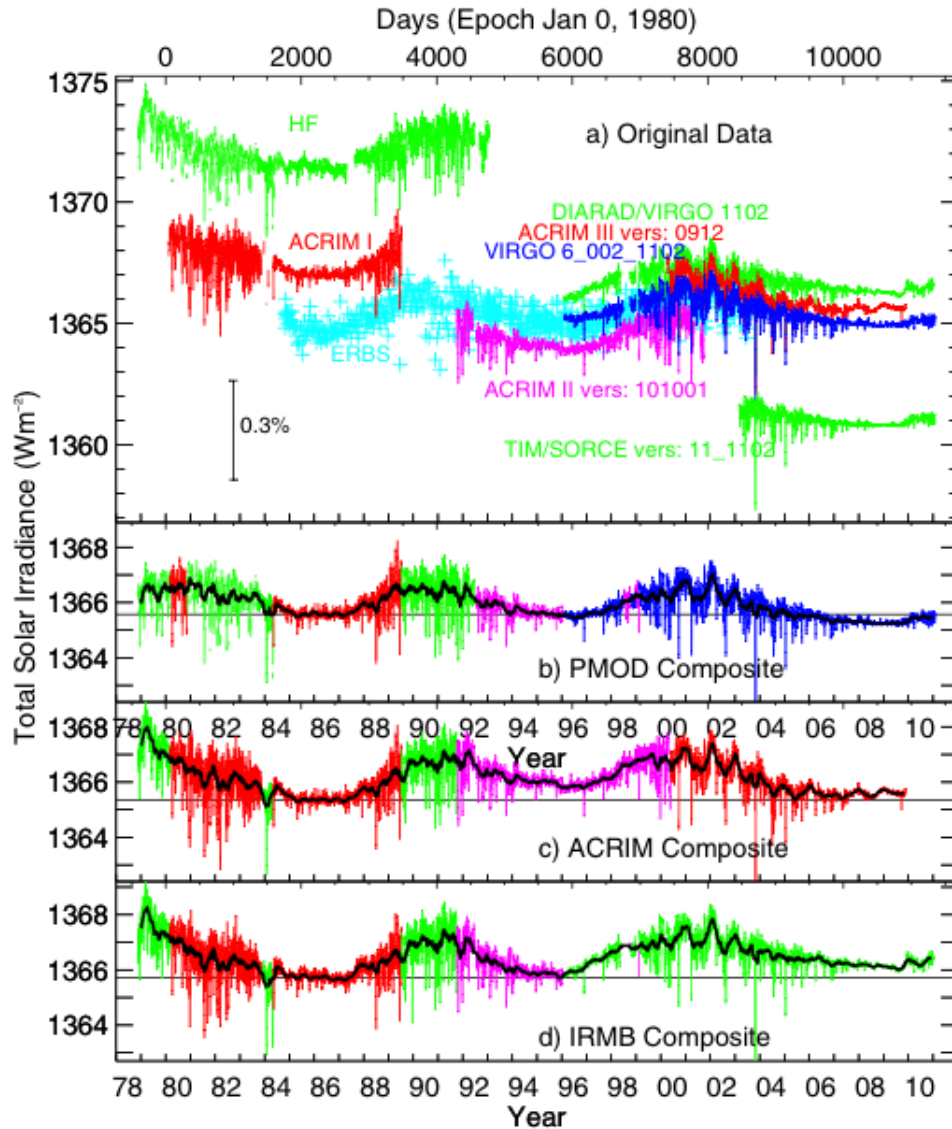


FIGURE 2.5 – *Observations satellites de l'activité solaire.* Cadre du haut : Moyennes journalières de l'activité solaire mesurée par des radiomètres embarqués sur différents satellites depuis Novembre 1978 : HF sur Nimbus7, ACRIM I sur SMM, ERBE sur ERBS, ACRIM II sur UARS, VIRGO sur SOHO, et ACRIM III sur ACRIM-Sat. Trois cadres du bas : Composites PMOD (Frohlich, 2004), ACRIM (Willson and Mordvinov, 2003) et IRMB (Dewitte et al., 2004) de l'activité solaire. Un code de couleur indique l'origine des données. Source : Frohlich (2007)

0.08% entre ses valeurs maximales et minimales (Wang et al., 2005), induisant des variations de l'ordre de 0,1% du rayonnement solaire incident en moyenne annuelle. Superposées à ces variations cycliques décennales, des évolutions basse fréquence ont également été mises en évidence (Lean, 2000; Solanki et al., 2002; Wang et al., 2005). Tandis que les mesures de l'activité solaire issues de plusieurs produits satellites indépendants sont très cohérentes en terme de variabilité haute fréquence (allant de la semaine à la décennie), l'estimation des changements basse fréquence est beaucoup plus incertaine. Une importante source d'incertitude est notamment due à la difficulté de calibrer les valeurs moyennes des activités solaires issues de différents instruments (Figure 2.5). Des reconstructions de l'activité solaire, basées sur des données proxies (par exemple les tâches solaires observées par télescope), ont été produites qui remontent jusqu'au début des

années 1600 (Figure 2.6). A cette époque (environ de 1650 à 1700), l'activité solaire semble avoir connu un minimum, appelé Minimum de Maunder, qui coïncide avec des hivers excessivement froids en Europe (Lockwood et al., 2010). D'après l'estimation de Wang et al. (2005), l'activité solaire a augmenté de +0,05% entre 1750 et aujourd'hui, soit une augmentation du forçage radiatif de +0,12 W/m² (Figure 2.8). Bien que relativement faibles, ces variations doivent être quantifiées précisément afin d'établir la contribution du forçage solaire aux évolutions récentes du bilan énergétique global. A plus basse fréquence, le rayonnement solaire incident varie également en fonction du mouvement de la Terre autour du Soleil et de l'orientation de son axe de rotation. Les variations des paramètres astronomiques qui influencent l'ensoleillement, chacun avec des périodes différentes, furent décrites par Milankovitch en 1941 (Berger et al., 1984). Elles expliquent l'alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires, au cours des 500 000 dernières années.

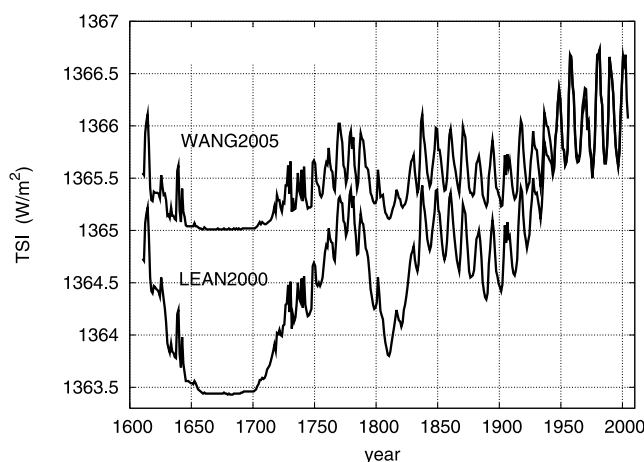


FIGURE 2.6 – *Reconstitutions de l'activité solaire depuis 1600. Estimation de l'évolution à long terme de l'activité solaire à partir de deux techniques de reconstruction différentes (Lean, 2000; Wang et al., 2005). Source : Scafetta and West (2007)*

Les autres forçages externes, qui exercent leur pression sur le système climatique, sont de types géologiques. La tectonique des plaques, en induisant la dérive des continents, influence les circulations atmosphériques et océaniques. Les éruptions volcaniques influencent, quant à elles, le bilan énergétique de la Terre en envoyant dans la stratosphère d'importantes quantités d'aérosols qui rendent l'atmosphère plus opaque au rayonnement solaire. Tandis que les aérosols présents dans la troposphère sont ramenés vers la surface par les précipitations en quelques jours, les aérosols injectés au-dessus de l'altitude maximale des nuages peuvent rester dans la stratosphère pendant plusieurs mois. En terme radiatif, les éruptions volcaniques sont donc associées à un forçage négatif, dont l'amplitude dépend de la quantité d'aérosols émis et de leur hauteur d'injection. La position géographique du volcan et la saison au cours de laquelle a lieu l'éruption ont aussi de l'influence en jouant sur la dispersion du nuage d'aérosols. Lors d'éruptions majeures, ce forçage radiatif négatif induit un refroidissement net des températures de surface, visible à l'échelle globale, et qui peut persister quelques mois à quelques années après l'éruption.

Au cours des cinquante dernières années, trois éruptions volcaniques majeures ont eu lieu : le Mont Agung en Mai 1963, El Chichon en Avril 1982 et le Mont Pinatubo en Juin 1991. L'éruption la plus récente est de loin la plus documentée (Hansen et al., 1992; Minnis et al., 1993; Wielicki et al., 2005; Harries and Futyan, 2006). Pourtant, la quantification du forçage radiatif associé aux nuages d'aérosols volcaniques manque encore de précision. Par exemple, Sato et al. (1993) estime à environ -3 W/m² le maximum de perturbation radiative associée à l'éruption, tandis que Ammann et al. (2003) l'évalue 20 à 30% plus important. Dans les Tropiques (20°S - 20°N), la perturbation radiative semble avoir été plus marquée qu'à l'échelle globale, avec une diminution du rayonnement net de 6W/m² (Figure 2.7). Cette perturbation est directement liée à l'augmentation de la part du rayonnement réfléchi ($-ASR$) par l'atmosphère. Il en résulte une diminution

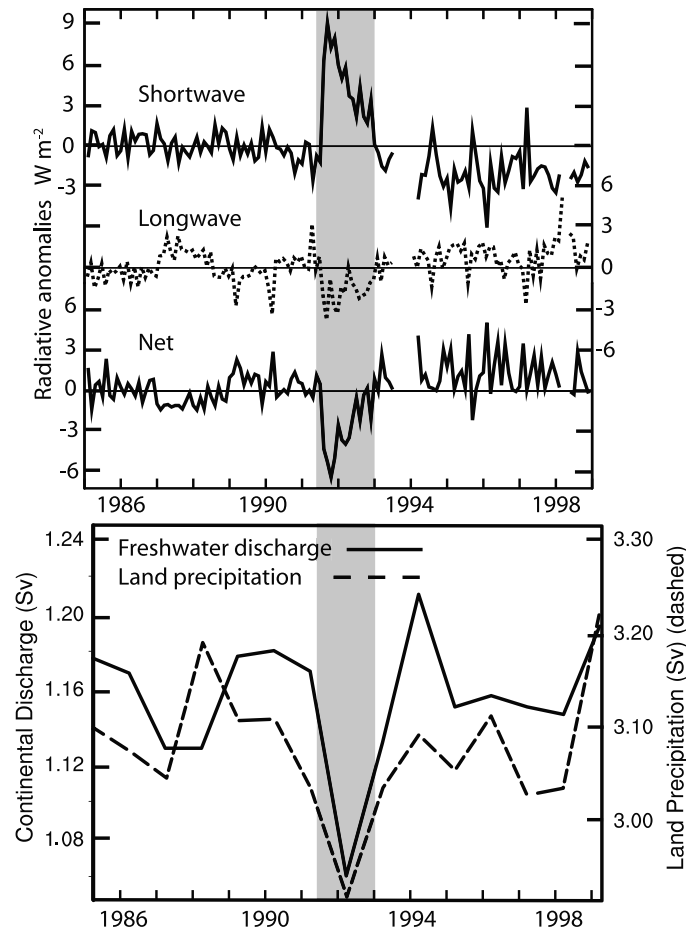


FIGURE 2.7 – *Perturbations des bilan énergétique et cycle hydrologique tropicaux lors de l'éruption du Mont Pinatubo.* Cadre du haut : séries temporelles des anomalies de rayonnement solaire réfléchi ($-ASR$, Shortwave), de refroidissement radiatif (OLR , Longwave) et de rayonnement net (Net) entre 1985 et 1999 (Wielicki et al., 2002). Les observations des flux radiatifs sont issues du satellite *ERBS*. Les anomalies sont calculées par rapport à la période de référence 1985-1989, en moyenne entre $20^{\circ}S$ et $20^{\circ}N$. Cadre du bas : séries temporelles des moyennes annuelles (Octobre à Septembre) des précipitations continentales et débits des rivières. Les données de précipitations sont issues d'une combinaison de produits basés sur les données de (Chen et al., 2002) entre 1948 et 1996, puis *GPCP* (Adler et al., 2003) entre 1997 et 2004. Les données de débits sont issues de mesures observées (Dai and Trenberth, 2002) combinées avec le modèle *Community Land Model* (Dickinson et al., 2006) forcé par des flux atmosphériques observés (Qian et al., 2006). La période qui semble clairement influencée par l'éruption du Mont Pinatubo est indiquée par la zone grisée. Source : Trenberth and Dai (2007)

de la température atmosphérique qui s'accompagne d'une réduction de refroidissement radiatif (OLR). Cette dernière n'est cependant pas suffisante pour compenser la perturbation de l' ASR . En réponse à la diminution de la température qui suit l'éruption volcanique, l'humidité atmosphérique diminue à son tour (Trenberth and Smith, 2005; Soden et al., 2005). Par conséquent, l'éruption volcanique est aussi responsable de perturbation du cycle hydrologique. Si les données sont insuffisantes pour mettre en évidence des perturbations des précipitations marines, elles témoignent en revanche d'une brusque diminution des précipitations continentales tropicales et des décharges d'eau des rivières dans les océans au cours de l'année qui suit l'éruption volcanique (Figure 2.7).

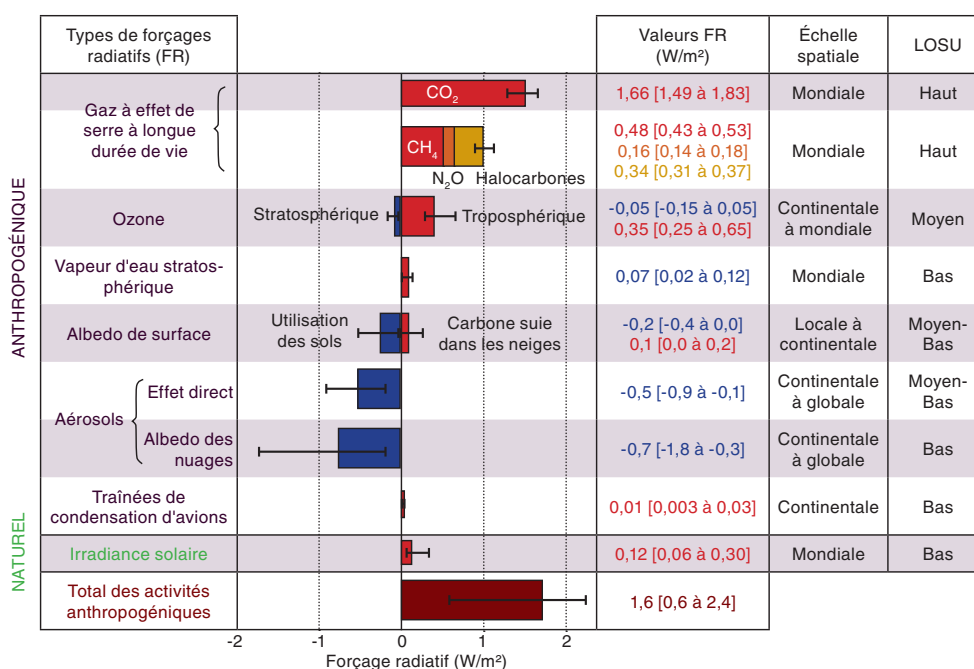
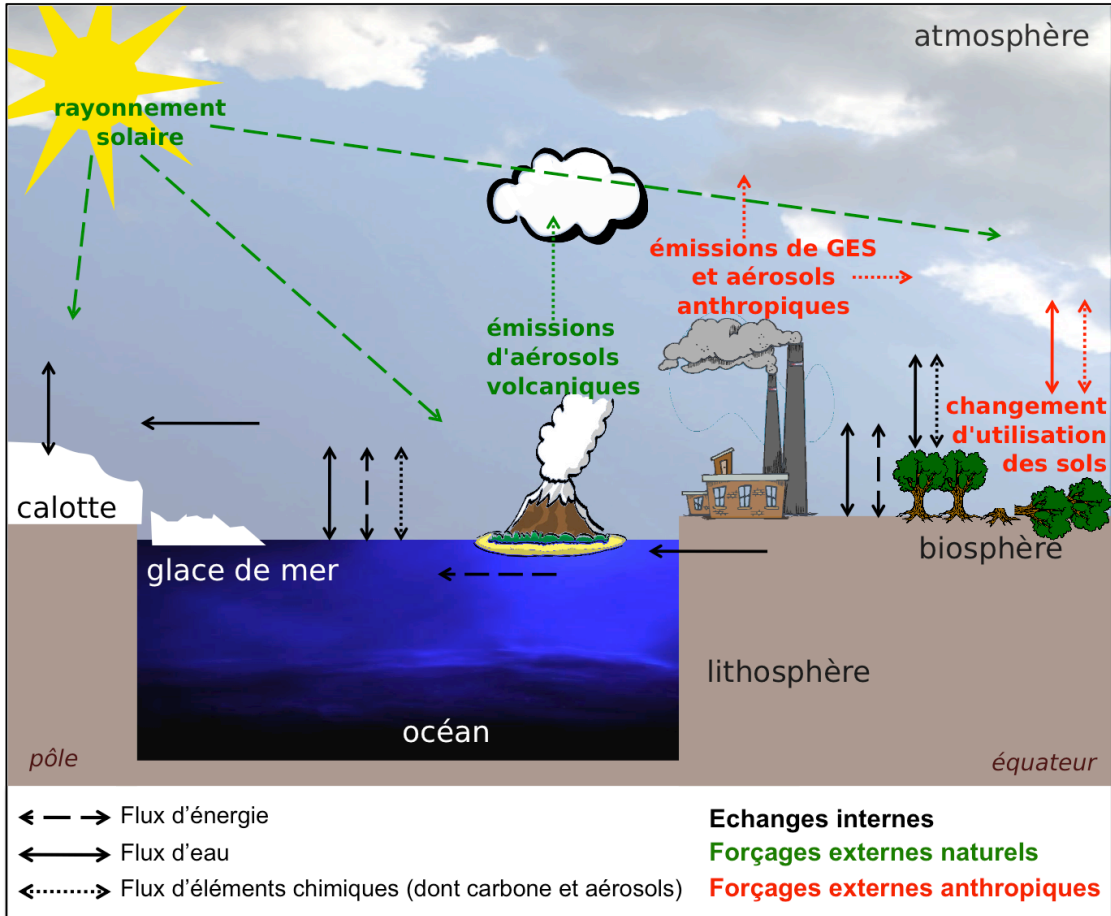


FIGURE 2.8 – *Forçages radiatifs associés aux principales composantes des forçages externes (anthropiques ou naturels) qui ont affecté le climat du 20^{ème} siècle. Les forçages et les incertitudes associées sont estimés pour l'année 2005, par rapport au début de l'ère industrielle (autour de 1750). La dernière colonne (Level Of Scientific Understanding) donne le niveau actuel de compréhension scientifique du forçage. Source : Pachauri and Reisinger (2007)*

2.2.2 Réponse aux forçages anthropiques

Depuis le début de l'industrialisation, un autre forçage externe exerce une pression croissante sur le climat : il s'agit du forçage anthropique. Les bouleversements technologiques qui ont accompagné l'essentiel des activités humaines dans les domaines de l'industrie, des transports, de l'agriculture, de l'élevage et de l'habitat ont eu pour incidence des modifications majeures de la composition chimique atmosphérique. La combustion d'énergie fossile ainsi que la modification de l'utilisation des sols, et notamment la déforestation, entraînent une augmentation continue de la concentration atmosphérique des GES d'origine anthropique. Par conséquent, la part de rayonnement infrarouge absorbée par l'atmosphère, puis ré-émise vers la surface, augmente. Le flux de chaleur ainsi induit correspond à un forçage radiatif additionnel vers la surface d'environ $+2.63 \text{ W/m}^2$ entre 1750 et 2005 (Forster et al., 2007). A lui seul, le dioxyde de carbone (CO₂) est responsable d'un forçage radiatif additionnel d'environ $+1.6 \text{ W/m}^2$ (Figure 2.8). Sa concentration atmosphérique a augmenté de 36% en 250 ans, soit environ 100ppm, avec près de 20% pour les seules trente dernières années. Les autres gaz à effet de serre dont les concentrations ont augmenté sont principalement le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (NO₂), les halocarbones (CFCs) et l'ozone troposphérique. Certaines émissions anthropiques ont, au contraire, pour effet de diminuer le forçage radiatif vers la surface. Par exemple, en dépit de nombreuses incertitudes, on estime que le forçage radiatif induit par les aérosols anthropiques entre 1750 et 2005 est négatif. Une propriété importante des aérosols consiste en effet à augmenter la part de rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère directement vers l'espace. Ce forçage négatif ne suffit cependant pas à compenser le forçage positif induit par les GES, puisqu'on estime à $+1,6 \text{ W/m}^2$ l'augmentation nette du forçage radiatif entre 1750 et 2005 (Figure 2.8).



(a) Interactions entre les acteurs de la variabilité climatique

FIGURE 2.9 – Schéma bilan des causes et échelles de temps de la variabilité climatique. (a) Représentation du système climatique, des interactions entre ses différentes sphères et de ses forçages externes. (b) Echelles de temps caractéristiques (en unité logarithmique) des principaux acteurs de la variabilité climatique, d'après Bard, *Leçon Inaugurale du Collège de France (2002)*. En noir sont distingués les processus internes et, en couleur les forçages externes, naturels (vert) et anthropiques (rouge).

(b) Echelles de temps (en années)

En résumé, l'évolution du climat résulte de la superposition de processus internes et de réponses aux forçages externes d'origine anthropique ou naturelle (Figure 2.9a). La multitude des échelles de temps propres à chaque sous-système en interaction (Figure 2.9) explique le large spectre des variations observées. L'ensemble est, de plus, complexifié par des rétro-actions positives ou négatives, selon qu'elles amplifient ou atténuent la perturbation initiale. On peut citer, à titre d'exemple de rétroaction positive, la relation entre le réchauffement de l'atmosphère et l'augmentation de son contenu en vapeur d'eau, puissant GES, qui amplifie encore le réchauffement. Un autre exemple de rétroaction est lié à la fonte des glaces, en réponse au réchauffement des hautes latitudes, qui induit une diminution de l'albédo de surface. Il en résulte une diminution de la part du rayonnement réfléchi par la surface, et au contraire une augmentation de la part absorbée.

Au cours du 20^{ème} siècle, la pression exercée par les forçages externes sur le climat s'est manifestée, en premier lieu, par des perturbations des forçages radiatifs. Les observations semblent indiquer que le système climatique répond à ces perturbations par des modifications des grands équilibres fondamentaux que sont les cycles énergétique et hydrologique. La comparaison des contributions relatives des différents forçages naturels et anthropiques met en évidence l'importance de l'augmentation des concentrations atmosphériques des GES anthropiques. L'estimation du forçage radiatif induit par cette augmentation est près de 20 fois supérieur à celui induit par les variations de l'ensoleillement depuis 1750. La poursuite des émissions anthropiques de GES pour le siècle en cours est inévitable. Dans ce contexte, les climatologues s'efforcent d'établir des projections du climat futur qui évaluent la réponse du système climatique à des scénarios possibles d'évolution des émissions anthropiques. Le Chapitre suivant décrit la démarche scientifique qui permet de réaliser de telles projections. Celle-ci est basée sur l'utilisation de modèles numériques dont les performances doivent être évaluées sur la période historique avant d'être utilisés pour simuler le climat futur.

Chapitre 3

Modélisation des changements climatiques

L'influence exercée, depuis plusieurs décennies, par les activités humaines sur le climat rebat les cartes quant à son évolution future. On ne peut donc pas se baser uniquement sur l'étude des observations passées pour prédire le climat à venir ; d'où le recours nécessaire à des modèles qui intègrent cette dimension anthropique des variations du climat. Aux échelles de temps décennales à centennales, l'évolution du climat est influencée par les composantes lentes du système, et notamment par l'océan. Les simulations du climat pour le siècle à venir, appelées projections climatiques, reposent donc sur l'utilisation de modèles couplés du système climatique, les Modèles de Circulation Générale Couplés Océan-Atmosphère (MCGOAs) qui simulent l'évolution temporelle tridimensionnelle de l'atmosphère, de l'océan, de la glace de mer, des surfaces continentales et de leurs interactions. Les modèles sont construits sur la base d'un ensemble d'équations d'évolution issues des lois de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. La résolution de ces équations nécessite la spécification de conditions initiales et de conditions aux limites. Les premières correspondent aux valeurs de l'ensemble des variables modélisées (température, pression, densité, vitesse, etc.) à l'instant de démarrage de la simulation. Les secondes correspondent aux forçages externes qui sont appliqués au système modélisé et dont l'évolution n'est pas directement calculée par le modèle. Il s'agit principalement du flux solaire incident, de la concentration des aérosols stratosphériques (émis notamment lors d'éruptions volcaniques) et de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre d'origine anthropique.

Depuis les premiers modèles couplant l'atmosphère et l'océan vers la fin des années 1960, les modèles couplés se sont considérablement complexifiés, en prenant progressivement en compte de plus en plus de composantes telles que les sols et la végétation, les calottes glaciaires, les aérosols, le cycle du carbone, l'ozone stratosphérique, etc. (Figure 3.2 a). Afin de résoudre l'ensemble des équations qui régissent l'évolution de ces différentes composantes, les modèles utilisent une discrétisation spatiale et temporelle du système qui consiste à découper l'espace en mailles et le temps en pas de temps élémentaires (Figure 3.2 b). Les moyennes des variables modélisées sont alors déterminées, au sein de chaque boîte élémentaire, à des pas de temps successifs. La prise en compte d'un nombre croissant de processus impliquant des mécanismes d'échelles très différentes nécessite d'utiliser des résolutions de plus en plus fines qui rendent les simulations numériques de plus en plus coûteuses en temps de calculs et capacité de stockage. Les progrès de l'informatique permettent aujourd'hui de réaliser des simulations d'un grand nombre d'années, basées sur des modèles de résolutions spatiales de l'ordre de 100 km sur l'horizontale et de quelques dizaines à centaines de mètres sur la verticale. La représentation des processus d'échelle plus petite, tels que par exemple le mélange par turbulence dans l'océan, impose encore la simplification ou la paramétrisation des équations physiques qui introduisent des erreurs de modélisation. Malgré

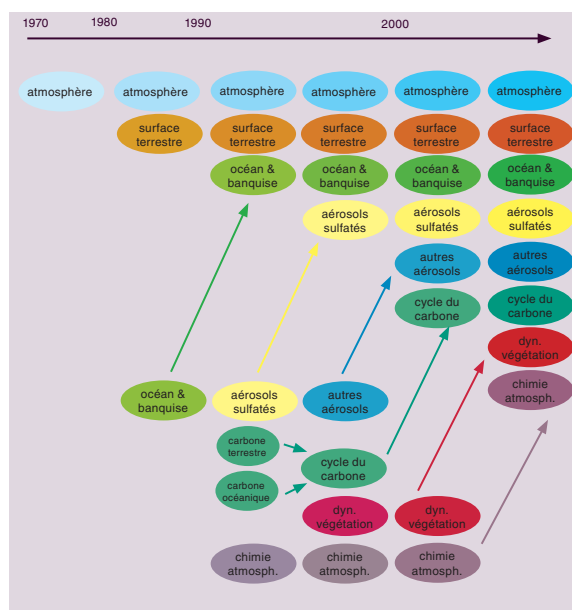


FIGURE 3.1 – *Evolution des modèles de climats.* Depuis les premiers modèles d’atmosphère des années 1970 jusqu’aux modèles couplés d’aujourd’hui. Source : GIEC (2001) (McAvaney et al., 2001)

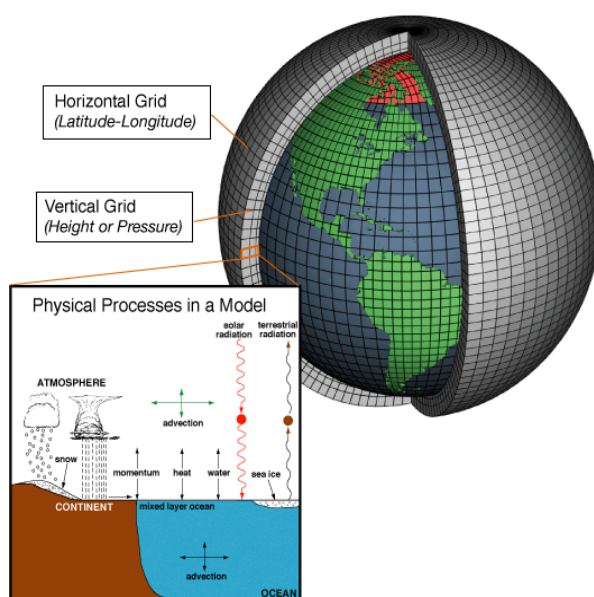


FIGURE 3.2 – *Structure d’un modèle couplé.* Représentation schématique de la structure discrète d’un modèle couplé et de l’ensemble des processus modélisés, en chaque point de grille atmosphérique dans l’exemple présent. Source : http://www.oar.noaa.gov/climate/t_modeling.html

leurs imperfections, les modèles couplés sont les seuls outils dont disposent les scientifiques pour étudier l’évolution du climat futur.

Une étape importante avant la réalisation de projections est donc l’évaluation des modèles. Dans le cadre du 4^{ème} rapport du GIEC (AR4), un effort considérable a été mené par le Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparaison (PCMDI) pour collecter les sorties de modèles issues des principaux centres de modélisation du monde et les mettre à la disposition de l’ensemble de la communauté scientifique. Ces archives constituent la troisième phase du Coupled Model Intercomparaison Project (CMIP3). Elles servent de base aux travaux du 1^{er} Groupe de Travail du GIEC et sont utilisées tout au long de cette thèse. Elles incluent un très grand nombre d’expériences, dont des simulations sans variations des forçages externes (appelées simulations de contrôle), des simulations qui visent à reproduire le climat observé sur la période récente (simulations historiques) et des simulations du climat futur (projections). Ces simulations et les modèles dont elles sont issues sont respectivement listés dans les Tableaux 8.2 et 3.1. Les performances des modèles CMIP3 sont ici rapidement illustrées en terme de température de surface de la mer et de précipitations marines. Nous reviendrons sur la capacité des modèles à simuler les évolutions récentes des températures océaniques de subsurface et de la salinité de surface océanique, respectivement dans les Chapitre 5 et 7.

3.1 Evaluation des modèles CMIP3

Il existe différentes stratégies d’évaluation des modèles. La plus simple consiste à comparer, sur la période récente, les observations et les sorties de simulations historiques pour lesquelles les forçages externes sont introduits suivant les observations. L’évaluation consiste alors à vérifier que les distributions statistiques des variables modélisées (moyenne, variance, etc.) sont équivalentes

BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, NORWAY
CGCM3.1 (T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CANADA
CGCM3.1 (T63)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CANADA
CNRM-CM3	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, FRANCE
CSIRO-MK3.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, AUSTRALIA
CSIRO-MK3.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) Atmospheric Research, AUSTRALIA
GFDL-CM2.0	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA
GFDL-CM2.1	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA
GISS-AOM	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies
GISS-EH	National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies
GISS-ER	NASA/GISS, USA
IAP-FGOALS	National Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG)/Institut of Atmospheric Physics, CHINA
INGV-ECHAM4	Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, ITALIA
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, FRANCE
MIROC3.2-HRES	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), JAPAN
MRIOC3.2-MRES	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), JAPAN
MIUB-ECHOG	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of the Korea Meteorological Administration (KMA), and Model and Data Group, GERMANY/KOREA
MPI-ECHAM5	Max Planck Institute for Meteorology, GERMANY
MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute, JAPAN
NCAR-CCSM3.0	National Centre for Atmospheric Research, USA
NCAR-PCM	National Centre for Atmospheric Research, USA
UKMO-HADCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/MetOffice, UK
UKMO-HADGEM1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/MetOffice, UK

TABLE 3.1 – *Modèles CMIP3. Noms officiels, groupes et pays d'origine des modèles utilisés dans le 4^{ème} Rapport du GIEC.*

à celles des mêmes variables observées. Ce type d'évaluation repose sur l'hypothèse selon laquelle il existe une relation entre la capacité des modèles à simuler les climats présent et futur. Cette relation n'est pas a priori évidente et elle s'avère très difficile à démontrer dans la mesure où il est par nature impossible de vérifier le réalisme des projections futures. Cependant, il est naturel d'accorder moins de confiance aux projections issues d'un modèle présentant des biais importants sur le présent. En effet, la présence de biais suggère qu'au moins un mécanisme est mal représenté dans le modèle, avec des impacts possibles sur les projections futures. De nombreuses études ont cherché à évaluer la capacité des modèles couplés à reproduire le climat récent observé (Lambert and Boer, 2001; McAvaney et al., 2001; Covey et al., 2003). Les performances des modèles CMIP3 font l'objet du Chapitre 8 du quatrième rapport du GIEC (Randall et al., 2007), et sont illustrées, en termes de température de surface, précipitations et pression de surface, par Räisänen (2007). Nous reproduisons ici certains des diagnostics proposés par ce dernier, en nous focalisant sur les régions océaniques.

3.1.1 Climat moyen

En termes de SST, modèles CMIP3 et observations diffèrent principalement aux latitudes polaires, régions où plus de 90% des modèles présentent des biais de SST froids (Figure 3.3). Sur les bord Est des océans tropicaux, des biais chauds, également récurrents entre les modèles, suggèrent des problèmes dans la simulation des nuages bas (Randall et al., 2007). Ailleurs, l'ensemble des modèles tend à sous-estimer la SST, avec des biais moyens d'amplitude inférieure à 2°C, d'un ordre de grandeur inférieur à la climatologie observée. Dans la plupart des régions océaniques, la moyenne des biais cache une grande dispersion entre les modèles, avec des écarts types entre les biais supérieurs à la moyenne des biais. C'est pourquoi, il faut être prudent dans l'interprétation des biais moyens. Ceux-ci peuvent donner une impression trop optimiste des performances des modèles, s'ils résultent de l'annulation des biais entre les modèles individuels. Dans le même temps, le fait que les biais soient plutôt aléatoires que systématiques justifie l'espoir que la représentation la plus réaliste possible du climat présent, et par extension futur, soit comprise dans la dispersion des modèles.

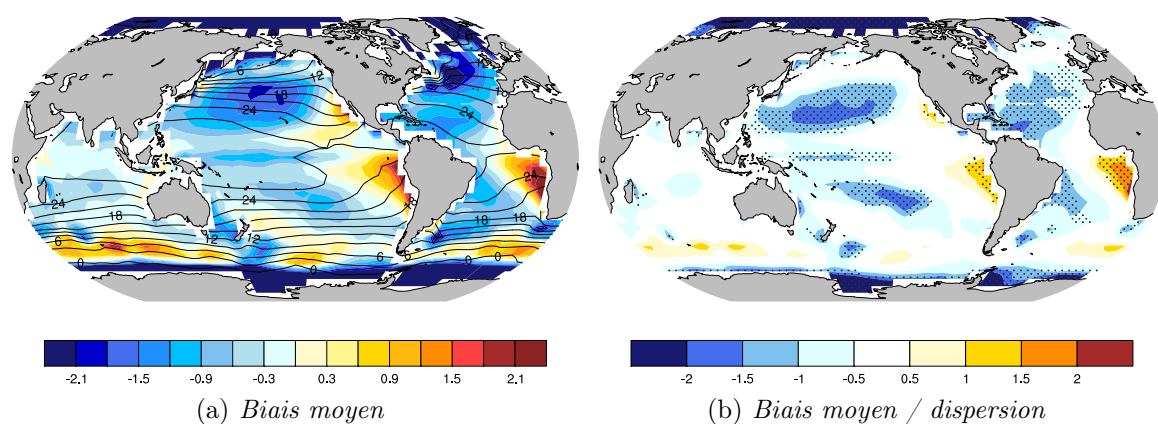


FIGURE 3.3 – *Comparaison entre les distributions spatiales des SST observées (HadSST3) et simulées par les modèles CMIP3, en moyenne sur la période 1960 - 1999. (a) Moyenne des 23 biais (en °C) correspondant aux différences entre chaque modèle CMIP3 et les observations. La climatologie observée est représentée en contours (un contour tous les 3°C). (b) Rapport entre la moyenne et l'écart type des 23 biais. Les pointillés gris indiquent les régions où 90% des modèles présentent des biais de même signe.*

La moyenne des biais pour la distribution climatologique des précipitations marines est illus-

trée Figure 3.4 (à gauche). Dans les régions tropicales, les biais atteignent des ordres de grandeur similaires à la climatologie observée. Au-dessus de l'Océan Pacifique, les précipitations simulées sont trop faibles au centre du bassin vers 30°S, et au contraire trop abondantes vers 15°S dans l'Est du bassin. Ces biais témoignent d'une mauvaise représentation de la SPCZ qui, contrairement à ce que montrent les observations, ne s'oriente pas vers le Sud dans les modèles, et s'étend trop vers l'Est. Des problèmes similaires existaient déjà dans les générations précédentes de modèles couplés (Mechoso et al., 1995; Latif et al., 2001; Davey et al., 2002; Meehl et al., 2005). Associés à des biais froids de SST dans la plupart des océans tropicaux ainsi qu'à des alizés trop forts, ces symptômes constituent ce qu'on appelle "le syndrome de la double ITCZ dans les modèles couplés". De nouveau, la moyenne d'ensemble cache, dans certaines régions, une grande dispersion entre les biais des modèles individuels. C'est le cas dans la région équatoriale ouest du bassin Pacifique, où l'écart type entre les biais des modèles individuels est supérieur à la valeur absolue du biais moyen. Au contraire, le syndrome de la double ITCZ semble être un biais récurrent entre les modèles (Figure 3.4, à droite). Plus de 90% des modèles présentent également des biais positifs au-dessus de l'Océanie et à l'Ouest de l'Océan Indien, suggérant des défauts de positionnement des branches ascendantes de la cellule de Walker (Turner et al., 2005). Au-dessus de l'Océan Atlantique Tropical, les précipitations simulées sont trop faibles à l'Equateur et trop abondantes au Sud de l'Equateur.

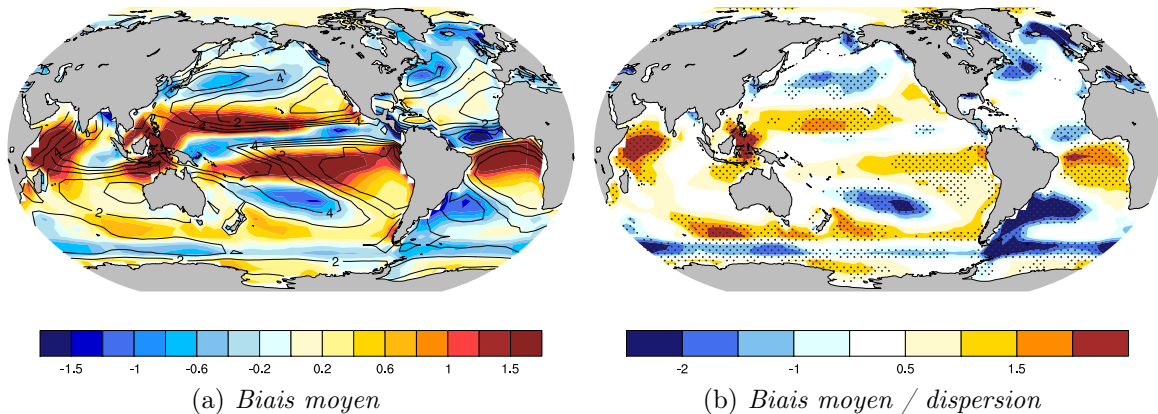


FIGURE 3.4 – *Idem que la Figure 3.3 pour les précipitations marines (en mm/jour) sur la période 1979 - 1999. Les données observées sont issues du jeu GPCP (un contour tous les 2 mm/jour).*

Au vu des figures précédentes, il est indéniable que des progrès restent à faire afin de diminuer certains biais communs à la plupart des modèles qui témoignent d'une mauvaise représentation de certains mécanismes physiques. La mesure dans laquelle ces biais ont un impact sur les projections futures n'est pas claire pour autant. Il est fréquent de quantifier le changement climatique par la différence entre deux périodes (souvent de 30 ans chacune), l'une à la fin du 21^{ème} siècle et l'autre à la fin du 20^{ème} siècle. Sous l'hypothèse que les biais restent les mêmes entre le climat présent et futur, ils jouent peu sur le terme du changement climatique. En plus d'évaluer la capacité des modèles à reproduire de manière réaliste le climat présent moyen, il est donc intéressant de vérifier s'ils sont capables de reproduire les changements qui ont déjà été observés dans l'évolution récente de certaines variables.

3.1.2 Changements récents

L'évaluation porte maintenant sur la réponse des modèles à des perturbations des forçages externes, observées au cours du 20^{ème} siècle. Cette démarche soulève plusieurs difficultés, explicitées par Räisänen (2007) et reprises rapidement dans le paragraphe qui suit. La première

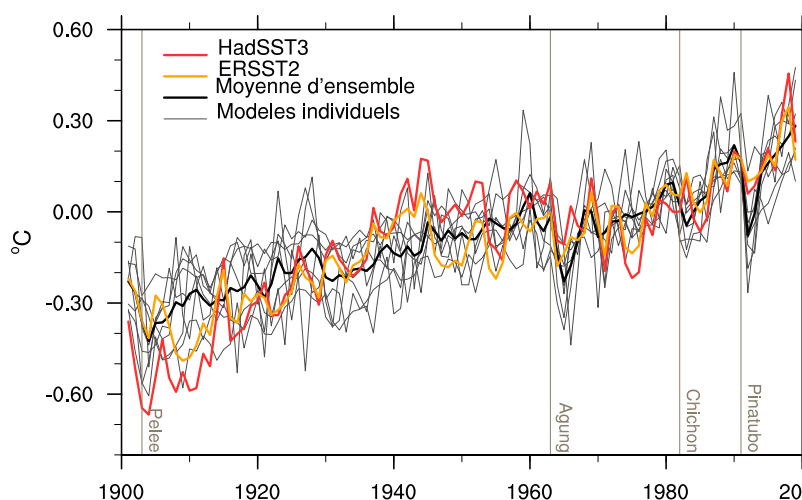


FIGURE 3.5 – *Comparaison des évolutions temporelles des moyennes annuelles de SST observées et simulées par neuf modèles CMIP3, sur la période 1901 - 1999. Les neuf modèles sélectionnés incluent les forçages naturels et anthropiques. L'incertitude associée aux observations de SST est illustrée par la dispersion entre les deux jeux HadSST3 et ERSST2.*

résulte du manque d'observations disponibles pour servir de référence à la comparaison avec les modèles. L'incertitude associée aux tendances récentes des flux d'eau marins observées a déjà été illustrée au Chapitre 1 (Figure 1.12). Nous contournons partiellement cette difficulté en évaluant les modèles en termes d'évolution de la température de surface de la mer globale (Figure 3.5), une variable relativement bien observée depuis le début du 20^{ème} siècle. Même dans ce cas, quelques dissimilitudes sont visibles entre les séries temporelles issues de deux jeux de données différents, notamment entre 1940 et 1950, période au cours de laquelle des biais instrumentaux ont été mis en évidence (Thompson et al., 2008). Il est possible que ces biais altèrent la variabilité des SST mais il ont peu d'incidence sur les tendances globales à long terme, ainsi que sur les conclusions de l'évaluation des modèles. Une deuxième difficulté est liée à la présence de variabilité interne, à la fois dans les observations et les modèles. Du fait de la nature chaotique de la variabilité atmosphérique, il est logique que les chronologies simulées des variations induites par des processus internes diffèrent de celles des observations. Une troisième difficulté découle de l'incertitude associée aux forçages externes. Si le forçage associé à l'augmentation des GES dans l'atmosphère est relativement bien connu, c'est moins le cas d'autres forçages, tel que celui associé aux aérosols anthropiques, par exemple. Ces incertitudes rendent délicate l'interprétation des différences entre observations et modèles, qui peuvent être dues soit à de mauvaises représentations des forçages dans les modèles, soit à de mauvais mécanismes de réponse aux forçages. Conscients des limites de cette évaluation, notons simplement que l'évolution de la SST globale observée (quel que soit le jeu d'observations utilisé) est contenue dans le panache des évolutions de SST simulées par un ensemble de huit modèles incluant des forçages à la fois naturels (volcanique et solaire) et anthropiques (Figure 3.5). Les modèles représentent fidèlement le réchauffement à long terme de la SST ainsi que les courts refroidissements qui subviennent à la suite de chaque éruption volcanique majeure. Suite à l'éruption du Mont Pinatubo, la surestimation apparente du refroidissement par les modèles provient en fait d'une atténuation du refroidissement dans les observations, liée à la prédominance de phase chaude de l'ENSO entre 1990 et 1995.

Les Figures 3.3, 3.4 et 3.5 rendent compte des principales conclusions des études concernant l'évaluation des modèles. Il apparaît que les modèles couplés sont capables de reproduire de nombreuses caractéristiques du climat présent, avec des performances plus élevées pour certaines variables (par exemple la température de surface), que pour d'autres (par exemple les précipitations). Malgré des biais encore irrésolus, les modèles reproduisent de manière réaliste les changements récents observés, en particulier en moyenne sur de larges zones géographiques (Stott et al., 2000; Broccoli et al., 2003; Meehl et al., 2004; Knutson et al., 2006). Ces résultats sont une indication forte que les modèles simulent correctement une part importante des processus

de rétroaction qui régulent la réponse du système climatique aux forçages qui lui sont imposés.

Remarque : Au-delà de leur intérêt pour évaluer la capacité des modèles à reproduire l'évolution des variables climatiques, les simulations historiques sont aussi des outils précieux pour l'étude du climat récent. Des simulations réalistes permettent, par exemple, d'étudier la variabilité climatique dans des régions où les observations font défaut. Dans ce cas, on peut souhaiter contraindre au maximum le modèle avec toutes les observations dont on dispose. Ce type de simulations, appelées réanalyses, utilise le modèle comme interpolateur physique entre les observations disponibles (Chapitre 5). Des simulations plus idéalisées permettent d'analyser les mécanismes de la variabilité climatique. Dans ce cas, on simule la réponse du climat à différentes perturbations, selon une démarche incrémentale. Ce type de simulations est également utilisé dans le cadre d'étude de détection et d'attribution (Chapitre 4).

3.2 Projections climatiques

Une fois que la capacité d'un modèle à reproduire la variabilité climatique observée a été évaluée sur la période récente, il est tentant d'utiliser ce même modèle pour simuler des conditions futures les plus réalistes possibles. C'est l'objectif des prévisions climatiques aux échelles de temps saisonnières, et depuis peu décennales, qui ne sont pas l'objet de cette thèse. Celles-ci partent de la connaissance la plus précise possible de l'état dynamique et thermodynamique du système climatique à l'instant initial (conditions initiales) et simulent l'évolution dans le temps des variables climatiques, selon certaines conditions aux limites prévues (fluctuation de l'activité solaire et modification de la composition chimique de l'atmosphère). La source de prévisibilité associée aux conditions initiales est appelée prévisibilité de 1^{ère} espèce, tandis que celle associée aux conditions aux limites est appelée prévisibilité de 2^{ème} espèce (Lorenz, 1963). Aux échéances temporelles plus lointaines (fin de siècle), la spécification des conditions initiales n'a plus d'influence sur l'état du système climatique. C'est pourquoi les simulations du climat futur à plus long terme, appelées projections climatiques, ne s'intéressent qu'à la seule source de prévisibilité de 2^{ème} espèce. Plusieurs sources d'incertitudes sont associées aux projections climatiques. La première est l'incertitude, dite structurelle, associée à la représentation du système climatique (son état moyen, sa variabilité interne, sa réponse aux forçages externes, etc..) par les modèles couplés. Une autre source d'incertitude est liée à l'imprévisibilité de l'évolution future des forçages externes. L'évolution des forçages radiatifs naturels (en particulier les éruptions volcaniques) est impossible à anticiper. Il est cependant très largement admis que l'influence de ces forçages sur le climat du XXI^{ème} siècle sera faible par rapport à celle du forçage associé aux émissions anthropiques de GES et aérosols. Ces émissions dépendront de l'évolution de multiples facteurs dans les domaines énergétique, agricole, économique et démographique. Afin de prendre en compte l'incertitude associée de tous ces facteurs, des scénarios (SRES) d'émissions anthropiques pour le XXI^{ème} siècle (Figure 3.6a) ont été réalisés dans le cadre du GIEC (Meehl et al., 2007). Basés sur des critères démographiques, économiques, sociétaux et techniques (Figure 3.6 a), les scénarios SRES spécifient les évolutions futures des espèces chimiques suivantes : CO₂, CH₄, NO₂, CFCs et SO₂ (précurseur chimique de l'aérosol sulfaté). Les scénarios SRES ont été utilisés pour forcer un ensemble de simulations numériques (projections climatiques) basées sur les modèles CMIP3. La multiplication des projections basées sur différents scénarios d'émission permet d'analyser la réponse du climat à différentes évolutions des forçages externes. L'objectif visé est non pas de prédire l'avenir mais de comprendre les déterminants fondamentaux de la pression que l'homme exercera sur le climat au cours du 21^{ème} siècle, en fonction des politiques climatiques qui seront choisies. Dans la suite de notre thèse, nous utiliserons les projections forcées par le scénario A1B, aussi appelé scénario "modéré", qui fait l'hypothèse que les émissions anthropiques de GES vont

continuer de croître jusqu'en 2050 puis se stabiliseront avant une faible décroissance sur la fin du siècle (Figure 3.6a).

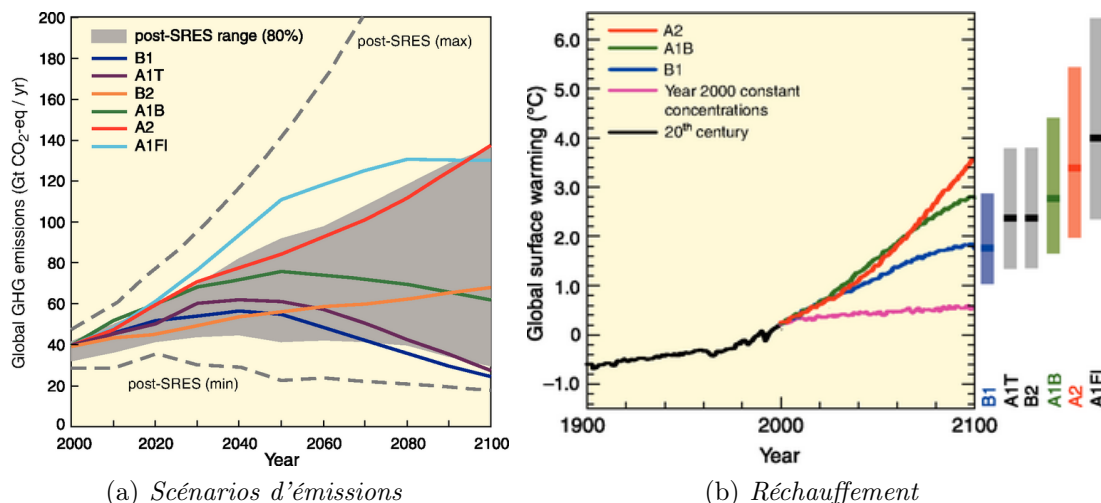


FIGURE 3.6 – **Scénarios d'émissions et projections du réchauffement global associées.** (a) Emissions mondiales de GES (en Gt équiv.-CO) selon six scénarios possibles (SRES, lignes colorées). (b) Les courbes en trait plein correspondent aux moyennes multimodèles du réchauffement de surface pour les scénarios A2, A1B et B1. La courbe en rose correspond à des simulations pour lesquelles les concentrations atmosphériques sont fixées aux niveaux de 2000. Les barres sur la droite précisent la valeur la plus probable (zone foncée) et la fourchette probable (± 1 écart type) correspondant aux six scénarios de référence du SRES pour la période 2090-2099. Tous les écarts de température sont calculés par rapport à la période 1980-1999. Source : GIEC AR4 Meehl et al. (2007)

3.2.1 Réchauffement

A l'échelle globale, les projections climatiques prévoient une continuation du réchauffement de surface commencé au 20^{ème} siècle, quel que soit le scénario d'émissions considéré, y compris pour des concentrations de GES maintenues constantes après 2000 (Figure 3.6b). Si l'on exclut cette expérience idéalisée, l'augmentation des températures prévue entre le début et la fin du 21^{ème} siècle s'élève de +1,8°C (B1) à +3,6°C (A2). La largeur de cette plage de températures (2,8°C) peut être considérée comme une mesure simple de l'incertitude associée à l'évolution future des émissions anthropiques (conditions aux limites des projections). Elle est le résultat de la dispersion entre les réchauffements simulés en réponse aux différents scénarios d'émission. Pour chacun des scénarios, la dispersion des projections autour de la moyenne multi-modèle donne une mesure de l'incertitude structurelle. Celle-ci résulte principalement des différences de formulation des lois physiques et des paramétrisations entre les modèles. Elle est aussi influencée par les différents traitements appliqués aux espèces chimiques non contraintes par les SRES (notamment l'ozone, les aérosols troposphériques non-sulfatés et les aérosols volcaniques) et les différentes chronologies de la variabilité internes entre les projections. Cette incertitude varie d'un scénario d'émissions à l'autre. En 2100, elle vaut 2°C (de 2,3°C à 4,3°C) pour le scénario A1B, elle est donc du même ordre de grandeur que l'incertitude associée aux scénarios d'émissions futures.

Si l'amplitude du réchauffement varie en fonction des scénarios d'émissions envisagés, sa distribution géographique reste cependant similaire (Figure 3.7). Cette distribution présente les mêmes principales structures que la tendance des températures de surface au cours du 20^{ème} siècle (cf Chapitre 1), avec un réchauffement plus marqué sur les continents que sur les océans.

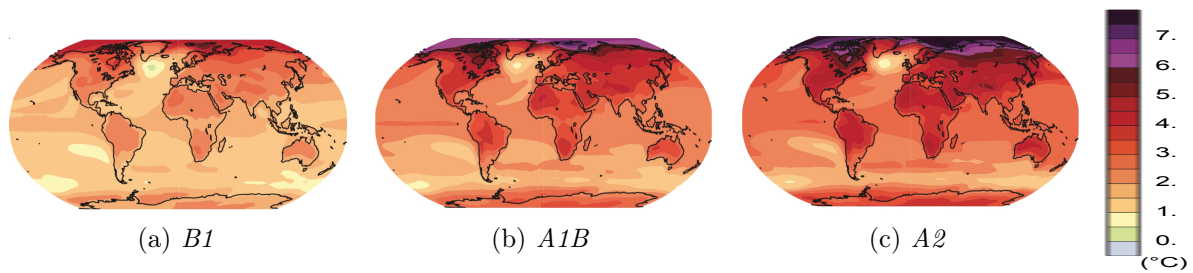


FIGURE 3.7 – Distributions spatiales de la moyenne d'ensemble des changements (en °C) de température de surface prévus par les modèles CMIP3, sous les hypothèses des scénarios d'émissions (à gauche) B1, (au centre) A1B, et (à droite) A2. Les changements sont calculés comme la différence entre les périodes 2070 - 2099 (issue des scénarios A1B) et 1970 - 1999 (issue des simulations historiques) pour chaque modèle CMIP3. Source : GIEC AR4 Meehl et al. (2007)

Les plus fortes augmentations de température de surface sont prévues pour les régions Arctique et les plus faibles pour l'Océan Austral et le Sud du Groenland. Aux latitudes tropicales, les modèles prévoient un réchauffement de SST relativement homogène, autour de +2°C d'après le scénario A1B. Seul le bassin Pacifique tropical présente une structure de réchauffement contrastée, avec une augmentation des SST maximale le long de l'Equateur. Plusieurs études soulignent l'importance des modifications des gradients de SST dans les océans tropicaux qui ont une grande influence sur les changements de précipitations (Barsugli et al., 2006; Xie et al., 2010; Shin and Sardeshmukh, 2011).

Le réchauffement n'est pas limité à la surface du globe, comme en témoigne la coupe zonale du changement prévu des températures océaniques entre la surface et 5000 mètres de profondeur (Figure 3.8). Le maximum de réchauffement océanique (environ +2°C) se situe près de la surface aux latitudes tropicales, et jusqu'à 40° dans l'hémisphère nord (Figure 3.8). Jusqu'aux environs de 300 mètres de profondeur, l'augmentation des températures dépasse 1°C à la plupart des latitudes entre 60°S et 60°N. L'augmentation s'atténue en profondeur mais les modèles s'accordent à prévoir un réchauffement d'environ 0,3°C atteignant 2000 mètres de profondeur à toutes les latitudes, et jusqu'à 5000 mètres autour de 60°S.

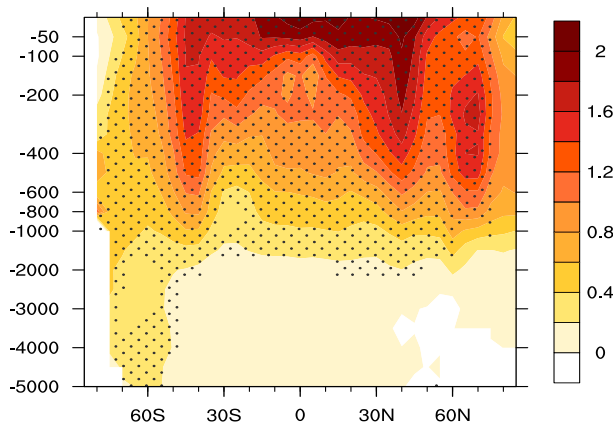


FIGURE 3.8 – **Réchauffement océanique futur.** Coupe zonale de la moyenne d'ensemble des changements (en °C) de température océanique prévus par les modèles CMIP3 sous les hypothèses du scénario A1B. Les changements sont calculés comme indiqué Figure 3.7. Les pointillés désignent les zones où l'amplitude du changement multi-modèle est supérieure à la dispersion entre les modèles.

Les Figures 3.7 et 3.8 illustrent le rôle essentiel de l'océan dans la régulation du réchauffement futur. D'après les projections à un siècle, les couches supérieures des océans tropicaux continueront de stocker une grande partie de la chaleur additionnelle attendue en réponse à l'augmentation des GES. De plus, l'export de chaleur vers des couches plus profondes aux hautes latitudes devrait limiter le réchauffement futur en surface, comme le suggère la coïncidence entre réchauffement de surface minimal et pénétration du réchauffement vers l'océan profond, notam-

ment dans les régions australes (Boé et al., 2009).

Il est communément admis que le réchauffement futur sera causé par une diminution du refroidissement radiatif du système Terre-Atmosphère, elle-même initialement induite par l'absorption du rayonnement infra-rouge par les GES, dont les concentrations atmosphériques augmentent sous l'effet des émissions anthropiques. Une étude récente, basée sur l'analyse de l'évolution du bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère (noté TOA pour *Top Of Atmosphere*), dans les projections A1B des modèles CMIP3, suggère que les mécanismes responsables du réchauffement futur pourraient être plus complexes (Trenberth and Fasullo, 2009). Le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère s'écrit :

$$R_{TOA} = ASR - OLR, \quad (3.1)$$

où R_{TOA} est le rayonnement net au sommet de l'atmosphère, et les termes ASR et OLR représentent respectivement le rayonnement solaire absorbé (*Absorbed Solar Radiation*) et le refroidissement radiatif de l'atmosphère (*Outgoing Longwave Radiation*).

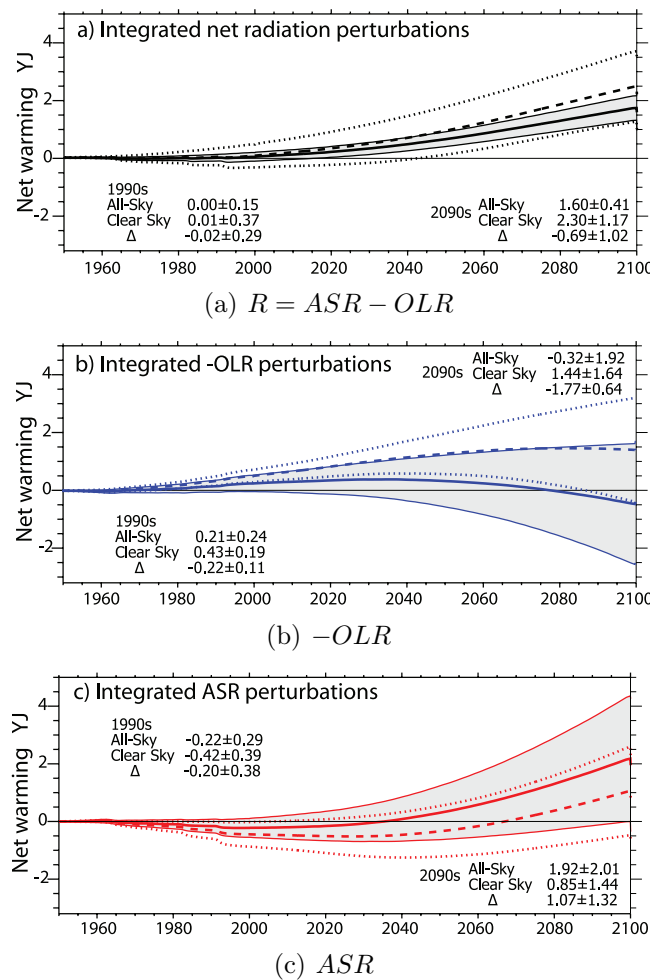


FIGURE 3.9 – *Evolution temporelle des flux radiatifs au sommet de l'atmosphère.* Evolution des anomalies a) de rayonnement net, b) de refroidissement radiatif, et c) de refroidissement radiatif entre 1950 et 2100, par rapport à la période de référence 1900-1950. Les courbes correspondent aux moyennes de 13 simulations historiques et projections (scénario A1B) basées sur les modèles CMIP3. Les radiations totales (courbes pleines, "all-sky") sont différenciées des radiations qui seraient calculées en l'absence de nuages (courbes pointillées, "clear-sky"). Les zones grisées représentent la dispersion entre les modèles (± 1 écart type) pour les radiations totales. Source : Trenberth and Fasullo (2009)

Jusqu'en 2050, les modèles indiquent que le réchauffement est directement lié à la diminution de l'*OLR* (Figure 3.9b), en réponse à l'augmentation des concentrations atmosphériques de GES. Cet effet est amplifié par deux rétroactions positives : l'augmentation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau, elle-même puissante GES (d'où une amplification de la diminution de l'*OLR*), et la diminution de l'albédo de la surface liée à la fonte des neiges et glaces aux hautes latitudes (d'où une augmentation de l'*ASR*). L'augmentation de la température ainsi induite provoque une rétroaction négative qui se traduit par une augmentation du refroidissement radiatif. A partir de 2050, cette rétroaction est suffisamment puissante pour inverser la tendance de l'*OLR* (Figure 3.9b). Les températures continuent pourtant d'augmenter (Figure 3.9a). Les résultats de Trenberth and Fasullo (2009) suggèrent que, sur la deuxième moitié du 21^{ème} siècle, l'augmentation des températures est causée par une augmentation de l'*ASR* (Figure 3.9c), elle-même induite par une diminution de l'albédo de l'atmosphère liée à une diminution de la couverture nuageuse globale. Les changements de couverture nuageuse simulés en réponse au réchauffement diffèrent largement d'un modèle à l'autre (Meehl et al., 2007; Randall et al., 2007). D'après Dufresne and Bony (2008), la réponse des nuages serait la principale source de divergence entre les projections issues des modèles individuels. Les changements projetés de la couverture nuageuse semblent largement influencés par les biais des nuages simulés sur la période historique (Trenberth and Fasullo, 2010). Une réduction de l'incertitude associée aux mécanismes du réchauffement futur, passe donc par l'amélioration des performances des modèles sur le climat présent, notamment en terme de représentation de la couverture nuageuse.

3.2.2 Intensification du cycle hydrologique

A l'échelle globale, les projections prévoient une augmentation de l'humidité atmosphérique avec le réchauffement, à un taux d'environ 7,5%/K (Figure 3.10a), cohérent avec la relation de Clausius-Clapeyron (1.1), et cohérent avec les observations récentes (Figure 1.10, Dai, 2006). L'augmentation des précipitations semble aussi dépendre du changement de température projeté, mais à un taux bien plus faible d'environ 2%/K (Figure 3.10b). Comme déjà évoqué au Chapitre 1, les changements des précipitations ne sont pas uniquement contraints par le contenu atmosphérique en vapeur d'eau, mais aussi par le maintien du bilan énergétique de l'atmosphère. La relation entre le refroidissement radiatif de l'atmosphère et les précipitations (1.4), implique en effet que toute augmentation des précipitations (et donc du chauffage diabatique de l'atmosphère) doit être compensée par une augmentation du refroidissement radiatif. Les projections climatiques basées sur les modèles CMIP3 suggèrent que le refroidissement radiatif de l'atmosphère n'augmente pas à un taux suffisamment élevé pour compenser une augmentation des précipitations au même taux que celle de l'humidité (Stephens and Ellis, 2008). L'augmentation du taux des précipitations avec le réchauffement est donc limitée par les changements relativement faibles du bilan radiatif atmosphérique (Allen and Ingram, 2002). Cette limitation implique une réduction des échanges de masses d'air entre les couches de surfaces humides et les couches plus élevées de la troposphère où sont formées les précipitations. La plupart de ces échanges ayant lieu dans les zones de convection atmosphérique tropicales, cette réduction suggère un ralentissement des branches ascendantes de la circulation atmosphérique projetée pour le 21^{ème} siècle (Held and Soden, 2006).

L'évolution des précipitations extrêmes n'est pas l'objet de ce manuscrit. Signalons cependant que la compétition entre les deux contraintes que sont l'augmentation de l'humidité et le maintien de l'équilibre énergétique de l'atmosphère ne joue pas seulement sur les changements moyens des précipitations, mais aussi sur les changements de leurs distributions statistiques. Plusieurs études suggèrent que l'augmentation des précipitations extrêmes à l'échelle journalière est proche de celle déduite de la relation de Clausius-Clapeyron (Allen and Ingram, 2002; Kharin et al., 2007).

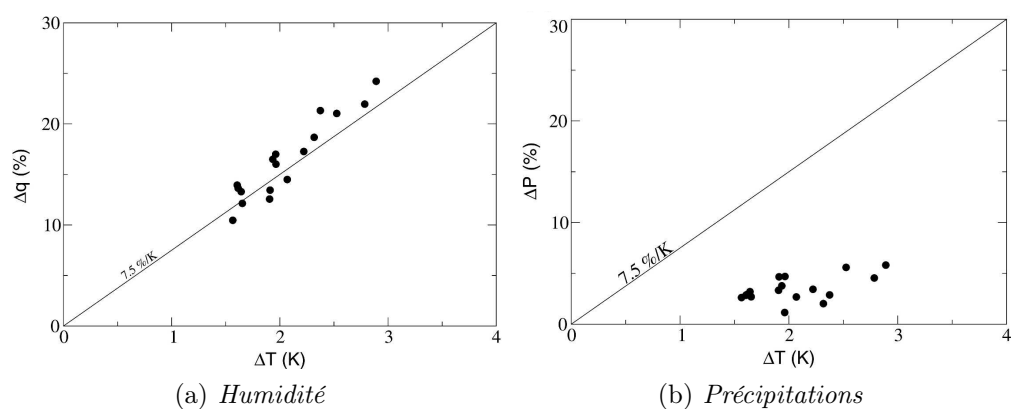


FIGURE 3.10 – **Relations entre le réchauffement futur et les changements d'humidité et de précipitations.** a) Chaque point représente le changement global de la vapeur d'eau intégrée dans la colonne atmosphérique en fonction du changement global de température, pour une projection climatique basée sur un modèle CMIP3 (scénario A1B : différence entre les 20 premières et les 20 dernières années du 21^{ème} siècle). b) Idem pour le changement global des précipitations en fonction du changement global de température. Source : Held and Soden (2006)

L'augmentation de l'humidité atmosphérique entraînerait donc une intensification des systèmes précipitants extrêmes qui devrait être compensée par une perte d'intensité des événements peu intenses (Boé, 2007).

Si l'analyse des changements de précipitations à l'échelle globale permet de mettre en lumière certains des mécanismes physiques impliqués, elle est cependant très insuffisante pour décrire les changements futurs du cycle hydrologique dont les variations régionales sont essentielles. Au-dessus des océans, la moyenne d'ensemble de la distribution spatiale des changements d'évaporation rappelle celle du réchauffement de surface. Dans les Tropiques, les modèles prévoient une augmentation de l'évaporation marine. Les changements sont plus contrastés au-dessus des continents, en raison des variations géographiques de l'humidité des sols. Les changements de précipitations présentent des contrastes régionaux plus marqués que les changements d'évaporations, notamment au-dessus des océans. Les projections montrent en effet une diminution des précipitations dans les régions subtropicales, et une augmentation le long de l'Equateur ainsi qu'aux moyennes et hautes latitudes. La plupart des modèles s'accordent sur cette répartition zonale des changements de précipitations. En revanche, les projections sont plus dispersées sous les Tropiques.

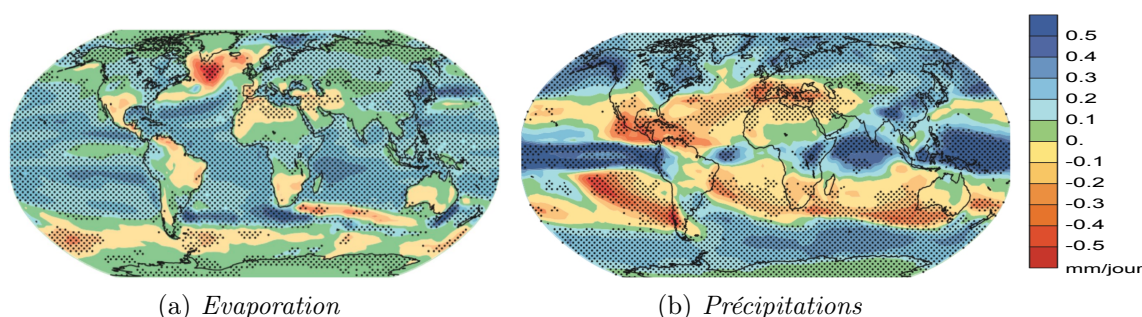


FIGURE 3.11 – **Changements futurs (en mm/jour) des flux d'eau douce.** Distributions spatiales de la moyenne d'ensemble des changements (a) d'évaporation marine, et (b) des précipitations marines. Les pointillés désignent les zones où 80% des modèles s'accordent sur le signe des changements. Source : Meehl et al. (2007)

La moyenne d'ensemble de la distribution spatiale des changements du bilan des flux d'eau douce marins ($E - P$) est largement dominée par la structure en 3 bandes zonales des changements de précipitations (Figure 3.12a) : la région équatoriale et les hautes latitudes deviennent de plus en plus humides tandis que les régions tropicales deviennent de plus en plus sèches. Ces changements vont dans le sens d'une accentuation des contrastes régionaux du bilan ($E - P$). Au premier ordre, ils sont donc cohérents avec les considérations thermodynamiques simples (relation de Clausius Clapeyron) présentées au Chapitre 1. Rappelons que sous les hypothèses d'humidité relative et de circulation atmosphérique constantes, les changements thermodynamiques du bilan ($E - P$) s'écrivent (Held and Soden, 2006) :

$$\delta(E - P) \approx \alpha \delta T (E - P), \quad (3.2)$$

où T est la température atmosphérique et $\alpha = 6,45\%/^{\circ}\text{C}$ lorsque $T \approx 15^{\circ}\text{C}$. Une évaluation de ces changements, tels que simulés par les modèles CMIP3, sous les hypothèses A1B, est illustrée Figure 3.12b. L'accentuation de la structure de $E - P$ moyenne est nette : les zones humides deviennent de plus en plus humides tandis que les zones sèches deviennent de plus en plus sèches. Cette carte est l'exacte illustration du concept d'*intensification du cycle hydrologique* introduit au Chapitre 1. A première vue, ses principales structures spatiales sont proches de celles du changement multi-modèle de $E - P$ (Figure 3.12a). La composante thermodynamique joue donc un rôle important dans les changements prévus du cycle hydrologique marin. Néanmoins, à l'échelle régionale, des différences majeures existent entre les deux cartes, en particulier entre les Tropiques. Celles-ci suggèrent l'influence d'autres mécanismes physiques, tels que des changements de la circulation atmosphérique (Held and Soden, 2006) ou des modifications des gradients spatiaux de SST (Xie et al., 2010).

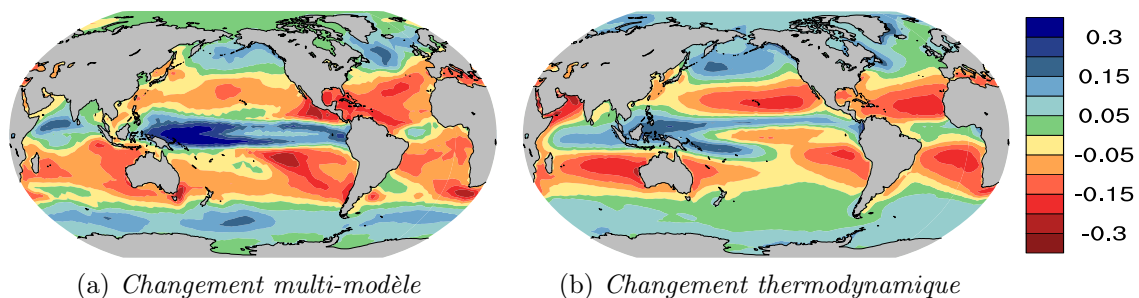


FIGURE 3.12 – **Changement futur (en mm/jour) du cycle hydrologique marin.** Distributions spatiales (a) de la moyenne d'ensemble des changements de $P - E$ prévus par les modèles CMIP3, sous les hypothèses du scénario A1B, et (b) de la composante thermodynamique estimée par la relation 3.2.

Basé sur les projections climatiques des modèles CMIP3 pour le siècle à venir, ce chapitre a présenté les changements attendus pour les températures de surface et de l'océan, ainsi que pour les principales variables impliquées dans le cycle hydrologique marin. La confrontation de ces projections avec les observations récentes suggère que certains des changements attendus en réponse à l'augmentation des GES dans l'atmosphère pourraient déjà être à l'oeuvre. Il semble, par exemple, que ce soit le cas du réchauffement global et de l'intensification du cycle hydrologique marin. La similitude entre projections et observations n'est cependant pas suffisante pour conclure que les fluctuations du climat récent constituent des réponses au forçage anthropique. Aboutir à de telles conclusions nécessite, au préalable, de vérifier que les changements observés ne sont pas des signatures de la variabilité interne du climat. Cette étape passe par l'application de méthodes statistiques, dites de détection et d'attribution, qui sont présentées au Chapitre 4.

Chapitre 4

Détection et attribution des changements climatiques

Dans les chapitres précédents, nous avons présenté certaines des évolutions climatiques qui ont été observées au cours des dernières décennies. Ces évolutions peuvent être des signatures de l'influence de la variabilité interne, ou des réponses aux forçages externes, d'origine naturelle (fluctuation de l'activité solaire et éruptions volcaniques) et/ou anthropique (émissions de GES et d'aérosols). La distinction entre ces différents facteurs et la quantification de leurs influences sur les tendances récentes observées sont l'objet des études de détection et d'attribution. La détection des changements climatiques consiste à montrer que le climat a effectivement changé (Hegerl et al., 2007) ; autrement dit, qu'un signal observé est statistiquement incompatible avec la variabilité interne du système climatique. Il est important de noter que la détection d'un changement climatique n'implique pas d'en expliciter les causes. L'attribution, quant à elle, consiste à établir un lien de causalité entre un ou plusieurs forçages physiquement plausibles et le changement détecté. Avant de présenter les hypothèses et modèles statistiques propres aux études de détection et d'attribution, nous introduisons ces deux concepts à l'aide d'exemples simples.

4.1 Principes de la détection et de l'attribution

4.1.1 Détection d'un changement climatique

Dans cette section, nous présentons une approche simple de la détection qui consiste à déterminer si un changement récent observé est anormal par rapport à la distribution des variations dues uniquement à la variabilité interne. La première étape consiste à remarquer un changement dans l'évolution d'une variable observée sur une certaine période de temps. A titre d'illustration, considérons l'évolution du OHC_{700m} dans l'Océan Global et les trois grands bassins océaniques, entre 1955 et 2009. Pour rendre compte d'un potentiel changement, nous utilisons un critère simple et couramment utilisé (Santer et al., 1996; Karoly and Wu, 2005) : la tendance linéaire. Les augmentations observées du OHC_{700m} , estimées par des tendances linéaires, dans les océans Global, Atlantique, Pacifique et Indien, sont indiquées Figure 4.1. Chacune de ces tendances représente un *signal* que l'on cherche à détecter. On se pose la question suivante : ces tendances peuvent-elles être uniquement dues à la variabilité interne du système climatique ?

Pour répondre à cette question, nous devons disposer d'une estimation la distribution des tendances compatibles avec la variabilité interne climatique, aussi appelé *bruit* climatique. Nous évaluons cette distribution dans de longues simulations numériques où les forçages externes sont prescrits de manière constante. Ces simulations sont appelées simulations de contrôle. La dis-

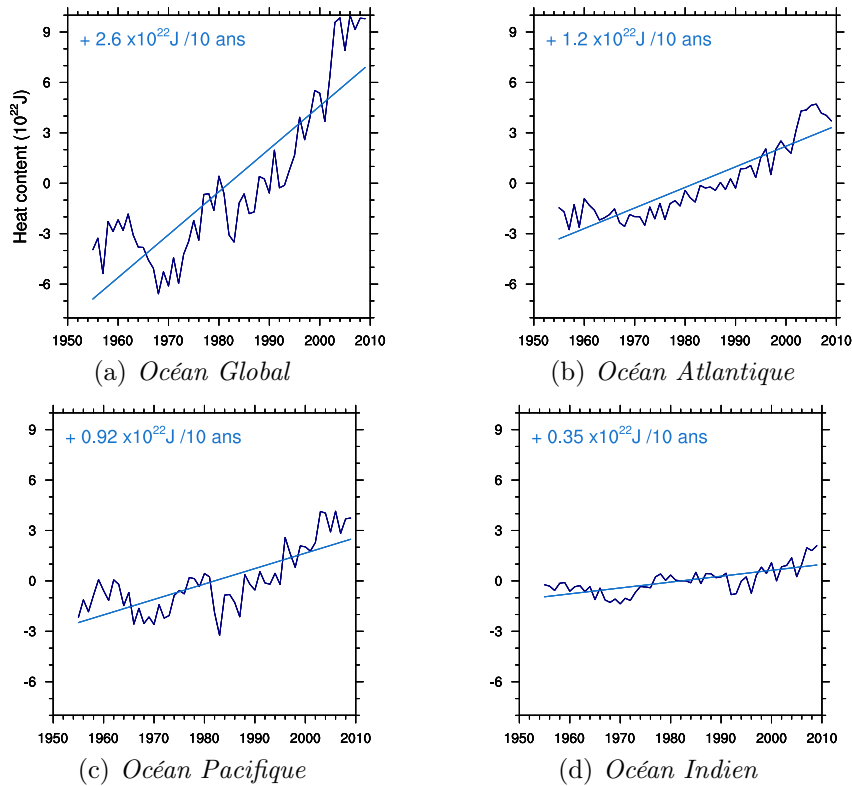


FIGURE 4.1 – **Augmentations récentes observées de OHC_{700m} .** Séries temporelles des anomalies annuelles OHC_{700m} , en moyenne sur (a) l’Océan Global et (bcd) chacun des trois grands bassins, d’après les données du jeu WOA09 (Levitus et al., 2009). A chaque série est superposée la droite des moindres carrés qui indique la pente de la tendance linéaire, calculée entre 1955 et 2009. La valeur de ces tendances (en 10^{22} Joules par décennie) est également indiquée pour chacun des bassin.

tribution des tendances de OHC_{700m} issues des simulations de contrôles basées sur 21 modèles CMIP3 sont illustrées, pour chacun des bassins océaniques, Figure 4.2. Le test de détection consiste à comparer la tendance observée avec cette distribution. La détection s’apparente ainsi à une étude du rapport *signal / bruit*. Le signal est détecté au niveau de significativité 95% si la tendance observée est supérieure à 95% des tendances calculées dans les simulations de contrôle ; autrement dit, s’il est peu probable ($p < 5\%$) d’observer une telle tendance lorsque la variabilité interne est seule à l’oeuvre. Si tel est le cas, on conclut qu’un changement s’est effectivement produit dans l’évolution du OHC_{700m} entre 1955 et 2009.

En langage statistique, la détection consiste à tester les deux hypothèses suivantes :

$$\begin{cases} H_0 : \text{"l'évolution récente du } OHC_{700m} \text{ n'est due qu'à la seule variabilité interne"}, \\ H_1 : \text{"la variabilité interne seule ne suffit pas à expliquer l'évolution récente du } OHC_{700m} \text{ "}. \end{cases} \quad (\text{T4.1})$$

De manière équivalente, on pourrait aussi écrire :

$$\begin{cases} H_0 : \text{"aucun changement climatique ne s'est produit au cours des dernières décennies"}, \\ H_1 : \text{"un changement climatique s'est produit au cours des dernière décennies"}. \end{cases} \quad (\text{T4.2})$$

Dans les deux cas, H_0 est appelée l’hypothèse nulle tandis que H_1 constitue l’hypothèse alternative. Rappelons que l’on dispose des deux ingrédients que sont la tendance observée et la distribution des tendances uniquement dues à la variabilité interne, aussi appelée *distribution*

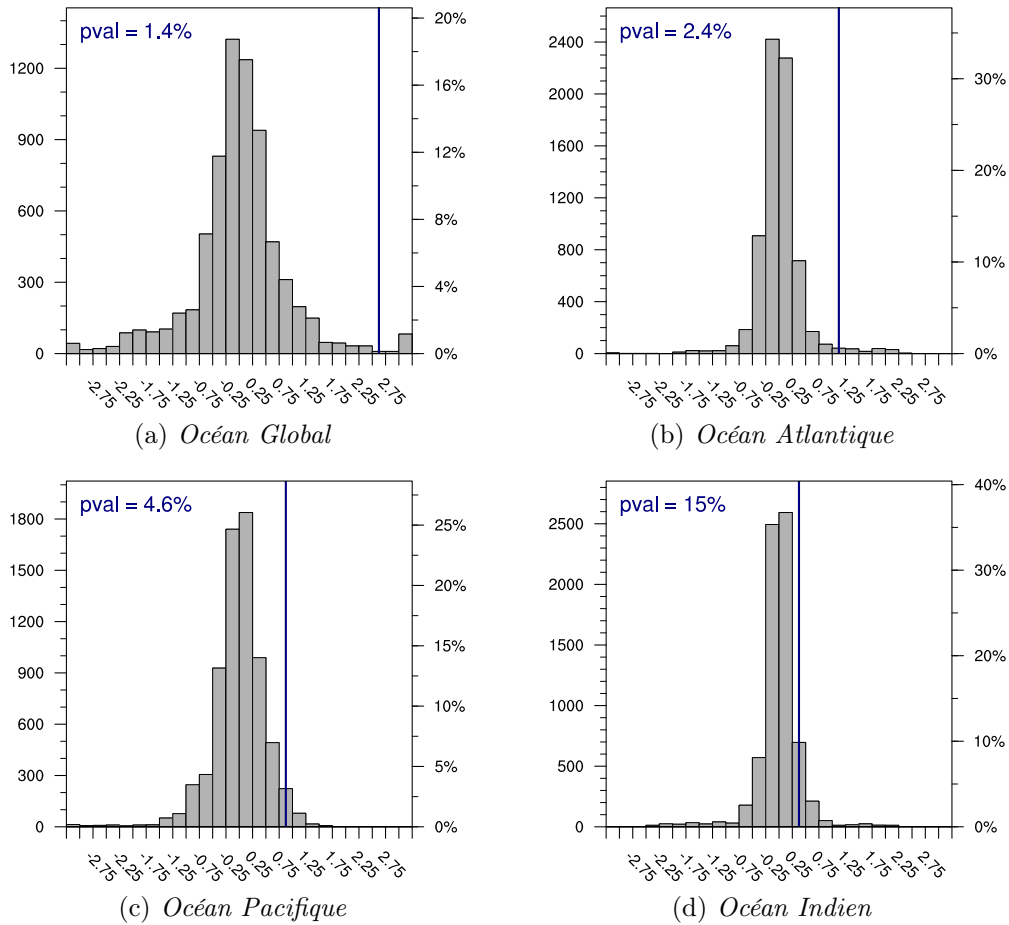


FIGURE 4.2 – *Comparaison des tendances (en 10^{22} Joules par décennie) récentes observées de OHC_{700m} avec les tendances issues des simulations de contrôle. La ligne bleue indique la valeur de la tendance observée sur la période 1955 - 2009 (55 ans). L'histogramme représente la distribution estimée des tendances de OHC_{700m} uniquement dues à la variabilité interne. Cette estimation est issue des simulations de contrôle auxquelles a été soustraite une tendance linéaire calculée sur la durée totale de chaque simulation. Pour chaque simulation, on calcule les séries annuelles de OHC_{700m} dans l'Océan Global et les trois grands bassins. La distribution des tendances associées à chacune de ces séries est obtenue en déplaçant une fenêtre glissante de 55 ans sur l'ensemble de la série. Finalement, on représente la distribution multi-modèle en rassemblant les résultats issus des modèles individuels. La valeur de la p-value est indiquée pour chacun des bassins océaniques. Elle correspond au pourcentage de tendances simulées dont les valeurs sont supérieures à la tendance observée.*

sous H_0 . Le signal est détecté si la tendance observée est *atypique* sous H_0 , autrement dit, si la tendance observée est supérieure à une certaine valeur seuil dont la probabilité d'être dépassée sous H_0 est inférieure à un niveau fixé, disons à 5%. Le résultat de ce test peut être traduit en terme de p-value, où la p-value représente la probabilité de tirer, sous H_0 , une valeur plus grande que celle observée. Le signal est détecté lorsque la p-value est inférieure à 5%. La notion de p-value est illustrée, pour un cas idéalisé, Figure 4.3. Notons que l'on se place ici dans le cadre de la détection d'un changement climatique en réponse aux émissions anthropiques dans l'atmosphère, dont l'effet connu est un réchauffement. C'est pourquoi la région de rejet de H_0 est uniquement située à l'extrémité positive de la distribution. Si le signe de la réponse n'était pas connu à l'avance (comme ce serait le cas pour les précipitations par exemple), la région de rejet de H_0 serait alors bilatérale.

Les p-value obtenues pour l'application du test (T4.2) à l' OHC_{700m} dans chaque bassin océa-

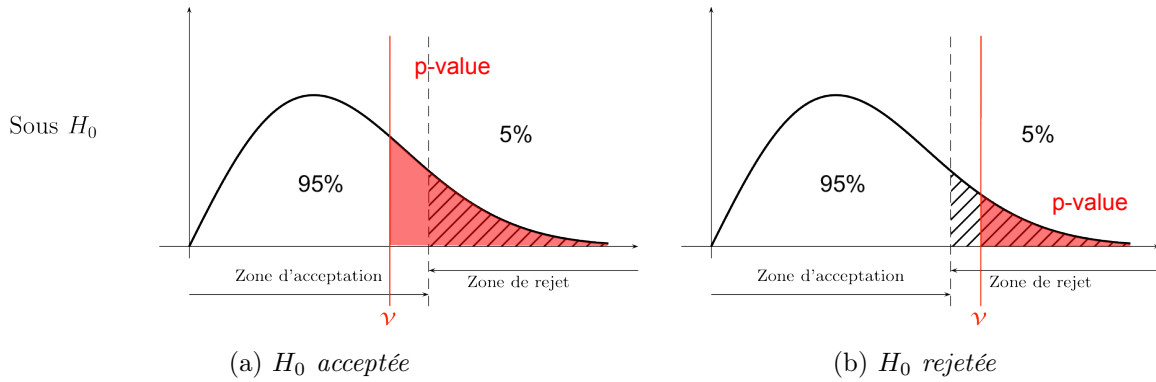


FIGURE 4.3 – **Illustration de la notion de p -value.** Représentation de la distribution statistique d'un test idéalisé quand H_0 est vraie (distribution sous H_0). La région de rejet de H_0 (au niveau 5%) correspond à l'aire hachurée en noir. La p -value, illustrée par l'aire en rouge, correspond à la probabilité de tirer une valeur supérieure à ν sous H_0 , où ν est la valeur observée. En a) la p -value est supérieure à 5% donc H_0 est acceptée et le signal n'est pas détecté. Inversement, en b), la p -value est inférieure à 5% donc H_0 est rejetée et le signal est détecté.

nique sont indiquées Figure 4.2. Elles indiquent qu'il est peu probable que les tendances observées dans les océans Global, Atlantique et Pacifique, soient uniquement dues à la variabilité interne. En effet, moins de respectivement 2%, 3% et 5% des tendances simulées sous l'effet de la seule variabilité interne, dans ces trois bassins, excèdent la tendance observée. En revanche, l'hypothèse nulle ne peut pas être rejetée dans l'Océan Indien, où la tendance observée n'émerge pas du bruit de la variabilité interne. L'échec de la détection peut signifier que le signal est encore trop faible par rapport à la variabilité interne. C'est possiblement le cas dans l'Océan Indien où l'augmentation du OHC_{700m} observée pourrait être masquée par la forte variabilité interne de ce bassin, associée notamment à l'ENSO aux échelles interannuelles. L'échec de la détection peut aussi indiquer que la variable de détection choisie n'est pas sensible au changement climatique. C'est par exemple le cas des précipitations moyennées sur de larges zones géographiques, mélangeant certaines régions où les précipitations augmentent et d'autres où elles diminuent.

Revenons aux cas pour lesquels H_0 est rejetée (cas des bassins Global, Atlantique et Pacifique). A ce stade, on sait qu'il est peu probable que les tendances observées dans ces trois bassins soient uniquement dues à la variabilité interne. Mais ces tendances sont-elles pour autant des signatures de la réponse du système climatique au forçage anthropique? L'étape suivante, qui correspond à l'attribution des causes des changements, consiste à comparer les tendances observées avec les données issues de simulations numériques auxquelles sont prescrites les évolutions d'un seul type de forçage externe, d'origine soit anthropique, soit naturelle.

4.1.2 Attribution des causes d'un changement climatique

L'attribution réside dans la démonstration qu'un changement détecté est cohérent avec le changement simulé en réponse à une combinaison de forçage donnée, et incohérent avec toute autre combinaison de forçages possible. Ainsi, un changement est attribué à la cause anthropique s'il est cohérent avec une combinaison de forçages incluant la variabilité interne et les émissions anthropiques de GES et aérosols dans l'atmosphère, tandis qu'il est incohérent avec toute alternative qui exclut le forçage anthropique. L'étape d'attribution nécessite donc de connaître les réponses attendues à chacun des principaux forçages externes, anthropiques et naturels. Celles-ci sont estimées à partir d'ensembles de simulations auxquelles les forçages externes sont appliqués séparément. De nombreuses simulations sont requises pour isoler chaque signal du bruit associé

à la variabilité interne.

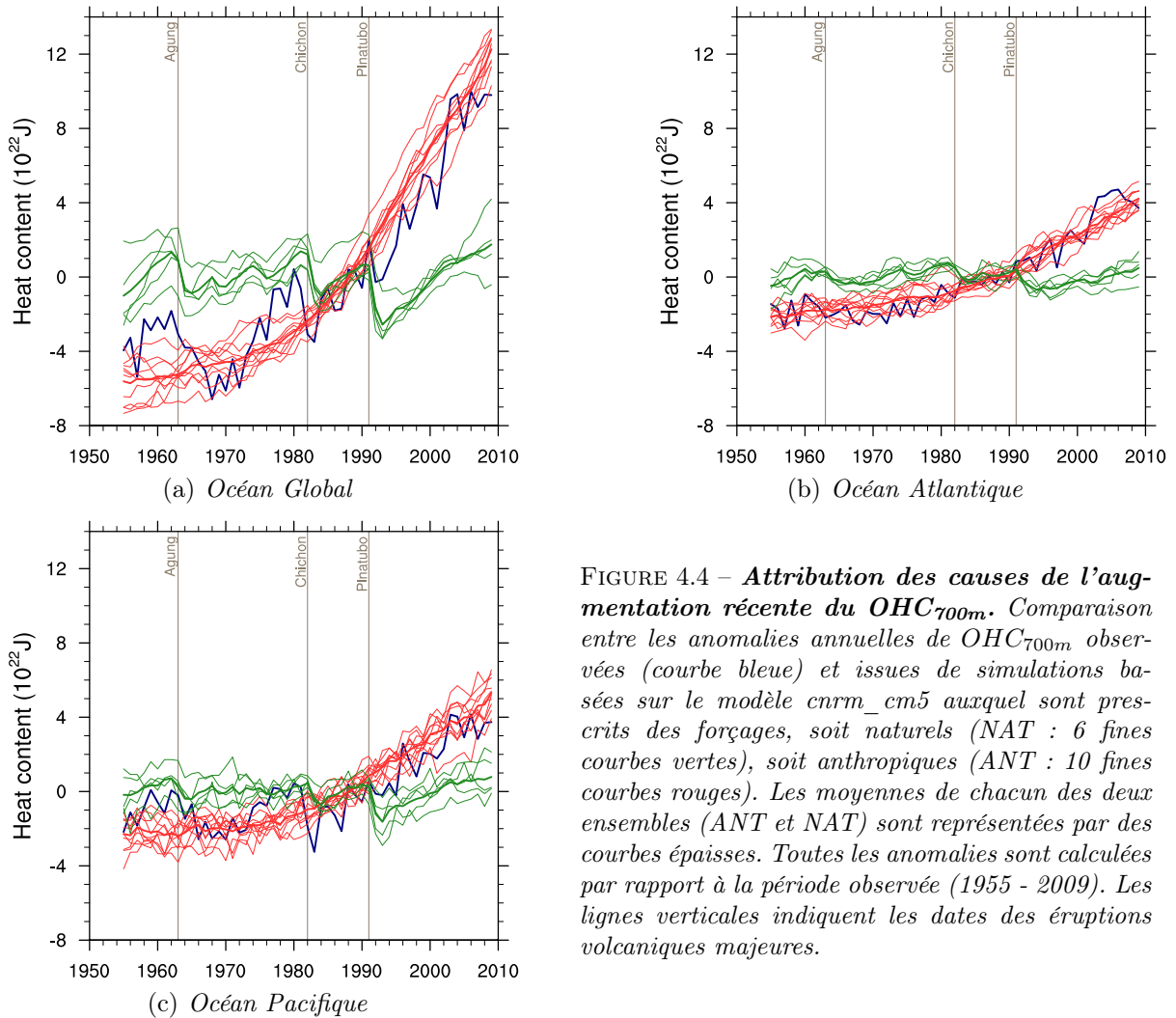


FIGURE 4.4 – **Attribution des causes de l'augmentation récente du OHC_{700m} .** Comparaison entre les anomalies annuelles de OHC_{700m} observées (courbe bleue) et issues de simulations basées sur le modèle `cnrm_cm5` auquel sont prescrits des forçages, soit naturels (NAT : 6 fines courbes vertes), soit anthropiques (ANT : 10 fines courbes rouges). Les moyennes de chacun des deux ensembles (ANT et NAT) sont représentées par des courbes épaisses. Toutes les anomalies sont calculées par rapport à la période observée (1955 - 2009). Les lignes verticales indiquent les dates des éruptions volcaniques majeures.

Afin d'attribuer les causes des récentes augmentations de OHC_{700m} mises en évidence dans les bassins Global, Atlantique et Pacifique, nous comparons les observations avec deux ensembles de simulations basées sur le modèle `cnrm_cm5` (Figure ??). Pour l'un de ces ensembles (dénommé NAT), les forçages prescrits au modèle sont uniquement d'origine naturelle (principalement solaire et volcanique), tandis que pour l'autre (dénommé ANT), ils sont uniquement d'origine anthropique (GES et aérosols). Dans les trois bassins, il apparaît clairement que l'augmentation du OHC_{700m} n'est pas reproduite par l'ensemble NAT, alors que l'ensemble ANT présente une évolution basse fréquence cohérente avec les observations entre 1955 et 2009. L'accord entre observations et simulations ANT est particulièrement probant dans le bassin Atlantique. Dans le bassin Pacifique, l'augmentation moyenne simulée par l'ensemble ANT semble légèrement plus marquée que celle observée. Les observations et l'ensemble NAT montrent des refroidissements de quelques années après chaque éruption volcanique, refroidissements qui ne sont pas simulés par l'ensemble ANT. En pointant notamment l'influence de l'homme sur l'évolution récente des variables climatiques, les études d'attribution occupent une place centrale dans le débat sur les causes des changements climatiques. Plusieurs auteurs ont aussi souligné l'intérêt des études d'attribution comme outils efficaces d'évaluation des modèles utilisés pour établir des projections du climat futur (Barnett et al., 1999; Hegerl et al., 2006). Lorsque, comme dans le cas présenté, les

signaux simulés en réponse à des forçages historiques s'avèrent cohérents avec les changements observés, la confiance dans le réalisme des modèles s'en trouve augmentée. A l'inverse, lorsque des incohérences entre les changements observés et simulés sont mises en évidence, elles questionnent la précision des modèles et celle des forçages qui leur sont imposés. Des désaccords entre observations et modèles peuvent également indiquer des biais dans les observations.

En résumé, à travers l'étude simple de détection et d'attribution des changements récents de OHC_{700m} que nous venons de mener, nous avons montré (étape de détection) que la tendance (1955 - 2009) de OHC_{700m} observée dans l'Océan Indien n'émerge pas du bruit de la variabilité interne. En revanche, dans les bassins Global, Atlantique et Pacifique, il est peu probable (moins de 5% de probabilité) que les tendances observées soient uniquement dues à la variabilité interne. Dans un second temps (étape d'attribution), la comparaison qualitative entre les observations et les simulations ANT et NAT basées sur le modèle cnrm_cm5, a suggéré que l'augmentation basse fréquence du OHC_{700m} est en partie causée par le forçage anthropique. L'évolution du OHC_{700m} est aussi probablement influencée par le forçage volcanique qui induit des refroidissements de quelques années après chaque éruption volcanique majeure. Rappelons que l'objectif de cette étude était simplement d'illustrer les principes de la détection des changements climatiques et de l'attribution de leurs causes. Des résultats plus robustes pourraient être atteints, par exemple en réalisant une étude multi-modèle pour l'étape d'attribution et en se basant sur des tests statistiques plus élaborés pour la détection.

La méthodologie utilisée dans cette thèse se situe à mi-chemin entre les études de détection et d'attribution. Il s'agit de la détection d'un signal en particulier. La détection porte alors sur la présence ou non, dans les observations, du signal attendu en réponse à un forçage spécifique. Sans permettre l'attribution formelle des causes du changement, cette démarche intermédiaire mène à des conclusions plus fortes que la détection d'un signal quelconque, à savoir que le signal détecté dans les observations a la même forme que la réponse attendue à un forçage donné. Alors que l'ensemble des forçages externes pourraient être considérés, nous choisissons de nous concentrer sur un forçage en particulier : le forçage anthropique associé aux émissions de GES et aérosols.

4.2 Ingrédients d'une étude de détection

Une étude de détection consiste à étudier le rapport *signal / bruit*, où *signal* et *bruit* correspondent respectivement au changement observé et à la variabilité interne du climat. Deux ingrédients sont donc nécessaires : un jeu d'observations et une estimation de la variabilité interne. Dans le cas de la détection d'un signal en particulier, en l'occurrence, la réponse au forçage anthropique, un nouvel ingrédient est nécessaire : le signal attendu en réponse au forçage anthropique.

4.2.1 Disponibilité des observations

Notre objectif consiste à identifier la signature de la réponse au forçage anthropique dans les observations. La disponibilité d'un jeu d'observations de bonne qualité, et sur une période suffisamment longue, est donc une condition indispensable à la réalisation d'une telle étude. Par "période suffisamment longue", nous entendons au minimum "autour d'une trentaine d'années", sachant que les échelles de temps caractéristiques des changements anthropiques s'étalent de quelques décennies jusqu'à un siècle. Sur des périodes plus courtes, les tendances sont souvent masquées par la variabilité inter-annuelle à décennale. Par "jeu de bonne qualité", nous entendons en premier lieu "homogène". Cela signifie que tous les facteurs non climatiques susceptibles d'affecter les données doivent rester constants sur l'ensemble de la période considérée. Des inhomogénéités apparaissent lorsque des changements artificiels modifient les observations au cours

du temps. Ces changements peuvent être abrupts ou progressifs, en fonction de la nature de la perturbation. En pratique, un jeu d'observations couvrant plusieurs décennies n'est jamais parfaitement homogène. Les principales causes d'inhomogénéité sont liées aux évolutions technologiques des systèmes d'observations. Elles peuvent être causées, par exemple, par des évolutions des biais instrumentaux, de la couverture spatiale des observations, ou des protocoles expérimentaux. Il est primordial d'identifier ces inhomogénéités dans la mesure où elles peuvent causer des tendances artificielles qu'il convient de distinguer des signaux climatiques que l'on cherche à détecter. Les critères imposés par la détection sur la longueur de la période et la qualité des observations expliquent que les premières études de détection se soient basées sur des données de température de surface (Santer et al., 1996; Hegerl et al., 1997; Tett et al., 1999, 2002; Stott et al., 2000), une des variables les plus mesurées historiquement. Le développement des systèmes d'observations a peu à peu permis l'étude de nouvelles variables, telles qu'entre autres, la température troposphérique (Thorne et al., 2003), le contenu de chaleur océanique (Barnett et al., 2001, 2005; Levitus et al., 2001; Reichert et al., 2002), la pression de surface (Gillett et al., 2003), la hauteur de la tropopause (Santer et al., 2003), les précipitations continentales (Zhang et al., 2007) et la salinité de surface océanique (Stott et al., 2008). Les principaux problèmes spécifiquement associés aux jeux de données utilisés dans cette thèse sont présentés aux Chapitres 5 et 7.

4.2.2 Estimation de la variabilité interne

L'estimation de la variabilité interne constitue l'une des principales difficultés des études de détection, justifiant que de nombreux travaux de détection lui consacrent une place importante (Allen and Tett, 1999; Stone et al., 2007a,b; Hegerl et al., 2007). Cette variabilité ne peut être évaluée directement dans les observations, et ce pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la période observationnelle est souvent trop courte pour permettre de mesurer la variabilité aux échelles multi-décennales qui nous intéressent pour la détection. De plus, dans les observations, la variabilité interne est inextricablement mêlée à la variabilité externe. Sur la période récente, les observations ont notamment subi l'influence du forçage anthropique. Même en remontant dans le passé grâce aux reconstructions paléo-climatiques, l'estimation de la variabilité interne dans les observations reste surestimée car l'influence des forçages externes naturels (en particulier solaire et volcanique) est toujours présente. Pour isoler la variabilité interne de la variabilité externe, une solution parfois proposée consiste à soustraire aux observations une estimation de la réponse aux forçages externes issue de modèles climatiques (Jones and Hegerl, 1998; Wigley et al., 1998; Knight, 2009). Cette procédure est cependant limitée par les incertitudes associées à la connaissance des forçages externes et à la capacité des modèles à simuler la réponse du système climatique à ces forçages.

Face à ces difficultés, on a souvent recours aux modèles couplés de climat, utilisés comme pseudo-observations, pour estimer la variabilité interne dans des simulations de contrôle où les forçages externes sont prescrits de manière constante. Cette solution n'est cependant pas non plus tout à fait satisfaisante. En effet, l'estimation de l'ensemble des fluctuations climatiques associées à la variabilité interne nécessiterait de disposer d'un très grand nombre de données, en pratique inaccessibles, même en ayant recours à de longues simulations (couvrant jusqu'à plusieurs milliers d'années). De plus, les modèles couplés ne sont pas capables de reproduire de manière parfaite le comportement du système climatique. La capacité des modèles à reproduire la variabilité interne climatique doit donc être évaluée. Puisque nous ne disposons pas d'estimation de la seule variabilité interne dans les observations, la variabilité totale des observations est souvent comparée à celle des simulations historiques qui comprennent l'influence des forçages externes. Notons que, dans ce cas, l'évaluation porte sur la capacité des modèles à reproduire la

variabilité totale et non la variabilité interne seule. Dans les deux derniers rapports du GIEC, cette évaluation est basée sur la comparaison des densités spectrales de la température moyenne globale, estimée, d'une part dans les observations, d'autre part dans les simulations historiques du 20^{ème} siècle. Ce diagnostic atteste d'un relativement bon accord entre modèles et observations.

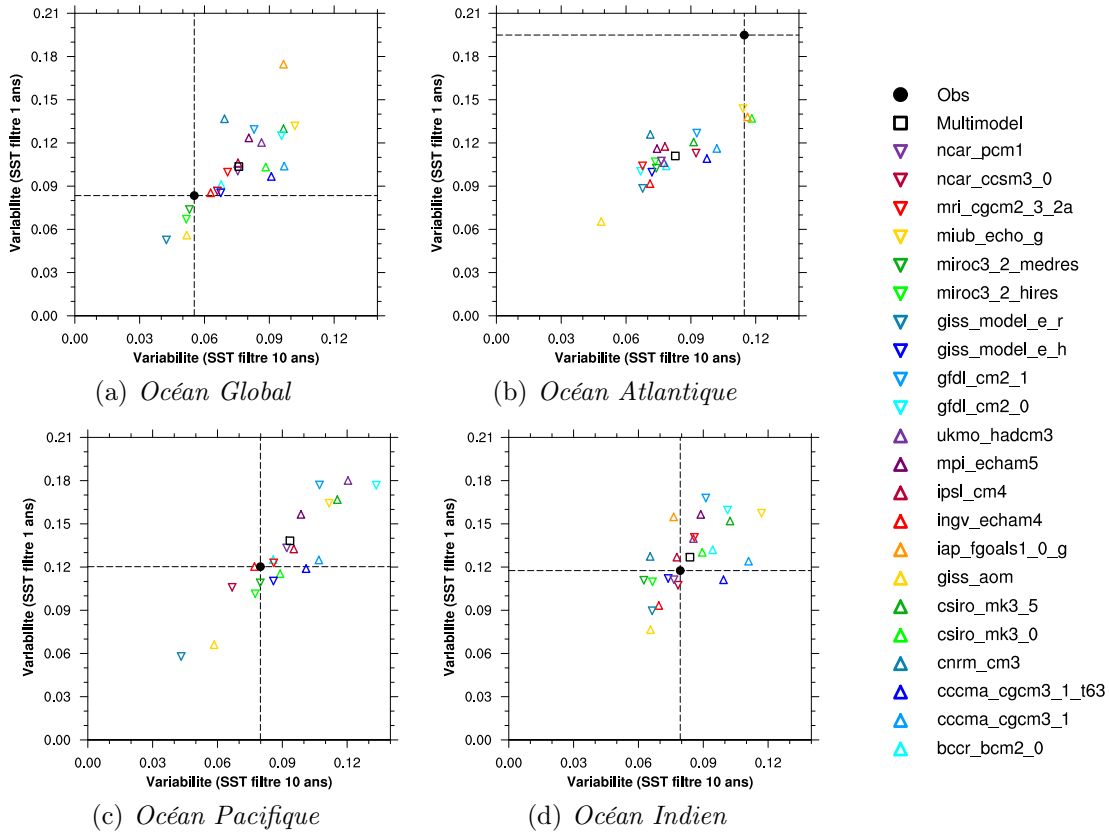


FIGURE 4.5 – *Comparaison des variations (en °C) interannuelles et décennales des SST issues des observations et des simulations du 20^{ème} siècle. Les données observées sont issues du jeu HadISST (Rayner et al., 2003) et les données simulées correspondent aux simulations historiques basées sur les modèles CMIP3. Les diagrammes illustrent la relation entre les écarts types des anomalies mensuelles de SST, moyennées sur (a) l’Océan Global et (bcd) chacun des trois grands bassins, filtrées à l’aide de filtres passe-bas de fréquences de coupure égales à 1 an d’une part, et 10 ans et d’autre part. Les écarts types sont calculés sur des données auxquelles la tendance linéaire (1901 - 1999) a été soustraite au préalable. Les lignes pointillées indiquent la position des valeurs observées, afin de faciliter la comparaison entre les valeurs observées et simulées. La valeur observée est indiquée par un point noir plein, et celle de la moyenne multi-modèle par un carré noir vide. Les simulations ANT et ALL sont représentées par des triangles, pointant respectivement vers le haut et vers le bas.*

Un autre diagnostic est proposé ici, basé sur la comparaison des variabilités interannuelles et décennales des SST estimées dans les observations et les simulations historiques (Figure 4.5). Notons que parmi les simulations historiques, toutes ne prennent pas en compte les mêmes forçages externes. Deux ensembles sont différenciés, selon que les forçages externes prescrits n’incluent que les forçages anthropiques (simulations ANT) ou à la fois les forçages anthropiques et naturels (simulations ALL). La Figure 4.5 ne suggère pas de différence entre les deux ensembles, mais témoigne d’une grande dispersion entre les modèles individuels. La qualité de la variabilité simulée varie aussi considérablement d’un bassin océanique à un autre. Rappelons que la conclusion d’une étude de détection repose sur l’émergence (ou non) d’un signal, au-delà du bruit associé à la variabilité interne. Par convention, on préfère un test statistique conservatif à un test trop

permissif, et ce pour limiter le risque de détection à tort. Il convient alors de s'assurer que la variabilité interne, telle que simulée par les modèles couplés, ne sous-estime pas la variabilité observée. D'après la Figure 4.5, cette condition est remplie à l'échelle globale, ainsi que dans les bassins Pacifique et Indien. En revanche, il semble que les modèles sous-estiment la variabilité de la SST dans le bassin Atlantique. Conscients de l'incertitude associée à l'amplitude de la variabilité interne simulée par les modèles, certains auteurs basent leur estimation sur le modèle le plus conservatif parmi l'ensemble des modèles disponibles (Santer et al., 1996; Hegerl et al., 1996, 1997; North and Stevens, 1998). D'autres choisissent de gonfler la variabilité interne en multipliant les estimations des modèles par des coefficients réels supérieurs à 1 (Santer et al., 1996; Tett et al., 1999; Stott et al., 2001). Ces choix peuvent être discutés, à l'aune du principe de précaution tel que formulé, en 1992, dans la Déclaration de Rio : « En cas de risque de dommages graves ou irréversibles, l'absence de certitude scientifique absolue ne doit pas servir de prétexte pour remettre à plus tard l'adoption de mesures effectives visant à prévenir la dégradation de l'environnement ».

4.2.3 Estimation du signal

Rappelons qu'une étude de détection ne nécessite pas forcément d'estimer au préalable le signal que l'on cherche à détecter. Certaines études se contentent, en effet, de rechercher dans les observations la présence d'un changement quelconque. La démarche appliquée dans cette thèse consiste au contraire à rechercher, dans les observations, le signal attendu en réponse à un forçage spécifique : le forçage anthropique. Il est alors nécessaire de disposer d'une estimation a priori du signal de réponse attendu. Cette estimation passe par le recours aux modèles numériques qui permettent de simuler séparément les réponses aux différents forçages externes. Bien que nécessaire, l'utilisation des modèles introduit toujours des incertitudes associées aux biais des modèles, ainsi que, dans ce cas précis, associées à l'intensité et l'évolution temporelle des forçages radiatifs prescrits aux modèles. De plus, dans chaque simulation climatique, la réponse simulée aux forçages externes est toujours superposée au bruit associé à la variabilité interne. Une solution pour limiter ces variations internes, dont les chronologies diffèrent d'un modèle à l'autre, consiste à moyenner les signaux sur un large ensemble de simulations. Dans la suite de ce manuscrit, nous utiliserons la moyenne d'ensemble des modèles CMIP3 pour évaluer la réponse du système climatique aux forçages externes. La moyenne d'ensemble permet de maximiser le rapport *signal / bruit*, en conservant la réponse aux forçages externes commune à tous les modèles et en minimisant l'influence de la variabilité interne. Pour les tests de détection qui seront utilisés, seule une part du signal de réponse sera supposée connue (autrement dit estimée à l'aide de simulations numériques). La section suivante décrit les différentes approches qui seront adoptées, l'une supposant connue la distribution spatiale, et l'autre l'évolution temporelle du signal.

4.3 Méthodes de détection de la réponse au forçage anthropique

Cette partie introduit le cadre statistique dans lequel s'inscrivent les méthodes de détection de la réponse au forçage anthropique, appliquées aux Parties II et III de ce manuscrit. Les notations et hypothèses présentées sont basées sur les travaux de Ribes et al. (2010), eux-mêmes inspirés de méthodes introduites par (Hasselmann, 1979, 1993). On étudie l'évolution d'une variable climatique observée sur un domaine de S dimensions spatiales, au cours d'une période comprenant T échéances temporelles. On désigne par ψ l'anomalie de la variable étudiée, calculée par rapport à l'ensemble de la période considérée. En un point de l'espace s ($1 \leq s \leq S$) et à l'instant t ($1 \leq t \leq T$) cette anomalie est noté $\psi_{s,t}$. La première hypothèse concerne la forme du modèle statistique utilisé, de type **modèle additif**, qui suppose la décomposition suivante

de $\psi_{s,t}$:

$$\psi_{s,t} = X_{s,t} + \epsilon_{s,t}, \quad (4.1)$$

X désigne le *signal* des changements climatiques, et ϵ est un terme de *bruit* représentant la variabilité interne, assimilable à une variable aléatoire gaussienne centrée. Sous cette hypothèse de gaussianité, la distribution de ϵ est totalement caractérisée par la connaissance de sa covariance, notée C . Notons que dans le cadre du modèle (4.1), la variabilité interne n'est pas affectée par le changement qui ne porte que sur le climat moyen. L'objectif de l'étude de détection consiste à tester la significativité de l'hypothèse nulle H_0 selon laquelle aucun changement climatique n'intervient, contre l'hypothèse alternative H_1 définie par le modèle (4.1), soit :

$$\begin{cases} H_0 : "X = 0", \\ H_1 : "X \neq 0". \end{cases} \quad (T4.3)$$

Un changement est détecté si H_0 est rejetée. En principe, on peut chercher à détecter le changement induit par l'ensemble des forçages externes (gaz à effet de serre anthropiques, aérosols anthropiques, aérosols volcaniques, et activité solaire). Sous l'hypothèse que les réponses aux différents forçages externes et la variabilité interne s'ajoutent linéairement, le signal $X_{s,t}$ s'écrit :

$$X_{s,t} = \sum_{i=1}^I X_{s,t}^{(i)},$$

où les $X^{(i)}$, $1 \leq i \leq I$, correspondent aux changements associés à chacun des forçages individuels. Jusqu'à présent, il semble que l'hypothèse d'additivité soit acceptable, pour de larges échelles spatiales tout du moins (Hegerl et al., 2006). Cependant, elle pourrait être remise en cause à plus petite échelle ou dans le futur, via l'intervention de rétro-actions non linéaires, liées par exemple à des processus biogéochimiques (Cox et al., 2000).

Dans le cadre de cette thèse, nous nous concentrons sur la recherche d'un seul changement, celui de la *réponse au forçage anthropique associé aux émissions de gaz à effet de serre et aérosols dans l'atmosphère*, d'où :

$$X = X^{(ANT)}$$

Les réponses aux autres forçages externes, anthropiques (changement d'utilisation des sols, urbanisation) et naturels (volcanique et solaire), seront négligées. Ce choix est justifié par l'importance de l'effet du forçage par les GES et aérosols émis dans l'atmosphère, par rapport aux effets combinés des autres forçages externes, qui n'expliquent qu'une faible fraction des changements observés au cours des dernières décennies (Hegerl et al., 2007). Notons que cette justification est plus ou moins valable en fonction des variables et échelles spatiales considérées.

La seconde hypothèse, appelée **hypothèse de séparabilité** (en anglais *scalability*), suppose que l'empreinte spatiale du changement reste la même au cours du temps, à une homothétie près. Le terme du signal anthropique s'écrit alors :

$$X_{s,t}^{(ANT)} = \mu_t^{(ANT)} g_s^{(ANT)},$$

où g et μ sont respectivement les réponses spatiale et temporelle au forçage anthropique.

Finalement, le modèle statistique qui servira de base à nos études de détection de la réponse au forçage anthropique est le suivant :

$$\psi_{s,t} = \mu_t g_s + \epsilon_{s,t}, \quad (4.2)$$

où, par souci d'allègement des notations, g et μ désignent respectivement $g^{(ANT)}$ et $\mu^{(ANT)}$. Ce modèle met en valeur les trois ingrédients sur lesquels reposent la détection, qui sont les *observations*, le *signal* et le *bruit*. Les hypothèses utilisées pour estimer les deux derniers ingrédients dépendent de la stratégie de détection adoptée. Deux approches différentes sont envisagées dans cette thèse, l'une supposant connue la part spatiale, et l'autre la part temporelle, du signal recherché dans les observations. Nous présentons ici les modèles statistiques correspondant à ces deux approches.

4.3.1 Détection d'un signal spatial

La première des deux approches suppose que la distribution spatiale des changements climatiques (le terme g) est connue. En pratique, cette distribution est évaluée à partir de la réponse au forçage anthropique, simulée par les modèles couplés. Le test consiste ensuite à rechercher cette distribution dans les observations. De nombreuses études de détection sont basées sur cette approche, nommée dans la littérature "la méthode des empreintes optimales" (*optimal fingerprint*, Allen and Tett, 1999; Allen and Stott, 2003). Elle est basée sur le modèle statistique suivant :

$$\psi_s = \beta g_s + \epsilon_s, \quad (4.3)$$

où β est un coefficient réel à déterminer. Les hypothèses testées sont les suivantes :

$$\begin{cases} H_0 : \beta = 0, \\ H_1 : \beta \neq 0. \end{cases} \quad (T4.4)$$

Le coefficient β représente la valeur par laquelle la distribution spatiale des changements climatiques, telle que simulée par les modèles couplés, doit être multipliée afin d'être la plus proche des observations. La présence de ce coefficient implique que seule la forme du signal, et non son amplitude, est évaluée a priori dans les modèles couplés. Notons qu'a priori, le signal et les observations dépendent à la fois de l'espace et du temps. Il est cependant fréquent de masquer la dimension temporelle en projetant les observations et le signal sur des tendances linéaires ou différences spatiales entre deux époques (on a alors un seul indice de temps). Ainsi, au Chapitre (8), nous projetons les observations sur une tendance linéaire de 33 ans et estimons l'empreinte spatiale des changements climatiques (g) par la différence multi-modèle entre la fin du 21^{ème} siècle et la fin du 20^{ème} siècle. Plutôt que d'évaluer le signal dans les simulations du 20^{ème} siècle où il est difficile à isoler de la variabilité interne, parce qu'encore relativement faible, le signal est évalué à la fin du 21^{ème} siècle. A cette échéance, on s'attend à ce que le rapport signal sur bruit soit maximisé. Cette procédure d'évaluation du signal utilise l'hypothèse de séparabilité sur l'ensemble des deux siècles.

A titre d'exemple, nous vérifions que cette hypothèse est relativement acceptable pour la SST simulée par les modèles CMIP3 (Figure 4.6). Les changements de SST sont représentés par la différence spatiale normée entre deux périodes successives de cinquante ans (2000-2049 et 2050-2099) et une période de référence (1900-1950). Conformément au résultat attendu sous l'hypothèse de séparabilité, les deux cartes présentent des structures spatiales similaires dans les océans tropicaux. En revanche, l'hypothèse est moins acceptable aux latitudes subpolaires, notamment à cause de non-linéarités liées à la fonte de la glace de mer et de la diminution de l'albédo qui en résulte.

Lorsque ψ et g sont connus, le modèle (4.3) permet de calculer la valeur du coefficient β par régression multivariée. Parce que les résidus de la régression (les ϵ_s , $s = 1, \dots, S$) ne sont pas indépendants et identiquement distribués, la matrice de covariance de ϵ doit être prise en compte dans l'estimation de β . On utilise pour cela un estimateur des moindres carrés, noté $\hat{\beta}$, et appelé

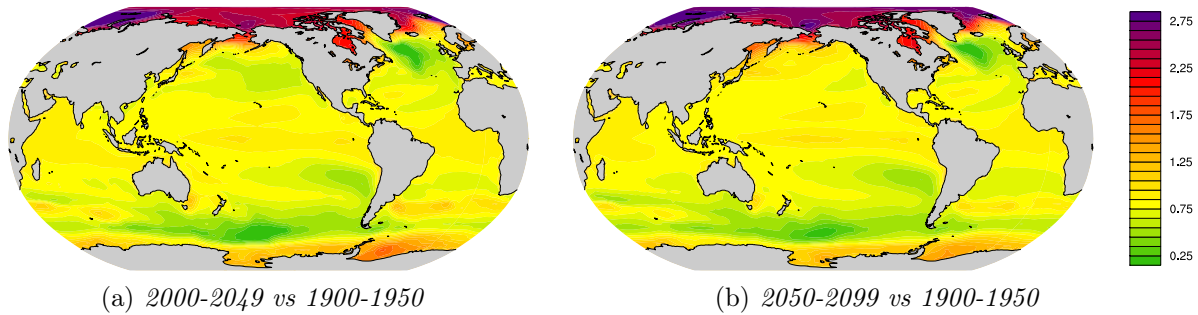


FIGURE 4.6 – **Validité de l’hypothèse de séparabilité.** Evolution temporelle de la distribution spatiale des changements (en °C) multi-modèle de SST simulés par les modèles CMIP3 pour le scénario A1B. Les changements sont définis comme les différences spatiales normées entre deux périodes de 50 ans a) 2000 - 2049, et b) 2050 - 2099, et la période de référence 1900 - 1950. Pour chacune des deux périodes, la normalisation consiste à diviser le changement en chaque point par le changement moyenné globalement.

empreinte digitale optimale (en anglais *optimal fingerprint*). Pour calculer cet estimateur, il est nécessaire de disposer d’une première estimation de la matrice de covariance de la variabilité interne climatique (notée \hat{C}_1). Celle-ci est déduite de simulations de contrôle issues des modèles couplés. Comme évoqué précédemment, l’ensemble des données issues de ces simulations n’est pas suffisant pour estimer la totalité de cette matrice. Cette difficulté est surmontée en projetant les distributions spatiales observées et simulées dans un espace réduit défini par les p premières composantes principales de \hat{C}_1 . Des méthodes statistiques ont été proposées pour aider au choix du nombre p (Allen and Tett, 1999), mais il n’existe pour l’instant aucun critère pleinement satisfaisant. Au minimum, il convient de vérifier que, dans l’espace réduit, la variabilité interne observée (estimée par le résidu de la régression) est cohérente (en terme de variance) avec la variabilité interne simulée par les modèles couplés.

Une seconde estimation de la variabilité interne (notée \hat{C}_2), également déduite des simulations de contrôle et statistiquement indépendante de la matrice \hat{C}_1 , permet d’estimer l’intervalle de confiance autour de la valeur du coefficient β . Le signal est détecté si l’intervalle de confiance autour de β n’inclut pas la valeur zéro. Notons qu’une simple translation des hypothèses testées permet de pousser les conclusions un peu au-delà, vers l’attribution de la cause du changement détecté. Une des conditions de l’attribution (à la cause anthropique) repose sur un test de cohérence entre le changement observé et le signal simulé en réponse au forçage anthropique. Dans le cadre du modèle (4.3), un tel test est basé sur les hypothèses :

$$\begin{cases} H_0 : \beta = 1, \\ H_1 : \beta \neq 1. \end{cases} \quad (\text{T4.5})$$

En pratique, il existe de multiples variantes de la méthode des empreintes optimales, qui diffèrent principalement par la manière de pré-traiter les données. Une de ces variantes, dénommée TLS (pour "Total Least Squares algorithm" ; Allen and Stott, 2003), est couramment utilisée dans les études récentes. Elle offre l’avantage de tenir compte de l’incertitude associée à l’estimation de la réponse au forçage anthropique simulée par les modèles. Cette incertitude est due à la contamination du signal par la variabilité interne, et est donc assimilée à un terme de bruit. Elle peut être quantifiée par la dispersion entre les signaux estimés à partir d’un ensemble de simulations ne différant que par leurs conditions initiales (simulations basées sur un seul modèle et un seul jeu de forçages externes). De manière plus générale, elle peut aussi être définie comme la dispersion entre les mêmes signaux simulés par des modèles différents, ou par des modèles forcés par des jeux de forçages différents mais aussi plausibles les uns que les autres. Pour prendre en

compte cette incertitude, le modèle (4.3) est remplacé par :

$$\psi_s = \beta(g_s - \epsilon_{g_s}) + \epsilon_s, \quad (4.4)$$

où ϵ_{g_s} représente le terme de bruit associé à l'estimation du signal g .

4.3.2 Détection d'un signal temporel

La seconde approche (appelée TOD pour Temporal Optimal Detection) a été introduite par Ribes et al. (2010). Directement basée sur le modèle statistique (4.2) rappelé ici :

$$\psi_{s,t} = \mu_t g_s + \epsilon_{s,t},$$

cette méthode suppose que la composante temporelle (μ) de la réponse du système climatique au forçage anthropique associé aux émissions de GES et aérosols est connue. La distribution spatiale (g) du changement est estimée par régression des observations (ψ) sur le signal temporel (μ) connu. La significativité du terme de changement est ensuite évaluée en testant les hypothèses suivantes :

$$\begin{cases} H_0 : "g = 0", \\ H_1 : "g \neq 0". \end{cases} \quad (T4.6)$$

Le terme μ est évalué dans les simulations historiques CMIP3, pour lesquelles le seul forçage externe prescrit est le forçage anthropique (simulations ANT). La réponse du système climatique à ce forçage doit être isolée de la variabilité interne simulée par chacun des modèles couplés. La solution choisie pour filtrer la majeure partie de la variabilité interne consiste à supposer que μ est lisse. Cette hypothèse est justifiée par le fait qu'une large partie du forçage anthropique est due aux émissions de GES qui ont augmenté de manière progressive au cours du 20^{ème} siècle. En principe, μ peut être estimé à partir de n'importe quel indicateur climatique. Ainsi, Ribes et al. (2010) utilisent la température de surface moyennée globalement. Dans cette thèse, nous estimons μ à partir d'une variable océanique intégrée (la température moyenne entre la surface et l'isotherme 14°C, notée *Tiso14*). Nous verrons que cette variable permet d'isoler au mieux les changements de température océanique de subsurface liés aux changements du forçage radiatif. Un signal lisse est obtenu en appliquant un lissage spline aux moyennes annuelles de Tiso14 issues de simulations ANT. Le nombre de degrés de liberté (λ) équivalents dans le lissage détermine le niveau de régularité du signal obtenu, de plus en plus lisse pour des valeurs décroissantes de λ .

La méthode TOD est basée sur une hypothèse supplémentaire de séparabilité espace - temps appliquée à la matrice de covariance (C) de la variabilité interne (ϵ). Sous cette hypothèse, la matrice C s'écrit :

$$C = \text{Cov}(\epsilon_{s,t}, \epsilon_{s',t'}) = C_{s,s'}^{(S)} C_{t,t'}^{(T)},$$

Cette hypothèse permet de n'estimer a priori qu'une seule des composantes (spatiale ou temporelle) de la matrice de covariance. La stratégie utilisée par TOD consiste à assimiler la composante temporelle ($C^{(T)}$) à la matrice de covariance d'un processus Auto-Régressif d'ordre 1 (AR(1)), tandis que la composante spatiale ($C^{(S)}$) est directement estimée dans les observations. Le terme ϵ , dont la composante temporelle est assimilée à un processus AR(1), s'écrit :

$$\epsilon_{s,t} = \alpha \epsilon_{s,t-1} + \tilde{\epsilon}_{s,t}, \quad (4.5)$$

où α désigne un coefficient réel compris dans l'intervalle $] -1; 1[$ et les $(\tilde{\epsilon}_{s,t})_{t=1,\dots,T}$ sont des variables indépendantes et identiquement distribuées. La Figure 4.7 illustre les densités spectrales de processus AR(1), pour différentes valeurs du coefficients α . Le cas $\alpha = 0$ correspond à un bruit blanc.

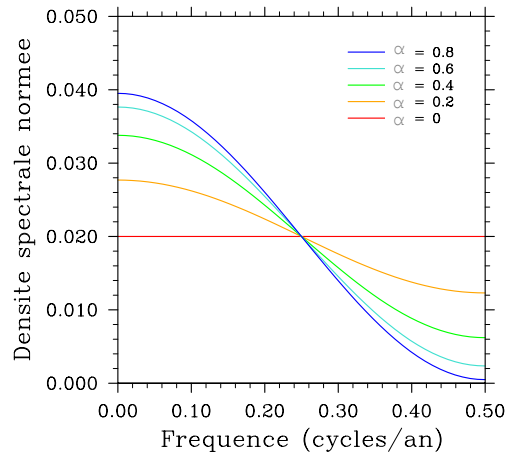


FIGURE 4.7 – *Densités spectrales des processus AR(1)*. Les densités spectrales normées des processus AR(1) sont représentées, pour cinq valeurs différentes du coefficient α . Le cas $\alpha = 0$ correspond au bruit blanc.

Pour des valeurs croissantes et positives de α , les spectres présentent de plus en plus de variance à basse fréquence. Les processus AR(1) constituent ainsi un moyen simple de prendre en compte un certain effet mémoire dans la variabilité interne. Les processus AR(1) sont cependant des processus de "courte mémoire" qui présentent peu de variance au-delà de l'échelle décennale. Cette propriété est liée à la fonction d'auto-corrélation des processus AR(1) qui décroît exponentiellement au cours du temps. Le choix de la valeur du coefficient α constitue donc une étape cruciale dans la construction du test de détection, qui sera discutée aux Chapitre 6 et 8.

Lorsque ψ et μ sont connus, le modèle (4.2) est un modèle de régression multivariée qui permet d'estimer les termes g et $C^{(S)}$ dans les observations. L'estimateur \hat{g} correspond directement au produit de la régression, tandis que $\widehat{C^{(S)}}$ est déduit du résidu. Notons que le coefficient α intervient dans le calcul de ces deux estimateurs, dont dépend la conclusion finale de l'étude de détection. Le test (T4.6) qui évalue la significativité du changement est une forme d'extension du test de Student généralisé au cas multivarié, basé sur la variable de décision ν :

$$\nu = \hat{g}' \widehat{C^{(S)}}^{-1} \hat{g},$$

où \hat{g} est un estimateur du *signal* associé au changement climatique d'origine anthropique, tandis que $\widehat{C^{(S)}}$ est un estimateur du *bruit* associé à la variabilité interne. On retrouve donc, à travers l'expression de la variable ν , le principe même de la détection, basé sur une étude du rapport *signal / bruit*. Sous H_0 , la variable de décision suit une distribution de Fisher $F(S, T - S)$. On peut déterminer la probabilité (p-value) de trouver une valeur supérieure à ν dans cette distribution. Comme précédemment, un changement est détecté lorsque la p-value est inférieure à un seuil fixé, généralement à 5%.

L'application du test TOD impose un critère sur la taille de la dimension spatiale par rapport à celle de la dimension temporelle ($T \geq S + 2$). Dans la mesure où nous nous intéressons à des changements à l'échelle des bassins océaniques tropicaux et que le recul temporel sur les observations océaniques se limite à une cinquantaine d'années, nous serons contraints de réduire la taille de la dimension spatiale en découpant le domaine en grandes boîtes (Figure 6.4).

Dans certains cas, on peut chercher à savoir si les changements climatiques se traduisent aussi par des modifications de la distribution spatiale d'un champ observé. C'est, par exemple, un résultat auquel on s'attend pour les changements futurs du cycle hydrologique, avec des projections suggérant une accentuation des contrastes régionaux. La méthode de détection temporelle peut

permettre d'identifier de tels changements. Le test est alors appliqué aux observations "centrées", c'est-à-dire auxquelles on a soustrait leur moyenne spatiale.

4.4 Choix des variables océaniques comme traceurs des changements climatiques

Avant de se lancer dans les tests statistiques de la détection, il convient de réfléchir à la variable que nous allons utiliser. Rappelons que la détection se résume à l'étude d'un rapport *signal / bruit*. Pour maximiser les chances de succès de la détection, la variable choisie doit donc le plus possible filtrer la variabilité interne et faire émerger le signal. Les températures globales atmosphériques sont souvent considérées comme le premier indicateur du changement climatique. Pourtant, la forte variabilité de l'atmosphère aux courtes échelles de temps (de 1 jour à quelques années) rend les changements basse fréquence (décennaux à multi-décennaux) des variables atmosphériques difficiles à mesurer. Des indicateurs plus robustes du changement climatique peuvent être trouvés dans l'océan qui intègre les flux de surface permettant l'émergence de signaux basse fréquence (Banks and Wood, 2002). Ainsi, le réchauffement des océans tropicaux de subsurface, qui ont absorbé la majorité de la chaleur additionnelle liée à l'augmentation des GES, est l'un des meilleurs indicateurs du déséquilibre du bilan énergétique. L'étude de la SSS, dont l'évolution intègre les modifications du bilan $P - E$, présente également un intéressant potentiel en tant qu'indicateur des changements du cycle hydrologique marin.

La disponibilité des observations, déjà évoquée au (4.2.1) constitue un second critère pour le choix des variables. Elle nous contraindra parfois à restreindre notre domaine d'étude aux régions où la couverture des données est suffisante. Ainsi, l'étude des changements de SSS se concentrera essentiellement sur les deux bassins Atlantique et Pacifique tropicaux où des jeux grillés sont disponibles sur les trois dernières décennies (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>).

Enfin, au-delà de la détection, nous chercherons, dans la mesure du possible, à proposer un mécanisme physique responsable des changements observés. Nous choisirons donc des variables pour lesquelles l'interprétation physique des changements est la plus claire possible. L'étude de la température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C répond, par exemple, à cet objectif. Cette variable permet d'isoler au mieux les changements de température océanique induits par des modifications des flux radiatifs à la surface, en filtrant partiellement les changements liés à des modifications locales de l'advection verticale de chaleur ; modifications qui sont en général forcées par des processus dynamiques, notamment associés à l'action du vent à la surface de l'océan.

Synthèse

- **Que nous apprennent les observations sur les évolutions récentes des cycles énergétique et hydrologique ?**

Les observations des températures de surface attestent d'un réchauffement sur l'ensemble du 20^{ème} siècle, qui s'est accentué depuis le début des années 1960. Le contenu de chaleur océanique entre 0 et 700 mètres a aussi augmenté au cours des cinquante dernières années. Ces réchauffements semblent témoigner de modifications du cycle énergétique.

Des considérations thermodynamiques simples, basées sur l'équation de Clausius-Clapeyron, prévoient une intensification du cycle hydrologique, en réponse à l'augmentation des températures atmosphériques. L'évolution récente observée de l'humidité atmosphérique est cohérente avec ces considérations. Une grande incertitude est associée à l'évolution récente des flux d'eau douce, à cause du manque d'observations disponibles, notamment au-dessus des Océans Tropicaux.

- **Quelles sont les causes possibles de ces changements ?**

L'évolution du climat résulte de la superposition entre les variabilités interne (*bruit*) et forcée (*signal*) ; cette dernière pouvant être d'origine naturelle et/ou anthropique. Les principaux forçages externes naturels qui ont affecté le climat au cours du 20^{ème} siècle sont les éruptions volcaniques et les variations d'ensoleillement. Les principaux forçages anthropiques sont associés aux émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dans l'atmosphère.

- **Les modèles climatiques sont-ils capables de reproduire de manière réaliste les climats moyens et changements climatiques récents observés ?**

Malgré des biais encore irrésolus, les modèles reproduisent de manière réaliste les changements récents observés, en particulier en moyenne sur de larges zones géographiques. Ces résultats sont une indication forte que les modèles simulent correctement une part importante des processus de rétroaction qui régulent la réponse du système climatique aux forçages qui lui sont imposés.

- **Que prévoient les modèles climatiques à l'horizon 2100 ?**

Sous les hypothèses du scénario A1B, les réchauffements de surface et océaniques se poursuivent au cours du 21^{ème} siècle. Le réchauffement de surface est plus marqué sur les continents que sur les océans. Aux latitudes tropicales, il est relativement homogène. Seul le bassin Pacifique tropical présente une structure de réchauffement contrastée, avec une augmentation des SST maximale le long de l'Equateur. Le maximum de réchauffement océanique se situe près de la surface aux latitudes tropicales.

Les changements projetés des flux d'eau douce au-dessus des océans reflètent une intensification du cycle hydrologique marin, cohérente avec la relation de Clausius-Clapeyron. A l'échelle régionale, et en particulier dans les Tropiques, des changements de la circulation atmosphérique et des modifications des gradients spatiaux de SST sont aussi impliqués.

- **En quoi consiste les méthodes de détection et d'attribution ?**

La détection des changements climatiques consiste à démontrer qu'un signal observé est incompatible avec la variabilité interne du système climatique. La détection d'un changement climatique n'implique pas d'en donner les causes. L'attribution, quant à elle, consiste à établir les causes les plus probables du changement détecté. Elle passe par une comparaison minutieuse

entre les observations et les réponses aux forçages externes, telles que simulées par des modèles numériques. La méthodologie utilisée dans cette thèse se situe à mi-chemin entre les études de détection et d'attribution. Il s'agit de la détection d'un signal en particulier, en l'occurrence, la réponse au forçage anthropique.

• **Pourquoi s'intéresser aux variables océaniques ?**

Au cours des 50 dernières années, plus de 80% de la chaleur additionnelle, liée à l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz effet de serre anthropiques, a été absorbée et stockée dans les 700 premiers mètres de profondeur des Océans Tropicaux. Le réchauffement de l'océan de subsurface constitue ainsi l'un des meilleurs indicateurs du déséquilibre énergétique global.

Face au manque d'observations des flux d'eau douce au-dessus des océans, la salinité de surface constitue un traceur efficace des modifications du cycle hydrologique marin. Elle enregistre les modifications des flux d'eau douce à la surface sans rétro-agir sur eux en retour.

Les variables océaniques intègrent les variations des flux de surface, en maximisant le rapport *signal / bruit*. Elles constituent ainsi de bons candidats pour la détection de l'influence anthropique.

Deuxième partie

La température de subsurface : traceur du réchauffement des Océans Tropicaux

Préambule

Le réchauffement de l'océan de sub-surface constitue l'un des meilleurs indicateurs du dés-équilibre énergétique global. Sa quantification est cependant rendue délicate par la complexité et la multitude des mécanismes impliqués ; des re-distributions verticales et/ou horizontales de chaleur venant s'ajouter aux variations induites par l'évolution des flux radiatifs en surface. Avec pour objectif la séparation de ces différentes contributions, nous suivons une approche proposée par Palmer et al. (2007) et analysons les trois variables suivantes : la température moyennée au-dessus de l'isotherme 14°C, la profondeur de cette isotherme, et la température moyennée entre la surface et la profondeur fixe 250 mètres.

Les deux premières sections du Chapitre 5 sont l'occasion de décrire les données de température océanique, ainsi que les problèmes associés à leur biais et couverture inhomogène, puis de justifier le choix des variables considérées. La Section 5.3 repose sur l'analyse de réanalyses océaniques et s'organise autour des questions suivantes :

- Les réanalyses océaniques peuvent-elles être utilisées comme pseudo-observations pour échantillonner l'incertitude sur les observations ?
- Des tendances significatives se dégagent-elles de l'évolution temporelle des trois variables ?
- Quelle est la signature spatiale des changements observés pour les trois variables ?
- Cette signature ressemble-t-elle à celle des modes de variabilité interne ?

Ces questions sont de nouveau posées Section 5.4, à la lumière de jeux d'observations récents, incluant de nouvelles corrections des biais instrumentaux. Des simulations numériques, basées sur les modèles CMIP3, sont aussi introduites, nous permettant d'ajouter les deux questions suivantes à la liste ci-dessus :

- L'évolution temporelle des températures de sub-surface observées est-elle cohérente avec celle de la réponse forcée, telle que simulée par les modèles ?
- La distribution spatiale des tendances observées ressemble-t-elle à la signature spatiale de la réponse forcée ?

Dans le Chapitre 6, nous nous concentrons sur les changements de la température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C. Leur significativité est testée à travers une étude de détection de la réponse temporelle au forçage anthropique, présentée au Chapitre 4 (4.3.2).



Chapitre 5

Evolution récente

5.1 Données de température océanique

Les plus anciennes mesures de température de surface de la mer enregistrées dans les archives du programme ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) furent effectuées à bord de navires de la marine marchande en 1784. Depuis, les systèmes d'observations in situ ont considérablement évolué via la diversification des instruments, l'accès à des informations en profondeur (depuis la fin du 19^{ème} siècle) et l'augmentation de la couverture spatiale. Les répartitions zonales et temporelles des technologies utilisées pour mesurer la température de l'océan entre 1950 et 2005 sont illustrées Figure 5.1, pour les données du jeu ENSEMBLES version 3 (EN3_v2a). Cette base de données provient initialement de la World Ocean Database dans sa version 2001, complétée par les données du World Marine Environmental Laboratory (Jonhson et al, 2002) et du Global Temperature and Salinity Profile Program. Le jeu EN3_v2a a été construit dans le cadre des projets européens ENACT et ENSEMBLES par Ingleby and Huddleston (2007) qui ont mis en place un système de contrôle de qualité adapté aux différents types d'instruments.

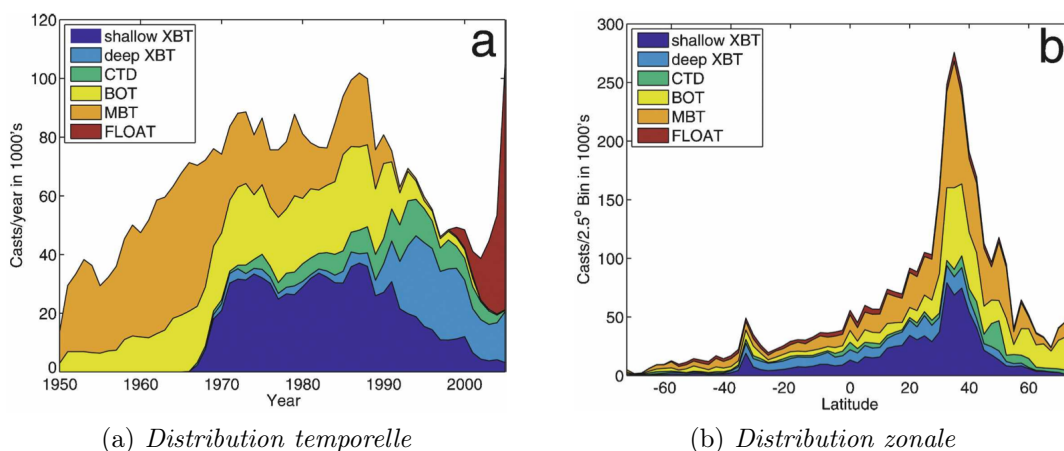


FIGURE 5.1 – *Distribution des observations de température océanique* Source : Wijfiels

La large majorité des données provient de mesures effectuées par des sondes lancées depuis des navires marchands. Jusqu'en 1970, les sondes les plus répandues étaient les MBTs (Mechanical BathyThermographs), remplacées progressivement, à partir du milieu des années 1960, par des XBTs (eXpendable BathyThermographs). Les XBTs plongent dans la colonne d'eau et communiquent, à l'aide de câbles en cuivre, la température qu'ils mesurent tout au long de

leur trajet. Suivant le type de XBTs utilisé, la profondeur maximale atteinte varie entre 460, 760 et 1800 mètres. La vitesse de chute étant connue, on déduit la profondeur de la mesure en fonction du temps. La couverture spatiale de ces données est concentrée le long des lignes de navigation commerciale, essentiellement aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. De nombreuses campagnes de mesures sont venues augmenter le volume d'observations, en particulier dans des régions inexplorées auparavant. Par exemple, la campagne WOCE (World Ocean Circulation Experiment) menée entre 1990 et 1998 sur l'ensemble des océans, et la campagne TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) menée entre 1985 et 1995, notamment dans le Pacifique tropical. Dans ce cas, les mesures sont effectuées par des instruments de grande précision : des bouteilles (Nansen/Niskin bottle casts) et des CTDs (Conductivity Temperature Depth) déployés depuis des navires de recherche. A la fin des années 1980, le réseau TAO (Tropical Atmosphere Océan) a été mis en place dans le Pacifique tropical. Il s'agit d'un réseau de bouées fixes qui mesure la température dans les 500 premiers mètres de la colonne d'eau. Depuis le début des années 2000, le programme international Argo (Array for Real-time Geostrophic Oceanography, <http://www.argo.ucsd.edu>) déploie un nouveau type d'instruments (les profileurs) qui permettent d'effectuer des mesures lagrangiennes de température. Les profileurs plongent, en général, à 2000 mètres et se promènent à cette profondeur, au gré des courants, en mesurant la température (et la salinité). Tous les 10 jours, ils remontent à la surface pour transmettre le résultat de leurs mesures aux satellites défilants Argos. On compte aujourd'hui environ 3000 flotteurs répartis sur l'ensemble des océans. A l'exception des quelques régions qui restent encore peu observées (les régions polaires, côtières et les mers marginales) les flotteurs Argo ont permis d'accéder à une information quasi-globale et en profondeur. Encore plus récemment, sont apparus les planeurs sous-marins (gliders) qui présentent l'avantage d'être dirigés à distance, alors que le profileur dérive librement.

5.1.1 Couverture inhomogène

Des évolutions technologiques du système d'observations résulte une répartition des données très inégale en temps et en espace. La Figure 5.2 montre la position et la profondeur maximale des profils de température du jeu EN3_v2a, pour deux mois distincts, espacés de 45 ans. En 1961, la couverture spatiale des données est très inhomogène. De larges zones sont inobservées, notamment l'hémisphère sud et les Tropiques. Ces régions contrastent avec l'Atlantique Nord nettement plus observé. De plus, peu de mesures ont lieu au-delà de 400 mètres de profondeur. Au cours des trente années suivantes, la couverture spatiale des données a augmenté. Cependant, elle est longtemps restée concentrée le long des lignes de navigation commerciale, avec toujours plus d'observations pendant l'été de chaque hémisphère.

Plusieurs travaux ont montré que le caractère incomplet, et variable dans le temps et l'espace, de la couverture des observations a un effet sur l'estimation des changements moyens et de la variabilité de l'océan aux échelles globales et régionales (Gregory et al., 2004; AchutaRao et al., 2006). Cet effet ne peut pas être directement mesuré puisqu'il faudrait pour cela comparer les résultats des analyses d'observations avec ceux obtenus pour une couverture des données complète sur une longue période de temps. Or la couverture des observations est par essence incomplète et ne représente qu'un sous-échantillonnage de la réalité. Par contre, les modèles globaux sont capables de fournir des données complètes ou sous-échantillonnées, selon le choix de l'utilisateur. Dans le monde des modèles, une estimation de l'effet du sous-échantillonnage est donc possible. Une étude de AchutaRao et al. (2007), basée sur les données de modèles couplés océan-atmosphère, montre ainsi que la moyenne et la variabilité globale des températures océaniques sont surestimées en cas de calcul à partir de données sous-échantillonnées. Ces résultats incitent à la prudence quant à l'interprétation des différences entre des champs observés sous-

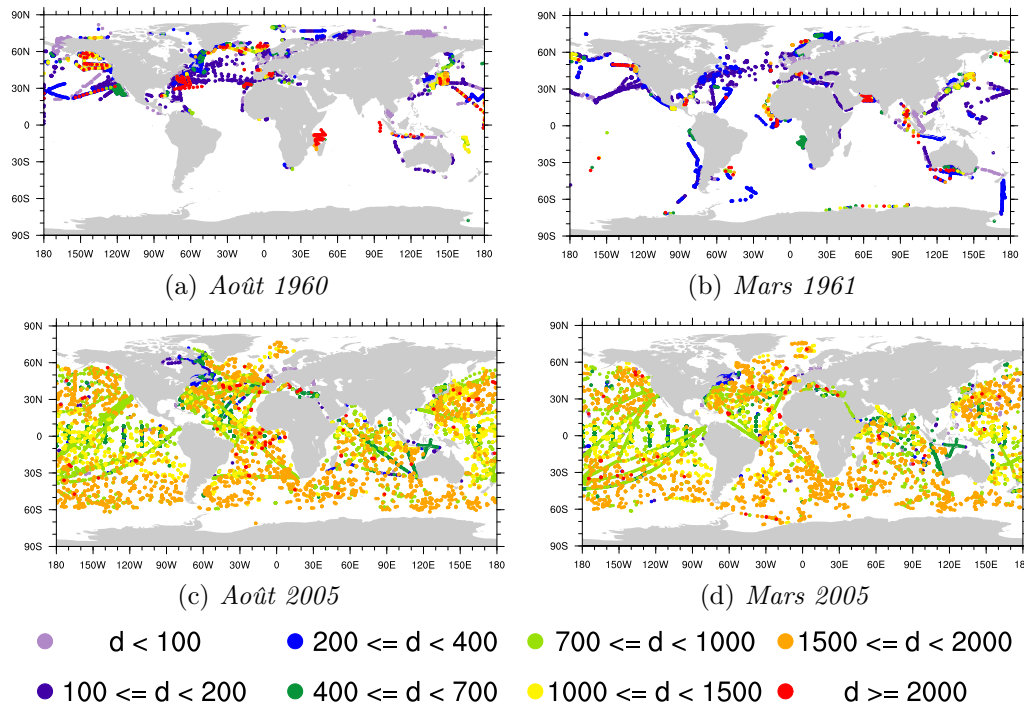


FIGURE 5.2 – *Couverture spatiale des observations de température océanique.* Position et profondeur maximale (en mètres) des profils de température du jeu EN3_v2a au mois d'Août 1961 (a) et au mois d'Août 2005 (b)

échantillonnés et des champs modélisés dont la couverture spatiale est a priori complète. Pour rendre les champs observés et modélisés directement comparables, plusieurs auteurs choisissent de sous-échantillonner les modèles selon la couverture des observations (Gregory et al., 2004; AchutaRao et al., 2007; Palmer et al., 2007). Cette pratique n'est cependant pas pleinement satisfaisante car les calculs de variabilité et tendance sont biaisés vers les régions les plus observées. Une autre pratique consiste à reconstruire la structure quadri-dimensionnelle (temps, profondeur, latitude, longitude) des champs océaniques observés, en remplissant les zones inobservées. Deux types de méthodes de "remplissage" (*infilling*) se distinguent : les méthodes statistiques utilisées pour les analyses basées sur les observations seules (appelées analyses objectives, Gouretski and Koltermann, 2007; Levitus et al., 2009), et les méthodes physiques qui combinent les observations avec les résultats de modèles numériques globaux pour produire des réanalyses océaniques (Davey et al., 2006; Stammer, 2006; Murphy et al., 2009). Dans ce cas, on dit que le modèle est utilisé comme un "interpolateur physique" car le remplissage entre les observations se fait en accord avec les lois de la dynamique qui régissent l'évolution du modèle. Une réanalyse océanique est basée sur la simulation de l'état de l'océan par un modèle océanique forcé par des flux de surface les plus réalistes possibles, et contraint par l'assimilation des observations disponibles. L'objectif de l'assimilation des observations est de se rapprocher le plus possible de l'état "vrai" de l'océan en combinant de façon optimale (au sens statistique) les informations provenant de la description de l'état de l'océan par le modèle et les informations provenant des observations. Parce qu'elles permettent d'accéder à des champs océaniques continus dans le temps et de couverture spatiale complète, les réanalyses peuvent s'avérer des outils utiles à l'étude de la variabilité climatique. Cependant, de nombreuses sources d'incertitudes (liées soit aux modèles océaniques, aux techniques d'assimilations, aux forçages atmosphériques et aux observations) sont associées à ces produits qui doivent donc être évalués.

5.1.2 Biais instrumentaux

La précision des mesures de température océanique varie en fonction des instruments utilisés. Ainsi, les CTDs fournissent des profils de haute qualité mais sont peu nombreux. Au contraire les XBTs, dont sont issues la majorité des données entre 1970 et 1990, sont le système d'observation comprenant le plus d'erreurs. Celles-ci sont de deux types : mauvaise estimation de la profondeur et biais dans la mesure de la température. Ainsi, on considère que 15% des XBTs fonctionnent mal avant d'atteindre 250m de profondeur, avec des erreurs de mesure de température atteignant 0.1 à 0.2°C (Ingleby and Huddleston, 2007). Le biais associé à l'estimation de la profondeur des mesures de XBTs fut mis en évidence dès la fin des années 1980 (Roemmich and Cornuelle, 1987). Cependant, aucune correction officielle ne fut adoptée jusqu'au milieu des années 1990 (Hanawa et al., 1995). En comparant les mesures effectuées par les XBTs avec des données co-localisées mesurées par des instruments plus précis (bouteilles et CTDs), Gouretski and Koltermann (2007) montrèrent que d'importants biais étaient toujours présents dans les données XBTs contenues dans les jeux (notamment Levitus et al., 2005 Ishii et al., 2006) utilisés dans le dernier rapport du GIEC (Bindoff et al., 2007). Ces biais varient en fonction du temps et de la profondeur : ils sont maximum entre 50 et 250 mètres ainsi qu'au-delà de 1000 mètres de profondeur, avant 1983 et entre 1995 et 2000. Ils induisent, la plupart du temps, une surestimation du contenu de chaleur océanique (biais chaud). Au contraire, des biais froids ont été identifiés dans les mesures de température effectués par certains flotteurs Argo (Willis et al., 2009). Ils seraient dus à des erreurs systématiques associées à la mesure de la pression. Les flotteurs les plus défaillants ont été identifiés et sont écartés des jeux d'observations les plus récents (Levitus et al., 2009). Cependant, des efforts sont encore en cours pour mettre en place une correction sur l'ensemble du réseau (<http://www.argo-ucsd.edu/>).

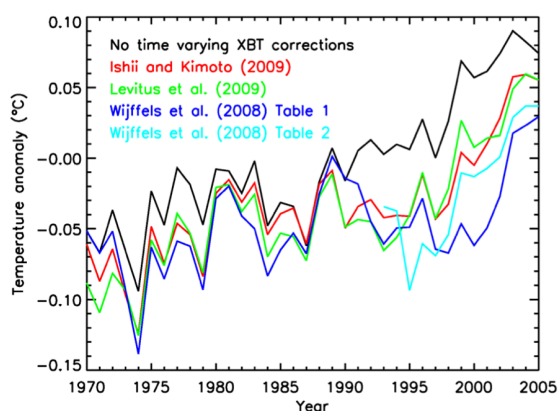


FIGURE 5.3 – *Evolution de la température globale moyennée entre 0 et 700 mètres. Les anomalies sont calculées par rapport à une climatologie 1971 - 2000, pour laquelle aucune correction des XBTs n'est appliquée. Les courbes individuelles sont issues du même jeu de données auquel sont appliquées différentes corrections du biais des XBTs. Source : (Palmer et al., 2010)*

L'évolution temporelle des biais, ainsi que leurs interactions complexes avec les modifications spatio-temporelles de la couverture des observations sont responsables de fluctuations artificielles de contenu de chaleur océanique. Par exemple, entre 1970 et 1980, les biais des XBTs sont particulièrement marqués et près de 50% des données sont issues de mesures XBTs (Figure 5.1). Par conséquent, l'influence du biais chaud des XBTs sur l'estimation de l'état de l'océan global est large. Il en résulte une augmentation exagérée du contenu de chaleur océanique au cours de cette décennie. Depuis la mise en évidence du biais des XBTs par Gouretski and Koltermann (2007), plusieurs méthodes de corrections ont été proposées. On distingue principalement deux types de corrections, basées soit uniquement sur l'équation de chute des XBTs (Wjffels et al., 2008; Ishii and Kimoto, 2009), soit aussi sur les températures mesurées (Levitus et al., 2009). Quel que soit leur type, ces corrections modifient sensiblement l'évolution temporelle du contenu de chaleur océanique, notamment en réduisant le maximum de réchauffement entre 1970 et 1980.

Il en résulte une diminution de l'amplitude de la variabilité décennale. Par contre, les différents types de corrections mènent à des conclusions contradictoires en terme d'évolution à long terme. Par exemple, les corrections proposées par Gouretski and Koltermann (2007) réduisent l'augmentation du contenu de chaleur, depuis les années 1950, d'un facteur 0,68 entre 0 et 400 mètres, et 0,60 entre 0 et 3000 mètres. Au contraire, en appliquant les corrections proposées par Wijffels et al. (2008), Domingues et al. (2008) aboutissent à une augmentation du réchauffement océanique d'environ 50% entre 1961 et 2003. Les corrections proposées respectivement par Ishii and Kimoto (2009) et Levitus et al. (2009) ne modifient pas les tendances du contenu de chaleur (0–700 mètres) estimées sur les cinquante dernières années. Des recherches sont toujours en cours pour tenter d'aboutir à un consensus quant à la meilleure correction à adopter. Sur une période plus récente (1993–2008), Lyman et al. (2010) ont évalué les incertitudes associées, respectivement au choix des techniques d'infilling, au caractère incomplet et irrégulier de la couverture des observations, aux contrôles de qualité de données, ainsi qu'aux méthodes de corrections des XBTs. Leurs résultats montrent que l'influence des corrections du biais des XBTs constitue la principale source de divergence entre les différentes estimations de l'évolution du contenu de chaleur océanique observé.

5.2 Variable d'étude : la température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C

L'océan peut être représenté par un schéma simplifié à deux couches :

- la couche supérieure chaude, en interaction avec l'atmosphère, dans laquelle le transport de chaleur, de sel et autres éléments chimiques se fait principalement par mélange et circulation d'Ekman. L'évolution de cette couche implique différentes échelles de temps caractéristiques. On distingue la variabilité haute fréquence (mensuelle) de la variabilité plus basse fréquence (inter-annuelle et décennale).
- la couche de fond froide, isolée de la surface, dans laquelle le transport se fait principalement par diffusion, et dont l'évolution est lente (échelle décennale à multi-séculaire).

Sur les dernières décennies, le réchauffement de l'océan s'est enregistré principalement dans la couche supérieure (Levitus et al., 2005) ; d'où l'étude en priorité de cette dernière, dans laquelle se situent également la majorité des observations. La limite inférieure de cette couche correspond à la pycnocline, zone du maximum de gradient de densité sur la verticale. Dans la majeure partie des océans, les surfaces iso-densité sont parallèles aux isothermes et la pycnocline est à peu près équivalente à la thermocline, zone du maximum de gradient de température. Cette équivalence n'est cependant pas valable dans les zones où le rôle de la salinité domine celui de la température dans l'équation d'état de l'eau de mer. Une plus juste approximation de la pycnocline est alors donnée par la halocline, zone de maximum de gradient de salinité.

Les analyses "classiques" de l'évolution des températures (ou du contenu de chaleur) océaniques se concentrent en général sur une couche comprise entre la surface et une profondeur fixée, par exemple 700 mètres dans le 4ème rapport du GIEC (Bindoff et al., 2007). Des travaux récents suggèrent cependant que l'étude d'une couche ainsi définie n'est pas le meilleur moyen de visualiser la signature du réchauffement climatique dans l'océan, notamment parce qu'elle ne permet pas d'isoler la signature du réchauffement global par rapport aux effets de la dynamique locale (Palmer et al., 2007; Palmer and Haines, 2009). Des phénomènes dynamiques tels que les ondes internes, les tourbillons de méso-échelle ou les changements de circulation associés aux variations de vent en surface (transport d'Ekman) peuvent engendrer des déplacements verticaux d'isothermes. Ce point est illustré à l'aide du schéma conceptuel (Palmer and Haines, 2009), basé sur un modèle simple de l'océan de subsurface composé de deux couches bien mélangées

(Figure 5.4). Supposons qu'aucun échange de chaleur ne se produise à la surface entre l'océan et l'atmosphère. La position de l'interface entre les deux couches (la thermocline) dépend du forçage exercé à la surface par le vent. En conséquence, la température moyennée localement entre la surface et une profondeur fixe de référence est une fonction de l'espace et du temps. Ceci malgré le fait que le contenu de chaleur total du système soit constant, par construction. En se replaçant dans le cadre plus général de l'étude du réchauffement de l'océan de subsurface, ce schéma conceptuel illustre le fait que des modifications de la température moyenne au-dessus d'une profondeur fixe ne témoignent pas forcément d'une évolution des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Face à ce constat, Palmer et al. (2007) se sont intéressés à l'évolution de la température d'une couche océanique comprise entre la surface et une isotherme fixée. Dans le cadre du schéma conceptuel, cette démarche consiste à mesurer la température intégrée jusqu'à une surface parallèle à l'interface entre les deux couches. Une telle température est constante au cours du temps et n'est pas affectée par les changements transitoires du forçage par les vents. L'analyse "isotherme" permet ainsi de filtrer partiellement les changements de température liés à des modifications locales de la circulation océanique qui surviennent naturellement aux échelles saisonnières à interannuelles (Bindoff and McDougall, 1994). Une couche ainsi définie met en évidence les changements de température océanique causés par des modifications des flux de chaleur à la surface. Or, c'est en premier lieu par de telles modifications que l'on s'attend à ce que le forçage anthropique exerce sa pression sur l'océan, notamment via une augmentation du flux infra-rouge descendant, associée à l'augmentation des concentrations atmosphériques en GES.

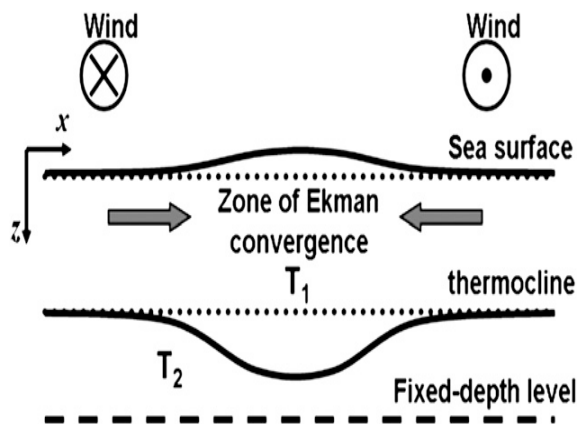


FIGURE 5.4 – *Illustration schématique de la relation entre le forçage exercé par les vents à la surface, le transport d'Ekman associé dans l'océan, et la profondeur de la thermocline, dans un modèle idéalisé à deux couches. Le modèle est composé de deux couches bien mélangées, de températures respectives T_1 et T_2 (avec $T_1 > T_2$). L'interface entre les deux couches correspond à la thermocline océanique, où le mélange est limité par le fort gradient vertical de température. Source : Palmer and Haines (2009)*

Dans cette thèse, nous étudierons l'évolution récente de la température intégrée sur la couche située entre la surface et l'isotherme 14°C (notée T_{iso14}). Dans tous les calculs, la température sera pondérée par la profondeur de l'isotherme afin de prendre en compte les variations du volume d'eau considéré, en fonction du temps et de l'espace. La position verticale de l'isotherme 14°C correspond, en moyenne, à la limite inférieure de la thermocline. Le choix de cette isotherme a été suggéré par Palmer et al. (2007), parce qu'elle permet une bonne couverture des moyennes et basses latitudes. Par comparaison, l'isotherme 20°C dont la position verticale moyenne correspond au milieu de la thermocline tropicale (Vecchi and Soden, 2007), est parfois préférée à l'isotherme 14°C , mais le domaine d'étude se trouve alors limité aux régions subtropicales. La gamme de latitudes couverte par l'isotherme 14°C est plus large mais les hautes latitudes restent cependant exclues. Le choix de la variable T_{iso14} se heurte à une autre limite dans les zones où l'équation d'état est dominée par la salinité. Des inversions de température sur la verticale peuvent alors se produire qui impliquent que la profondeur de l'isotherme n'est plus définie de manière unique. Dans de telles situations, la première profondeur à 14°C est celle retenue. Ce

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature ?

choix est arbitraire, et contraire à celui de Palmer et al. (2007), qui constatent cependant que les résultats y sont peu sensibles.

Les résultats obtenus pour la variable T_{iso14} sont comparés avec l'évolution de la température moyenne dans une couche située entre la surface et 250 mètres (notée T_{250m}), qui correspond environ à la profondeur de l'isotherme 14°C en moyenne annuelle. Ces deux variables, ensemble, seront parfois désignées par l'expression "températures océaniques de subsurface". Au centre des gyres subtropicaux (zones de downwelling), la profondeur de l'isotherme 14°C (notée $Diso14$) est en moyenne supérieure à 250 mètres, atteignant plus de 600 mètres dans l'Atlantique Nord (Figure 5.5). Au contraire, l'isotherme 14°C est à moins de 150 mètres de profondeur dans les zones d'upwelling : à l'Equateur et sur les bords Est des océans. C'est dans ces deux types de régions, soumises à des mouvements d'advection verticale, que l'on s'attend à ce que le comportement des deux variables (T_{iso14} et T_{250m}) diffère le plus. La profondeur de l'isotherme 14°C (notée $Diso14$) est aussi une variable de grand intérêt puisqu'elle est très sensible au forçage dynamique de l'océan par les vents. L'étude en parallèle des deux variables T_{iso14} et $Diso14$ permet ainsi d'interpréter, au premier ordre, les mécanismes à l'origine des évolutions thermiques de l'océan de subsurface, à la fois aux échelles globales et locales (Palmer and Haines, 2009).

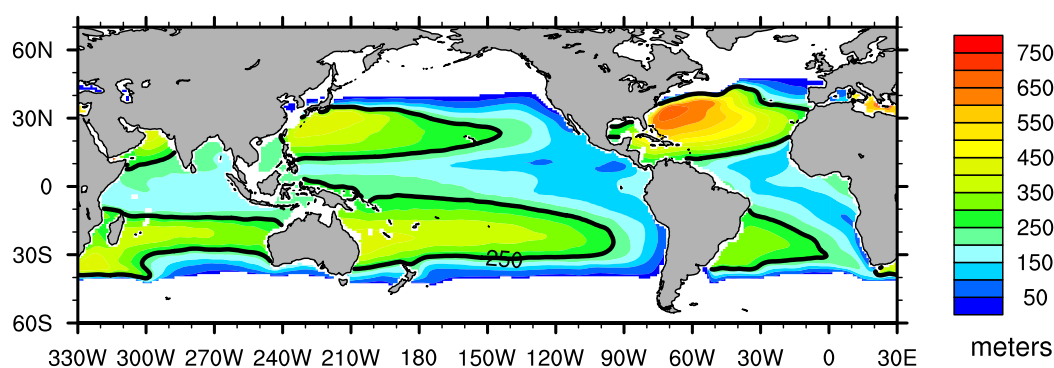


FIGURE 5.5 – Profondeur moyenne (en mètres) de l'isotherme 14° sur la période 1960 - 2005. Le niveau 250 mètres est mis en valeur par une ligne noire. Le données de température sont issues du jeu WOA05 (Levitus et al., 2005).

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature ?

Dans cette section, nous étudions les évolutions thermiques récentes de l'océan de subsurface, d'après différents produits observés (analyses objectives) et pseudo-observés (réanalyses océaniques). Un bref résumé de cette étude est d'abord proposé en français. Les détails sont ensuite donnés en anglais sous la forme d'une publication (Corre et al., 2010) parue dans *Climate Dynamics*.

Résumé en français

L'évolution de la variable T_{iso14} est décrite sur la période 1960 - 2005, en terme de variabilité décennale et changement à long terme. En parallèle, nous examinons l'évolution de la profondeur de l'isotherme 14°C (notée $Diso14$), ainsi que la température moyennée entre la surface et la profondeur fixe 250 mètres (notée T_{250m}) qui correspond environ à la profondeur moyenne de

l'isotherme 14°C. Les variables choisies nous permettent de diagnostiquer des changements dans l'absorption de chaleur locale, ainsi que dans la distribution verticale et la redistribution horizontale de chaleur. Une méthode de régression entre les trois variables et des indices temporels, représentatifs des changements anthropiques ou de modes de variabilité interne décennale connus (Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique, AMO, et Oscillation Inter-décennale du Pacifique, IPO), est utilisée pour séparer les différents facteurs ayant influencé l'évolution récente des températures de l'océan de subsurface. Les résultats issus d'une analyse objective d'observations sont comparés avec ceux issus de cinq réanalyses océaniques, dont la plus récente assimile des données corrigées du biais des XBTs (d'après les corrections de Wijffels et al., 2008). La dispersion entre les observations et les réanalyses, ainsi qu'entre les différentes réanalyses, est considérée comme une estimation simple des incertitudes associées à l'état de l'océan. Celles-ci sont introduites par de multiples facteurs : des erreurs introduites par les modèles océaniques, des problèmes associés aux schémas d'assimilation et/ou aux termes de forçages atmosphériques, ainsi que des biais instrumentaux.

Au cours de la période étudiée, tous les produits montrent un réchauffement de l'océan de subsurface, superposé à de fortes variations décennales. A l'échelle globale, les réanalyses attestent d'un réchauffement moyen de T_{iso14} de 0,045°C par décennie, très cohérent avec le réchauffement issu de l'analyse objective (0,046°C par décennie). Dans les trois principaux bassins océaniques, la tendance linéaire de T_{iso14} issue de l'analyse objective est comprise dans le panache des tendances des réanalyses. Spatialement, le changement de T_{iso14} se manifeste par un réchauffement relativement uniforme, dont la signature est qualitativement différente de celles des modes de variabilité IPO et AMO. Il n'est toutefois pas exclu que d'autres modes de variabilité, non envisagés dans cette étude, se projettent sur la signature des changements à long terme.

La comparaison entre T_{iso14} et les deux autres variables permet d'illustrer certaines caractéristiques de l'analyse isotherme. En premier lieu, T_{iso14} est peu sensible au biais des XBTs. La correction des XBTs a peu d'impact sur les signatures spatiales des changements, quelle que soit la variable. En revanche, elle modifie largement l'évolution temporelle de la température moyennée au-dessus d'une profondeur fixe. La principale modification réside en la suppression de l'accentuation du réchauffement entre 1970 et 1980. En terme de tendance linéaire de T_{250m} , les corrections se traduisent par une augmentation de 34%, sur la période 1965–2005. Une seconde caractéristique de T_{iso14} est d'isoler les changements associés à l'absorption locale de chaleur en filtrant partiellement les modifications de température dues aux mouvements verticaux d'isothermes. Ces derniers sont influencés par la dynamique interne de l'océan. Par exemple, le mode IPO entraîne des fluctuations de la pente de la thermocline entre l'Est et l'Ouest du Pacifique équatorial. Des changements de $Diso14$ sont également suggérés, qui attestent d'un approfondissement dans l'Atlantique subtropical nord et d'une remontée de la thermocline dans les régions équatoriales des bassins Pacifique et Indien. Ces résultats indiquent que des changements à long terme de la circulation océanique pourraient être à l'oeuvre. L'origine de ces changements, en lien avec le forçage par les vents ou les contrastes thermo-halins, reste encore à déterminer.

Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

L. Corre · L. Terray · M. Balmaseda ·
A. Ribes · A. Weaver

Received: 20 August 2010 / Accepted: 23 November 2010
© Springer-Verlag 2010

Abstract A multivariate analysis of the upper ocean thermal structure is used to examine the recent long-term changes and decadal variability in the upper ocean heat content as represented by model-based ocean reanalyses and a model-independent objective analysis. The three variables used are the mean temperature above the 14°C isotherm, its depth and a fixed depth mean temperature (250 m mean temperature). The mean temperature above the 14°C isotherm is a convenient, albeit simple, way to isolate thermodynamical changes by filtering out dynamical changes related to thermocline vertical displacements. The global upper ocean observations and reanalyses exhibit very similar warming trends (0.045°C per decade) over the period 1965–2005, superimposed with marked decadal variability in the 1970s and 1980s. The spatial patterns of the regression between indices (representative of anthropogenic changes and known modes of internal decadal variability), and the three variables associated with the ocean heat content are used as fingerprint to separate out the different contributions. The choice of variables provides information about the local heat absorption, vertical distribution and horizontal redistribution of heat, this latter being suggestive of changes in ocean circulation. The discrepancy between the objective analysis and the reanalyses, as well as the spread among the different

reanalyses, are used as a simple estimate of ocean state uncertainties. Two robust findings result from this analysis: (1) the signature of anthropogenic changes is qualitatively different from those of the internal decadal variability associated to the Pacific Interdecadal Oscillation and the Atlantic Meridional Oscillation, and (2) the anthropogenic changes in ocean heat content do not only consist of local heat absorption, but are likely related with changes in the ocean circulation, with a clear shallowing of the tropical thermocline in the Pacific and Indian oceans.

Keywords Anthropogenic climate change · Internal variability · Oceanic reanalyses · Observations · Upper ocean temperature

1 Introduction

Identifying and quantifying the impact of anthropogenic forcing on the global ocean have become of critical importance. A large fraction of the energy gained by the Earth climate system during the twentieth century has accumulated in the world subsurface oceans (Bindoff et al. 2007). In order to achieve a rigorous estimation of the Earth's energy balance, monitoring the variations of ocean heat content at both global and regional scales is essential. The future rate of ocean heat uptake is also of primary importance as it dictates the lagged response of surface temperature rise. Recent observational studies show that some of the expected modifications due to anthropogenic forcing may already have been emerging over the last few decades. The most prominent signal is the increase in global ocean heat content as a result of anthropogenic forcing (Barnett et al. 2005; Levitus et al. 2005). A number of observational estimates show a gradual warming of the

L. Corre (✉) · L. Terray · A. Weaver
Cerfacs-CNRS, 42 Av. G. Coriolis, 31057 Toulouse, France
e-mail: lola.corre@cerfacs.fr

M. Balmaseda
E.C.M.W.F, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK

A. Ribes
CNRM-GAME, Météo France-CNRS,
42 Av. G. Coriolis, 31057 Toulouse, France

upper ocean (0–700m) heat content superimposed with decadal variations (Ishii et al. 2003; Levitus et al. 2005; Bindoff et al. 2007). Beyond the general analyses consistency, accounting for their differences is of great interest in order to shed light on uncertainties in the recent ocean evolution. Differences may come from many factors such as the choice of input data, quality control, infilling method, and/or instrumental bias correction (Palmer et al. 2010). The latter have been produced to minimize instrument-related biases due to changing technologies used to collect ocean temperature profiles. The most well-known instrument bias is the significant, time varying, warm bias in the abundant but low accuracy temperatures collected by expendable bathythermograph (XBT) (Gouretski and Koltermann 2007). This bias is responsible for some of the observed temperature fluctuations in the 1970s. Different methods for correcting XBTs have been proposed, based on correcting fall-rates (Wijffels et al. 2008; Ishii and Kimoto 2009), or reported temperatures (Levitus et al. 2009). Most corrections result in a reduction of the global ocean heat content interdecadal variability. However, effect on the long-term trend estimates vary from one correction type to another. According to Levitus et al. (2009), their corrections have little effect on the trend estimate. On the contrary, Domingues et al. (2008) find an ocean warming rate, from 1961 to 2003, about 50% larger than equivalent rate of non-corrected estimates when using Wijffels et al. (2008) corrections. By comparing the ocean heat content from different observed datasets, Lyman et al. (2010) estimated uncertainties arising from the choice of climatology, the choice of mapping methodology, the effects of irregular and sparse sampling, the method of XBT correction and XBT quality control. They find that uncertainties in XBT bias corrections are the dominant error source over the period 1993–2008.

Most of the studies cited above are objective analyses based solely on observations and use statistical methods to fill the data sparse regions. Yet, statistical infilling introduces uncertainties as different infilling methods lead to different results (AchutaRao et al. 2007). Oceanic reanalyses are an alternative to purely statistical approaches which are used to reconstruct the 4-dimensional structure of the global ocean. Constructing an oceanic reanalysis consists of simulating the evolving ocean state with an ocean model driven by the best available atmospheric surface forcing and constrained by assimilating direct observations. In that case, the infilling of the data sparse regions is also based on the physics of ocean models. Ocean reanalyses thus provide a time-continuous, dynamically-interpolated estimate of the ocean state and include the influence of the evolving atmospheric state on subsurface ocean variables. This physically-based approach has proved worthwhile in providing spatially complete fields. Carton and Santorelli

(2008) examined the evolution of the temperature in the upper 700 m of the global ocean as represented by two objective analyses and seven model-based oceanic reanalyses. They discussed the relative role of natural variability, analysis method and data inadequacies in the main uncertainties associated with the recent upper ocean warming. Within the European ENACT and ENSEMBLES projects, global multi-decadal ocean reanalyses have been produced to provide initial conditions for coupled model forecasts on seasonal to decadal time scales (Davey et al. 2006). This set of reanalyses provides a probabilistic estimate of the changing ocean state over the past decades. A first set of ENACT reanalyses has been compared in terms of globally averaged temperature over the top 300 m from 1960 to 2000 (Davey et al. 2006). Results highlight the substantial progress that has been made in reconstructing recent changes in upper ocean heat content. In most regions, differences between reanalyses are substantially less than the amplitude of interannual variability. Nevertheless, understanding similarities and differences between reanalyses is needed to improve each product and increase the value of ocean state estimates. This is a difficult task as many factors can be involved such as model errors, problems associated with the assimilation systems and/or with the atmospheric forcings, biases and scarcity of the observations.

This paper further examines recent upper ocean changes using five model-based ocean reanalyses and a model-independent objective analysis. We use the mean temperature above the 14°C isotherm (Tiso14 thereafter) as a measure of the recent ocean warming. Based on the analysis of the EN2 observational dataset (Ingleby and Huddleston 2007) between 1965 and 2005, Palmer et al. (2007) show an average warming trend of 0.043°C per decade for this variable. As Tiso14 is independent of the absolute reported depth, the analysis of this variable in products derived only by the observations is insensitive to the XBT's fall-rate errors. Moreover, compared with more classical fixed depth mean temperatures, Tiso14 has been proved valuable to isolate externally forced air–sea heat fluxes changes by filtering temperature modifications induced by dynamical processes (Palmer and Haines 2009). By reducing the influence of ocean circulation changes, Tiso14 also improves observation-model comparison and allows a robust detection of both natural and anthropogenic influences on ocean subsurface temperatures changes (Palmer et al. 2009). The detection of climatic changes is based on the ability of separating the influence of each of the different climatic forcings. Different approaches have been proposed to isolate the low frequency signal associated with anthropogenic forcing. The first commonly used is to represent it by a linear trend (Enfield et al. 2001; Sutton and Hodson 2005; Knight et al. 2006). This approach assumes that the anthropogenically forced signal

is uniform and linear over time, thereby including the non-linear part of the trend in the noise. A second method consists of characterizing the anthropogenically forced signal by a simple index, using for example the global mean sea surface temperature (Trenberth and Shea 2006; Mann and Emanuel 2006). In order to account for the spatial non uniformity of the anthropogenically forced signal, Ting et al. (2009) regress the two dimensional fields they want to analyze on the time series of globally averaged SST. Here we will follow a similar approach, but construct an anthropogenically forced signal index with the Tiso14 variable from climate model scenarios [based on Ribes et al. (2009) method]. This method as well as the observed and reanalysis data used are briefly described in the next section. The time evolving upper ocean temperature is simply investigated in terms of linear trend and decadal variability in Sect. 3. Section 4 focuses on the spatial pattern of the changes, isolating both the anthropogenically forced signal and internal variability. Section 5 is a summary of our main results.

2 Data and method

2.1 Observations

The first analysis (hereafter referred to as EN3-OA) is a statistical objective analysis, independent of a numerical model, based on the version EN3_v2a of the ENACT/ENSEMBLES quality-controlled dataset which is an updated version of the EN2 dataset described by Ingleby and Huddleston (2007). Most data are from the World Ocean Database 2005, completed by profiles from the Global Temperature-Salinity Profile Program and the US-GODAE Argo Global Data Assembly Center. The final dataset is composed of mechanical bathythermographs (MBTs), expendable bathythermographs (XBTs), hydrographic profiles (CTDs and predecessors), moored buoys from the TAO/TRITON and PIRATA arrays and profiling floats including Argo data since 2000. Instrument-dependent corrections are applied using an automated quality control system. In particular, corrections are applied to XBT profiles based on the corrected fall-rate equation proposed by Hanawa et al. (1995) and additional bias corrections (Thadathil et al. 2002; Kizu et al. 2005). The spatial coverage of the EN3_v2a dataset temperature profiles, from 1960 to 2005, is illustrated in Fig. 1. During the first 5-year periods, the coverage is very poor, with large data sparse regions such as the South Hemisphere and the Tropics. In contrast, the North Atlantic is well observed, especially along ship tracks. Progressively, the data coverage increases over time. We can see the apparition of the TAO arrays in the Tropical Pacific between 1985 and 1989.

At the end of the period, the development of Argo floats provides an almost global coverage, with the exception of the polar regions and marginal seas. Note also that the coverage is better in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere.

2.2 Reanalyses

Temperature fields from the EN3-OA observational product are compared with three ENSEMBLES reanalyses (CERFACS, ECMWF and INGV) and the SODA reanalysis. The ENSEMBLES reanalyses are based on the assimilation of in-situ temperature and salinity profiles from EN3_v2a dataset. Atmospheric forcings fields consist of daily fluxes of momentum, heat and fresh water derived from the ERA-40 reanalysis (Uppala et al. 2005). Additional bias correction terms are applied to precipitation (Troccoli and Källberg 2004). From September 2002 onwards, when ERA40 terminates, ECMWF operational surface fluxes are used. The sea surface temperature is strongly restored to analyzed SST maps derived from the OIv2 SST product (Reynolds et al. 2002). A globally uniform relaxation coefficient of $-200 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ is used, which corresponds to a relaxation time-scale of 12 days for a mixed-layer depth of 50 m. A common initialization sequence ('spinup') is also prescribed, starting on 1 January 1953. It uses ERA40 climatological surface fluxes up to 1 January 1958, and then the daily ERA40 surface fluxes from 1 January 1958 to 31 December 1961 (Davey et al. 2006). During spinup, relaxation terms to prescribed temperature and salinity fields are imposed, as described further for each reanalysis.

The ENSEMBLES reanalyses differ from each other since they are produced by different data assimilation systems and ocean general circulation models (summarized in Table 1). Other differences may also come from different formulations in subsurface relaxation to climatology. CERFACS and INGV employed the Ocean Parallelise (OPA) version 8.2 ocean model (Madec et al. 1998). CERFACS uses the OPAVAR assimilation system (Daget et al. 2009), a multivariate three-dimensional (3D) variational data assimilation system. INGV uses the INGV-CMCC Global Ocean Data Assimilation System which consists of a multivariate reduced order optimal interpolation scheme (Bellucci et al. 2007) where the order reduction is based on the state vector projection onto vertical empirical orthogonal functions (De Mey and Benkiran 2002). For both CERFACS and INGV, a weak global subsurface relaxation to gridded temperature and salinity monthly climatology (Levitus et al. 2005) is applied with a 3-year timescale. ECMWF is based on a 3D optimal interpolation scheme (Balmaseda et al. 2008b) combined with the Hamburg Ocean Primitive Equation (HOPE)

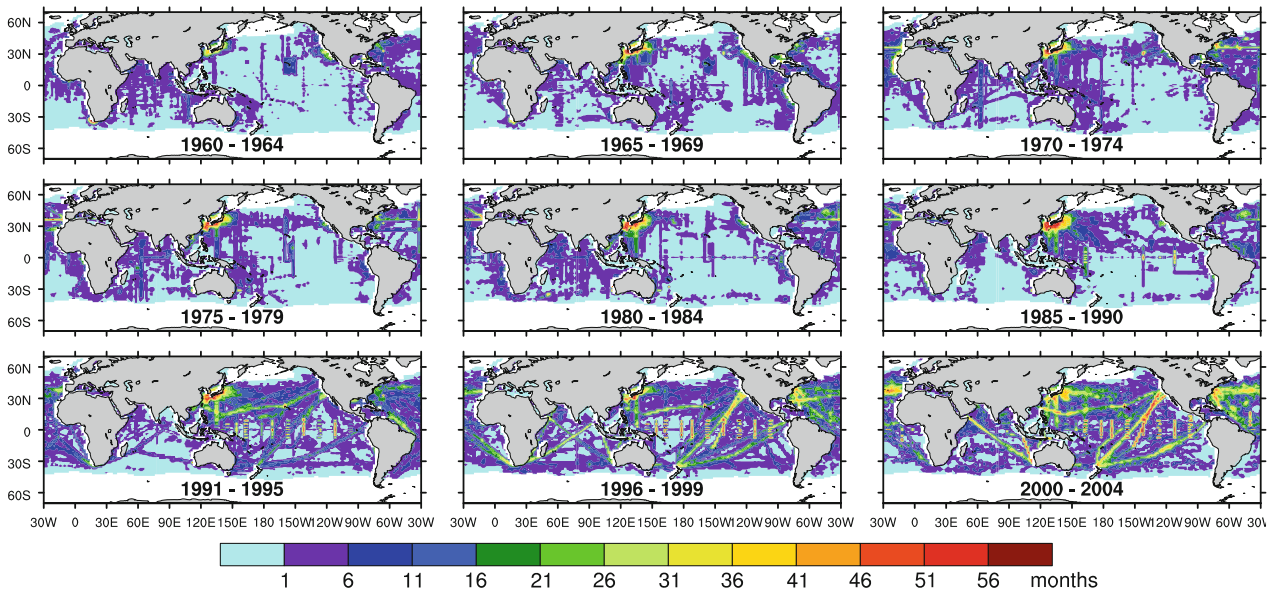


Fig. 1 Number of months per pentad for which at least one temperature profile from EN3_v2a dataset gives a value for Tiso14

ocean model (Wolff et al. 1997). A special feature of the ECMWF reanalysis is the assimilation of altimeter data from 1993 onwards (Le Traon et al. 1998). The subsurface relaxation to climatology is applied with a 10-year time-scale. This weak relaxation is possible because a prescribed a priori bias correction to temperature, salinity and pressure-gradient is added. In order to sample uncertainties in estimates of the observed state of the ocean, each individual reanalysis does not consist of a single simulation but of several ensemble members. Ensemble members are created by using multiple atmospheric fields whose differences were constructed to be consistent with estimates of the uncertainty in these fields (Daget et al. 2009). Sets of perturbations for sea surface temperature, wind stress, and freshwater flux were produced. The CERFACS reanalysis uses the three sets of perturbations and consists of a nine-member ensemble. ECMWF and INGV only uses wind stress perturbations and contains five and three ensemble members, respectively. Examination of the global upper averaged temperature of the ENSEMBLES reanalyses show a clustering of ensemble members issued from a same system (Murphy et al. 2009). This result indicates that the application of the perturbation strategy to any single reanalysis system is probably not sufficient to sample fully the true uncertainty in the observed ocean state. In this regard, the spread among individual ENSEMBLES reanalyses may provide a more realistic estimate of the uncertainty. Hereafter, we will only consider the non-perturbed member of each ensemble.

The Simple Ocean Data Assimilation (SODA) product, version 2.0.2-4 (Carton and Giese 2008) uses a model

based on the Parallel Ocean Program numerics (Smith et al. 1992) whose resolution is eddy-permitting. It is driven by ERA-40 winds and surface freshwater flux from the Global Precipitation Climatology Project monthly satellite-gauge merged product (Adler et al. 2003). A relaxation to the World Ocean Atlas 2001 (Boyer et al. 2002) climatological sea surface salinity is applied with a 3-month relaxation time scale. The mixed layer temperature is updated with near-surface temperature observations. The assimilated dataset consists of approximately 7×10^6 temperature and salinity profiles. Two-thirds of the data are from the World Ocean Database 2001 (Boyer et al. 2002; Stephens et al. 2002), completed by real-time temperature profile observations from the National Oceanographic Data Center (NODC)/NOAA temperature archive. The correction to the XBT's fall-rate equation provided by Hanawa et al. (1995) is included.

As mentioned in the Introduction, observational datasets are affected by instrumental biases. With the aim of reducing those biases, a new version of the EN3_v2a dataset has been produced (<http://hadobs.metoffice.com/en3/>). It has removed the cold water tapering (Thadathil et al. 2002) that is applied to some XBT corrections. Then, the corrections to XBT depths from Table 1 of Wijffels et al. (2008) have been applied. This corrected dataset has been used in a new reanalysis hereafter referred to as ECMWF_update. Model, data assimilation technique, atmospheric forcing and restoring coefficients are similar to those described for the ECMWF reanalysis. Comparison between the two products gives an estimate of the impact of the XBT warm bias on upper ocean heat content decadal variability and trends.

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

Table 1 Reanalyses considered in this study

Reanalysis	Model, resolution	Surface fluxes	Data	Assimilation system
SODA v. 2.0.2-4	POP 2.1 0.25° × 0.4° 40 levels	ERA-40 winds GPCP freshwater flux	WOD01 NODC/NOAA archive	Sequential
CERFACS	OPA v. 8.2 ORCA 2°: 2° × 2°–0.5° 31 levels	ERA-40 daily flux corrected precipitations after 2001: ECMWF fluxes	ENACT/ENSEMBLE dataset v. EN3_v2a	OPAVAR 3-dimensional variational
INGV	OPA v. 8.2 ORCA 2°: 2° × 2°–0.5° 31 levels	ERA-40 daily flux corrected precipitations after 2001: ECMWF fluxes	ENACT/ENSEMBLE dataset v. EN3_v2a	Reduced order optimal interpolation
ECMWF	HOPE 1° × 1°–0.3° 29 levels	ERA-40 daily flux corrected precipitations after 2001: ECMWF fluxes	ENACT/ENSEMBLE dataset v.EN3_v2a altimeter data	3D optimal interpolation
ECMWF_update	HOPE 1° × 1°–0.3° 29 levels	ERA-40 daily flux corrected precipitations after 2001: ECMWF fluxes	ENACT/ENSEMBLE dataset v.EN3_v2a XBT corrections (Wijffels et al. 2008) altimeter data	3D optimal interpolation

Thereafter, the temperature and isotherm depth fields used correspond to monthly means after interpolation to a common grid of resolution 1° longitude, 1° latitude, 33 levels

2.3 Statistical method

Observational coverage prior to the introduction of XBTs in the late 1960s was particularly poor (Fig. 1), so we exclude the period 1960–1965 in all our statistical calculations. Moreover, since the focus of this study is on low frequency variability and change, all fields are low-pass filtered with a 5-year cutoff frequency. Those methodological choices are the same as in Palmer et al. (2007), whose results are thus quantitatively comparable with ours (Sect. 3). For the three variables analyzed, which are Tiso14, the depth of the 14°C isotherm (Diso14) and the 250 m mean temperature (T250m), only areas where the 14°C isotherm is different from zero depth for the whole period are used for calculations. In Sect. 4 we attempt to assess the causes of the recent upper ocean temperature change, and to describe the associated spatial patterns. In particular, we aim to estimate the upper ocean response to an anthropogenically forced signal. The first step is to base the analysis on Tiso14 which filters out dynamical processes and so isolates the externally forced air-sea heat flux changes. The second step consists of regressing the Tiso14 field on the best possible index characterizing the temporal response of the climate system to anthropogenic forcing. This index, hereafter denoted by μ , is evaluated from the global 5-year low-pass filtered monthly mean Tiso14 of Atmosphere-Ocean general circulation models (AOGCMs) simulations and scenarios included in the WCRP CMIP3 (Coupled Models Intercomparison Project) multimodel

archive of the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (<http://www.pcmdi.llnl.gov/>), that cover the 1901–2009 period. From 1901 to 1999, we use the AOGCMs twentieth-century simulations. Over this period, the CMIP3 simulations differ by the external forcings they take into account. We exclude AOGCMs that take into account natural forcings (mainly changes in solar irradiance and changes due to explosive volcanic eruptions). As a result, the nine selected AOGCMs (see Table 2) only take into account anthropogenic forcings over the twentieth century. For the 2000–2009 period, we use the A1B scenario from the same nine AOGCMs. The A1B scenario only prescribes some anthropogenic forcings, that are identical for all models.

By computing μ from the Tiso14 variable, we take advantage of the ocean’s integrative capacity, which produces high signal-to-noise ratios (Banks and Wood 2002). To filter out a large part of the internal variability, μ is assumed to be smooth. Such an assumption can be justified by the fact that the largest part of the anthropogenic forcing is due to greenhouse gases emissions, which have been increasing gradually over the twentieth century. The estimate of this smooth pattern is based on smoothing splines with four equivalent degrees of freedom; all details about the method and underlying assumptions can be found in Ribes et al. (2009). Denoting by s and t the spatial and temporal indices, we assume the following decomposition of the observed climate (denoted by ψ):

Table 2 AOGCMs used together with their originating group

IPCC I.D.	Center and location
bccr_bcm2_0	Bjerknes Centre for Climate Research (Norway)
cccma_cgcm3_1	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada)
cccma_cgcm3_1_t63	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada)
cnrm_cm3	Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques (France)
csiro_mk3_5	CSIRO Atmospheric Research (Australia)
giss_aom	NASA/Goddard Institute for Space Studies (USA)
ingv_echam4	Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Italy)
ipsl_cm4	Institut Pierre Simon Laplace (France)
ukmo_hadcm3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research (USA)

$$\psi(s, t) = g(s) \cdot \mu(t) + \epsilon(s, t),$$

where g can be considered as the spatial pattern of the anthropogenically forced climate change and ϵ represents the natural variability. The latter could be decomposed between the response to natural external forcings (mainly solar irradiance and volcanic eruptions) and natural internal variability. Here, we assume that the internal variability is dominating as the combined effect of natural forcings explain only a small fraction of the observationally based estimates of the increase in ocean heat content (Hegerl et al. 2007). The above equation relies upon a time-space separability assumption (Ribes et al. 2009) of the climate response to anthropogenic forcing. From g , estimated by regression of ψ on μ , we can estimate the spatial pattern and amplitude (δ) of the anthropogenically forced climate change, between January 1965 (denoted by ti) and December 2005 (denoted by tf):

$$\delta(s) = g(s) \cdot (\mu(tf) - \mu(ti)).$$

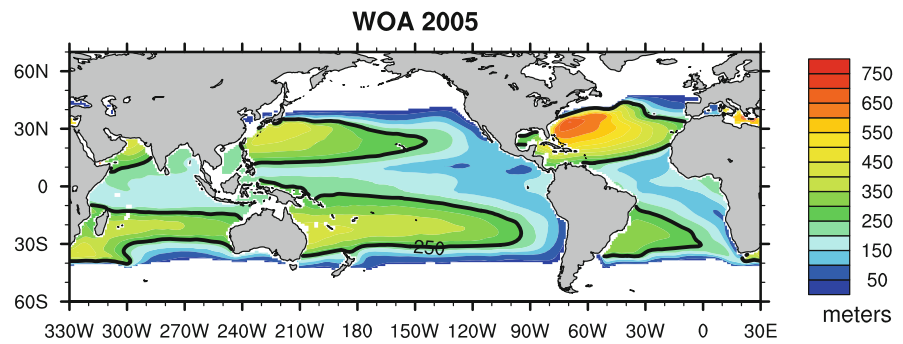
3 Global and basin-averaged upper-ocean temperature changes

We first look at the evolution of the mean temperature of all the water warmer than 14°C. Figure 2, which shows Diso14 in the world ocean, helps to illustrate the volume of water considered. High latitudes are naturally excluded by the study as sea water temperature never reaches 14°C there. Elsewhere, the average Diso14 is around 250 m, with large regional contrasts. Maximum depths are found to the west of the subtropical gyres, reaching more than 600 m in the North Atlantic, whereas it is above 150 m in equatorial and coastal upwelling regions: around the

equator and on the east side of the Pacific and the Atlantic basins.

The evolution of Tiso14 over the period 1960–2005, as seen by the three ENSEMBLES reanalyses and SODA, is shown Fig. 3. In general, the ensemble spread is small compared with the signal. In the Atlantic ocean there is a sharp increase in spread toward the end of the period. It derives primarily from ECMWF which exhibits cooler anomalies than the others from 1993 onwards. This specific behavior is consistent with the impact of altimeter, as indicated by observing system experiments (OSEs) conducted with the ECMWF system. The effect of altimeter data assimilation will be discussed in more details later in the text in relation with Fig. 4. Except for this feature of the ECMWF system, the ENSEMBLES reanalyses share the same atmospheric forcings and assimilated observations. Their spread gives a rough estimate of uncertainties associated with data assimilation systems (including the ocean model and data assimilation methods). As they are based on the same ocean model (they only differ by their assimilation schemes) CERFACS and INGV results are close to each other. Observations assimilated in SODA are different from the ones used in the ENSEMBLES reanalyses. Thus, the comparison with SODA reflects in a qualitative way uncertainties associated with observations. It increases uncertainty estimates before 1970, where the SODA time series is below the ENSEMBLES spread. SODA also exhibits the most pronounced maximum warming around 1980 and 1990. This may be linked to the additional XBT correction terms (Thadathil et al. 2002; Kizu et al. 2005) applied to the EN3_v2a profiles and which are not used in SODA. Despite these discrepancies, the various Tiso14 time series show a high degree of consistency with each other. This general similarity allows us to define a MEAN reanalysis, calculated as the average of those four individual model-based reanalyses. At the global scale, the MEAN reanalysis exhibits a Tiso14 warming trend of 0.045°C per decade superimposed on decadal variations of 0.028°C amplitude (Table 3). Note that the amplitude of the decadal variability is computed as the standard deviation of the detrended 5-year low-pass filtered time-series. Results are very similar for the model-independent objective analysis with a global trend of 0.046°C per decade and decadal variability of 0.030°C standard deviation. In all the basins, the MEAN and EN3-OA Tiso14 curves are very highly correlated. In the well-sampled basins (the Atlantic basin over the whole period and the Pacific basin after 1980), the two curves are almost similar. This is also true for T250m and Diso14 (not shown). Indeed, for both variables, correlations between the MEAN and EN3-OA curves are around 0.9 in all the basins.

Fig. 2 Mean depth (m) of the 14°C isotherm during 1960–2005, computed from the World Ocean Atlas 2005 (WOA05) climatology. The black line indicates locations where the 14°C isotherm equals 250 m



3.1 Decadal variability

The origin of decadal variability of the global ocean temperatures has long been debated. Here we use the comparison of Tiso14 with T250m, Diso14, and the sea surface temperature (SST) from the HadSST2 data set (Rayner et al. 2006) (Fig. 4) to discuss it. Decadal variability has been shown to be influenced among other factors by external natural forcing due to volcanoes (Church et al. 2005). During the estimation period, major volcanic eruptions occur in 1963 (Mount Agung), 1982 (El Chichon) and 1991 (Pinatubo). The first two eruptions are followed by few years coolings of both surface and subsurface integrated temperatures, especially marked in the Pacific basin. This is the region where the maximum cooling induced by volcanic aerosols occurs, as suggested by the coupled model study of Delworth et al. (2005). The impact of the

Pinatubo eruption on the Pacific SST is not as clear. The tropical Pacific SSTs are dominated by El Niño conditions between 1990 and 1995. The resulting warming seems to mask the effects due to volcanic forcing. On the contrary, the two integrated temperatures (Tiso14 and T250m) do show a cooling phase after 1991. In the subsurface, the main El Niño effect is in the same direction as the volcanic forcing. Indeed, in a large part of the equatorial Pacific basin, extending from West to the center, the isotherms move upwards (not shown), resulting in a subsurface cooling. At the basin scale, this cooling dominates the warming associated with the deepening thermocline in the eastern equatorial Pacific. The examination of the Diso14 time series shows no clear response to volcanic forcing. Consistent with Palmer and Haines (2009), this result confirms that isotherm depth changes are not sensitive to changes in air–sea heat flux.

Fig. 3 Time series of monthly anomalies of Tiso14, after a 5-year low-pass filter has been applied, as seen by EN3-OA (thick dotted black line), CERFACS, INGV, ECMWF and SODA. Each thin color line corresponds to the non-perturbed member of each individual reanalysis. The thick red line is the MEAN analysis, computed as the mean of SODA and the three ENSEMBLES reanalyses non-perturbed members. The standard deviation within the four time series used to computed the MEAN is indicated by the dotted brown line

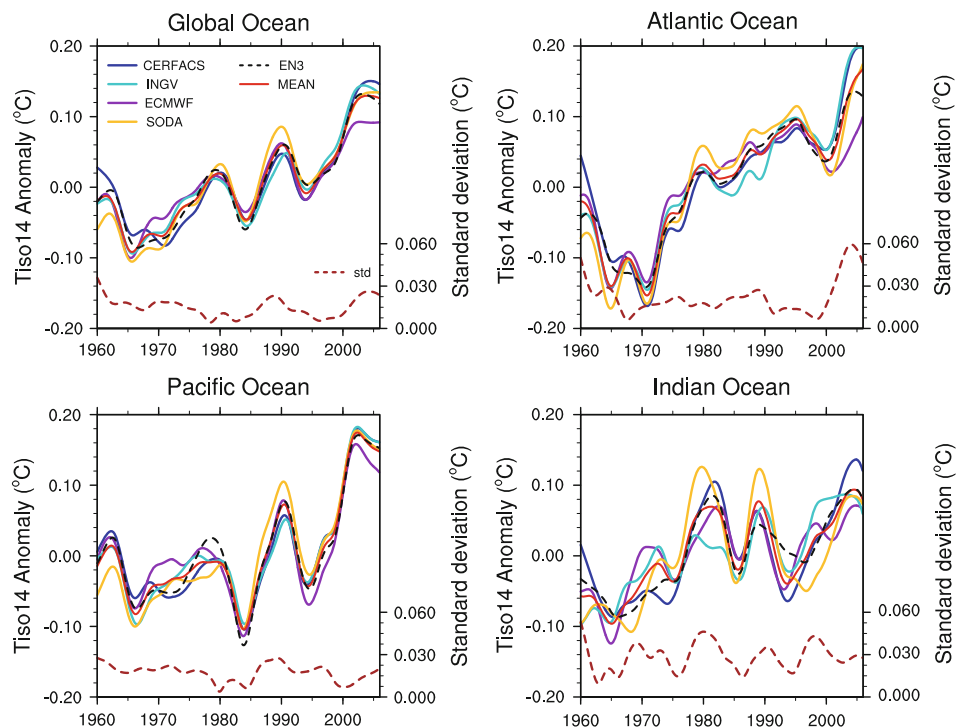


Fig. 4 Time series of the 5-year low-pass filtered monthly anomalies of SST (HadSST2), Tiso14, T250m and Diso14 as seen by the MEAN, ECMWF and ECMWF_update products. On the *bottom-left panel*, the three vertical lines indicate the timing of the major volcanic eruptions

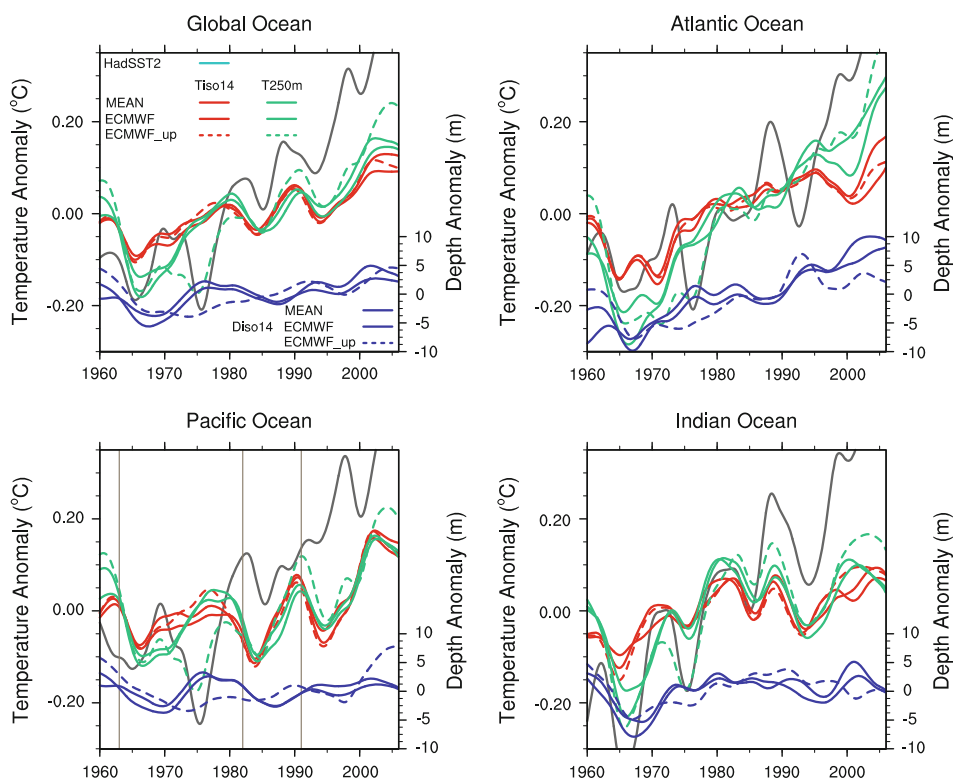


Table 3 Linear trend and amplitude of the decadal variability of the Tiso14 time series as seen by the MEAN (bold), EN3-OA, ECMWF and ECMWF_update products, over the period 1965–2005, in individual basins

Basins	Tiso14 trend (°C per decade)				Tiso14 decadal variability amplitude (°C)			
	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update
Global	0.046	0.045 (+0.005, -0.010)	0.035	0.039	0.030	0.028 (+0.004, -0.002)	0.026	0.030
Atlantic	0.063	0.063 (+0.007, -0.016)	0.047	0.053	0.031	0.033 (+0.013, -0.001)	0.037	0.033
Pacific	0.046	0.047 (+0.009, -0.012)	0.035	0.035	0.053	0.048 (+0.007, -0.002)	0.055	0.063
Indian	0.033	0.026 (+0.007, -0.006)	0.020	0.032	0.036	0.039 (+0.022, -0.011)	0.036	0.040

To calculate the trends, the monthly Tiso14 anomalies have been averaged over each geographical basin. Then, a 5-year low-pass filter has been applied to each time-series. The trends correspond to the least square linear trend of each filtered time-series. The amplitude of the decadal variability is computed as the standard deviation of the detrended 5-year low-pass filtered Tiso14 time-series. Difference between the MEAN results and the maximum and minimum individual reanalyses results are indicated in brackets

Upper ocean temperature decadal variability may also result from internal ocean and/or coupled variability modes. The presence of large decadal fluctuations in the Pacific and Indian Ocean basins suggests an influence of El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO), on both SSTs and integrated variables. In agreement with Palmer et al. (2007), the T250m decadal variability is larger than that of Tiso14 (Tables 3, 4). It suggests that the use of Tiso14 increases the signal to noise ratio due to the filtering of dynamical changes associated with internal variability modes. The North Atlantic Oscillation (NAO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) also play significant roles in the Atlantic basin. In particular,

the Diso14 deepening associated with T250m warming observed since 1980 may be related with predominantly positive phases in the NAO during this period (Palmer and Haines 2009). More recently, the AMO shift from negative to positive phase may also have reinforced those Atlantic trends. The spatial signature of the AMO and IPO modes on the three variables (Tiso14, T250m and Diso14) is investigated in Sect. 4.2.

Finally, a fraction of the decadal variability could also be artificial and induced by changes and/or biases in the observational datasets. In particular, the increased oceanic warming, occurring between 1970 and 1980, has been shown to be partly linked to a warm bias in XBT

temperature profiles (Gouretski and Koltermann 2007). Comparison between the ECMWF and ECMWF_update products allows us to quantify the XBT bias impact on the ocean heat content estimates. At the basin scale, the impact of the XBT correction on the amplitude of the decadal variability is weak (Tables 3, 4, 5). This is true in all the basins, and for the three variables. However, the specific details of the time evolution in T250m and Diso14 are strongly affected by the XBT correction especially during the 1970s and 1980s. We recall that the XBT bias has been attributed to erroneous reported depths of the profiles (Gouretski and Koltermann 2007). The bias thus affects isotherm depths directly. Understandably, the assimilation of data with the XBT correction of Wijffels et al. (2008) strongly impacts the evolution of Diso14. In particular, it suppresses the enhanced Diso14 deepening between 1970 and 1980, resulting in a damped Diso14 variability from 1970 to the late 1990s. The Diso14 weak variability exhibited by ECMWF_update in the Pacific basin confirms that there is no clear influence of volcanic forcing in the isotherm depth time series. As a result of the reduced Diso14 deepening, the XBT corrections also clearly modify the T250m time series. Whereas the T250m variable as seen by the ECMWF and MEAN products warms gradually between 1970 and 1980, ECMWF_update exhibits a strong cooling centered around 1975. Consistency between the T250m and SST is then increased and the strong SST cold episode during 1974–1976 in the Pacific and Indian Oceans also manifests itself in a reduced upper ocean heat content. Correlations between global T250m and SST time-series equal 0.85 and 0.97 when computed over the 1965–2005 period using ECMWF and ECMWF_update respectively. Between 1970 and 1980, the effect of the XBT corrections for Tiso14 opposes the one for T250m. At the global scale, the ECMWF_update anomalies in Tiso14 are slightly warmer than the ECMWF anomalies. This difference arises mainly from the Pacific basin. A possible mechanism for Tiso14 warming associated with Diso14 shallowing is related with an increased stratification which would reduce the vertical mixing and consequently warms the surface layers. Despite a few Tiso14 differences between ECMWF and ECMWF_update, the XBT corrections affect less this variable than the two others. This suggests that Tiso14 is relatively immune to the XBT bias even in the assimilation products.

The assimilation of XBT bias-corrected data also clearly affects the upper ocean evolution at the end of the estimation period. Whereas the effect on Diso14 varies from one basin to one other (shallowing in the Atlantic and Indian basins, and deepening in the Pacific basin), the corrections enhance the T250m warming after 2000 in all the basins. T250m warming associated with Diso14 shallowing may be the result of an increased warming near the

surface, together with an increased stratification at depth. However those results need to be taken with caution, as examination of local changes in Diso14 and T250m show that the spatial patterns are very contrasted (not shown). On the contrary, the effect of the XBT corrections between 1970 and 1980 is very consistent across different regions (not shown). Moreover, over the last decade, the effect of the XBT correction is mixed with the effect of altimeter data assimilation. Comparison between the MEAN and ECMWF curves suggests two effects of the introduction of altimeter data. First, Diso14 deepens inducing an enhanced T250m warming. This could be explained by a pushing down of the water column (i.e. a vertical displacement without any change in the stratification) resulting from the Cooper and Haines (1996) scheme used for assimilation of altimeter in the ECMWF system. This scheme translates sea level changes into vertical displacement of the water column (Vidard et al. 2009). Second, the warming in Tiso14 is reduced, which is not straightforward to understand. As the vertical displacement of the profiles by the assimilation of altimeter data is local in space and time, explaining the global effect (average in space and time) is not immediate. One possibility is that although in principle the altimeter only moves the water column up or down, the cumulated effect leads to additional vertical mixing, which might produce a stretching down of the water column (i.e. a vertical displacement leading to a reduced stratification). If the cold subsurface layers stretch more than the warm surface layers, it results in a Tiso14 cooling. This additional mixing may or may not be realistic. In order to confirm this hypothesis, we have compared the ECMWF product with an experiment based on the same model and assimilation system, but without altimeter data, as described in Balmaseda et al. (2007) (not shown). The comparison confirms that the assimilation of altimeter data indeed deepens the equatorial thermocline and cools the waters above the thermocline.

3.2 Linear trends

In terms of linear trends, the direct and fast response of SST to atmospheric changes results in a large warming trend of 0.14°C per decade at the global scale (Table 6). Understandably, due to the strong heat capacity of the ocean, the integrated Tiso14 and T250m trends exhibit smaller amplitudes. We first look at trends computed from analyses for which no XBT correction is applied. In all the basins, both T250m and Tiso14 EN3-OA trends are contained within the spread of the reanalyses trends (Table 3). Tiso14 is effective in filtering out the decadal variability, resulting in a trend analysis with larger signal to noise ratio than if using T250m, in all the basins. The trends in Tiso14 and T250m are of the same order of magnitude in the

Pacific and Indian basins. On the contrary, the trends in T250m almost double the trends in Tiso14 in the Atlantic basin (Tables 3, 4). For both EN3-0A and the reanalyses, the Atlantic T250m trend is a clear outlier whereas Tiso14 shows more uniform trends across the three ocean basins. This is consistent with Palmer et al. (2007) who explain the emergence of a spatially uniform Tiso14 trend by the reduction of the variability associated with local dynamical effects (at the basin scale). Indeed the strong T250m warming in the Atlantic basin is associated with marked Diso14 deepening (Table 5). For all the products, the global Diso14 deepening trends clearly arise from the Atlantic basin, while there are weak trends in the two other basins. The global Diso14 deepening found by Palmer and Haines (2009) is greater than one exhibited by EN3-OA. By far, this difference comes from the Atlantic trends, the one found by Palmer and Haines (2009) being about three times greater. As there is no infilling in the observations study of Palmer and Haines (2009), the well-sampled North Atlantic strongly influences their entire Atlantic and global-mean time series. Causes for the marked recent Diso14 deepening in the North Atlantic are investigated in Sect. 4. Interestingly, for the three variables, the Atlantic Ocean appears to be the basin with the strongest trend and weakest decadal variability, whereas the Indian Ocean is the basin with the strongest decadal variability and weakest trend.

ECMWF_update time series show that whereas the XBT corrections have little impact on the Tiso14 trend, it clearly increases the warming in T250m. Note however the strong dependence of the linear trend on the period chosen for the computations. Since the XBT correction induces a cooling period around 1965, it results in an increased linear trend when computed from 1965 to 2005. At the global scale, the T250m trend ranges from 0.070°C per decade (ECMWF) to 0.095°C per decade (ECMWF_update); i.e. a 34% increase. However, when computed over the 1960–2005 period, the ECMWF_update trend (0.067°C per decade) is only 24% larger than the ECMWF trend (0.054°C per decade). Another limitation of the trend calculation is to assume that the change is linear over time. Yet, Figs. 3 and 4 show that the upper ocean heat content time evolution varies among the different basins with an earlier warming of the Indian and Atlantic oceans. In the next section, we attempt to isolate the upper ocean temperature change due to anthropogenic forcing. Instead of using linear trend diagnostics, we use the regression methodology described in Sect. 2.3.

4 Causes and spatial patterns of upper-ocean temperature changes

Figure 5 illustrates the temporal pattern (denoted by μ) we use as index characterizing the response of the climate

system due to anthropogenic forcing. The μ patterns are computed, as described in Sect. 2.3, from nine CMIP3 AOGCMs. Over the whole period, the only external forcings prescribed to the selected AOGCMs are the anthropogenic ones. However, discrepancies between the models may arise from the range of anthropogenic forcings that are taken into account. In particular, the indirect effect of anthropogenic aerosols and the land use effect are not implemented by the same way in all AOGCMs. Such discrepancies probably explain a large part of the differences between the shapes of the curves shown Fig. 5. Nevertheless, the μ patterns obtained for each individual AOGCM all present the same general shape with a gradual warming culminating in a rapid increase of Tiso14 over the last 50 years. In the following, we only use the Multi-Model μ temporal pattern computed as the mean of the nine μ patterns obtained from individual CMIP3 AOGCMs. It shows a Tiso14 increase of 0.35°C over the whole period, with about plus 0.20°C occurring between 1965 and 2005.

4.1 Anthropogenically forced signal

Figures 6 and 7 illustrate the changes in Tiso14, T250m and Diso14, associated with the Multi-Model temporal pattern μ between 1965 and 2005. These figures are qualitatively consistent with Fig. 2 of Palmer et al. (2007) exhibiting linear trend maps. The spatial pattern for T250m changes presents common features with other fixed depth mean temperature analyses (Carton and Santorelli 2008; Bindoff et al. 2007). The Tropical Atlantic is dominated by a warming pattern, while the Pacific basin presents more contrasted changes with a warming in the subtropics and a cooling in the central and western equatorial regions. As noted by Palmer et al. (2007), T250m changes are related with changes in Diso14. In the Atlantic basin, the strong warming around 30°N is associated with isotherm deepening (Fig. 7), suggesting a net accumulation of heat in this region over the 1965–2005 period. In the Pacific basin, T250m cooling occurs with Diso14 shallowing, which indicates changes in both the east–west tilt and mean depth of the Pacific equatorial thermocline. In the ENSEMBLES reanalyses, these changes have been shown to be related with changes in the surface wind stress (Balmaseda et al. 2008a). In the western part of the basin, isotherm shallowing arises from a weakening of the equatorial easterlies over the last five decades. This is consistent with the observed reduction of the Walker circulation, related at least partially to anthropogenic forcing (Vecchi et al. 2006). This effect is combined with an off-equatorial intensification of the trades leading to increased divergence either side of the equator and increased convergence at around 15°N in the upper ocean. As a result, heat is

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

Table 4 Linear trend and amplitude of the decadal variability of the T250m time series, as seen by the MEAN (bold), EN3-OA, ECMWF and ECMWF_update products, over the period 1965–2005, in individual basins

Basins	T250m trend (°C per decade)				T250m decadal variability amplitude (°C)			
	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update
Global	0.051	0.057	0.070	0.095	0.047	0.037	0.037	0.038
Atlantic	0.101	0.099	0.126	0.140	0.040	0.039	0.036	0.037
Pacific	0.036	0.045	0.049	0.077	0.062	0.049	0.055	0.054
Indian	0.037	0.041	0.052	0.082	0.070	0.066	0.067	0.071

Table 5 Linear trend and amplitude of the decadal variability of the Diso14 time series, as seen by the MEAN (bold), EN3-OA, ECMWF and ECMWF_update products, over the period 1965–2005, in individual basins

Basins	Diso14 trend (m per decade)				Diso14 decadal variability amplitude (m)			
	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update	EN3-OA	MEAN	ECMWF	ECMWF-update
Global	0.57	1.03	2.05	1.88	1.52	1.43	1.46	1.00
Atlantic	2.85	3.23	4.37	3.05	1.64	1.49	1.60	1.88
Pacific	−0.11	0.17	0.89	1.55	1.55	1.60	1.67	2.00
Indian	0.45	0.90	1.83	1.20	2.23	1.99	2.36	1.91

Table 6 Linear trend and amplitude of the decadal variability of the SST time series computed from the HadSST2 dataset, over the period 1965–2005, in individual basins between 437.5°S and 37.5°N

Basins	SST trend (°C per decade)	SST decadal variability amplitude (°C)
Global	0.140	0.063
Atlantic	0.138	0.082
Pacific	0.133	0.072
Indian	0.154	0.080

exported from the equator towards 15°N/S. This effect appears clearly in the reanalyses which show maximum warming around 15°N/S, contrasting with the equatorial cooling. Results are somewhat different for the EN3-OA product which mostly exhibits T250m warming in the central equatorial Pacific area. However, EN3-OA does show significant marked warming around 15°N/S and is consistent with the reanalyses in terms of Diso14 change. In the central equatorial region, the observation coverage is very sparse before 1980 (Fig. 1). Whereas the analysis independent of any numerical model is thus strongly influenced by the climatology, the subsurface ocean temperature evolution as seen by the reanalyses is dynamically consistent with the changes in the surface wind stress. Consequently, we suggest that the central Pacific cooling exhibited by the reanalyses is robust. Nevertheless, the question remains whether the ERA-40 surface winds used to force both the ENSEMBLES and SODA reanalyses overestimate the recent changes in the tropical Pacific circulation. In the Indian Ocean, warming dominates,

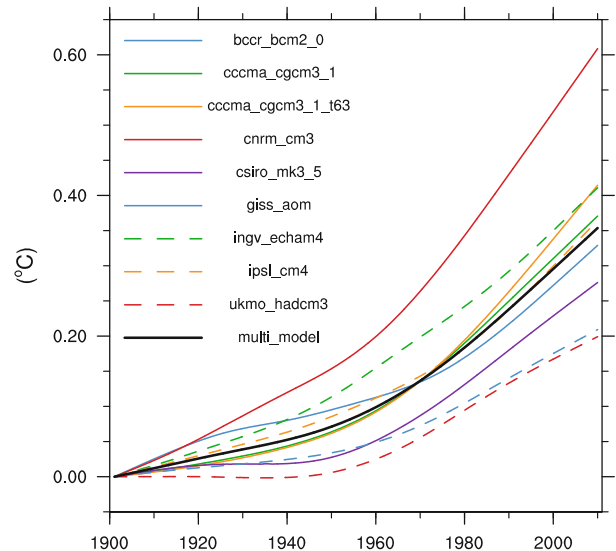


Fig. 5 Temporal pattern μ evaluated from the CMIP3 models. The figure represents the obtained smooth patterns as a function of time, using the year 1901 as a reference

except around 10°S where T250m cooling is produced by mechanisms similar to those described in the Pacific basin (Balmaseda et al. 2008a). The SODA product exhibits the widest cooling zone. Carton and Santorelli (2008) have already noticed that this reanalysis shows a very pronounced cold anomalies in the eastern part of the Indian basin. Figure 6 shows that the SODA T250m cooling is linked with a particularly marked isotherm deepening in the Indian Ocean. Differences between the SODA and others reanalyses changes are reduced for Tiso14.

In general, the spatial structure of the Tiso14 changes is smoother than the spatial structure in T250m and Diso14, shows more uniform pattern, and seems more consistent between reanalysis products. The spatial patterns of T250m and Diso14 are more complex, since they are affected by local heat storage and redistribution of heat due to changes in the ocean circulation. The dispersion among reanalyses is larger in these two variables. Although the cooling in the equatorial Pacific and southern Indian oceans appears to be robust, there is some uncertainty about its magnitude and the east–west gradients. In the Atlantic basin, the ECMWF and ECMWF_updated reanalyses exhibit stronger T250m warming and Diso14 deepening than other products. This result may suggest that the warming is penetrating deeper over time, and so causing the depth of the 14°C isotherm to increase. This may be due to the weaker relaxation to climatology used in the ECMWF reanalyses. Another possibility is that the strong changes in T250m and Diso14 shown by those two products are linked with the introduction of altimeter data which pushes down the water column. Spatial correlations between the change in Diso14 and the pattern of the differences in changes between Tiso14 and T250m (not shown) are indicated in Fig. 7. Most of them are in the range 0.6–0.7, smaller than the 0.77 correlation found by Palmer et al. (2007). The difference between Tiso14 and T250m trends, together with the resemblance between T250m and Diso14, would suggest that changes in the upper ocean heat content can not be explained without considering changes in the global ocean circulation. Finally, the strong similarity between the Tiso14 change patterns as seen by ECMWF and ECMWF_updated confirms that Tiso14 is not very sensitive to the XBT bias. Impact of the XBT corrections is more noticeable in T250m change maps. For example, the ECMWF_update change map exhibits more intense warming around 10°N in the Atlantic and in the eastern Pacific basins. Note however that in general, the two analyses show very similar patterns of change. A possible explanation is that the corrections are mostly applied as a function only of depth and time (Wijffels et al. 2008) and thus have a small impact on the local changes. This result is consistent with Carson and Harrison (2010) who find that the strength and spatial patterns of regional interdecadal variability, at the sub-basin to basin scales, are unaffected by the application of bias correction to the XBT fall rates.

4.2 Signature of internal variability modes

Once the anthropogenic forced signal has been isolated, we can interpret the residual as an estimate of the recent upper ocean temperature internal variability. Here we choose to focus on the signature of the two following low-frequency internal modes: the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO)

(Power et al. 1999), in the Pacific and Indian Ocean basins and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Kerr 2000) in the Atlantic Ocean. The IPO index corresponds to the standardized PC time series associated with the first EOF of the SST internal variability in the Pacific basin between 40°S and 60°N. The AMO index is the standardized time series of the area weighted SST internal variability in the Atlantic basin between 0° and 60°N. SST data are from the ERSST2 dataset (Reynolds et al. 2002). To compute internal variability, we first constructed a CMIP3 Multi-Model temporal pattern characterizing the response of the SST to anthropogenic forcing. This pattern is obtained by applying the procedure described in Sect. 2.3 to the global 10-year low-pass filtered monthly SST from the nine CMIP3 AOGCMs listed Table 2, and by averaging the nine resulting curves. The regression of the observed SST on this temporal pattern can be considered as an estimate of the SST spatial change associated with the anthropogenic forcing. The SST internal variability we use here corresponds to the regression residual.

The IPO explains about 30% of the total variance of the internally varying SST in the Pacific basin between 1901 and 2009 (not shown). The north Pacific part of the pattern is known as the Pacific Decadal Oscillation (Mantua et al. 1997). Over the whole period, the IPO index exhibits multi-decadal oscillations (Fig. 8). Between 1965 and 2005, we note two sharp transitions from negative to positive phase in the mid-1970s (transition often referred to as the 1976 Pacific climate shift), and from positive to negative phase around 2000. In the North Atlantic basin, SST also displays internal variability on multi-decadal time scales. The AMO index exhibits cold anomalies during the periods 1900–1920 and 1970–1990 with an intervening warmer period during 1940–1960. Over the period of interest (1965–2005), the AMO index is mainly negative and transitions to positive phase in 2000.

During positive phases of the IPO, the three variables (Tiso14, T250m and Diso14) exhibit a meridional tripole structure very similar between all products (Fig. 9). In the eastern part of the tropical Pacific and in the western and central Indian Ocean, Diso14 deepens which induces accumulation of heat leading to warm T250m anomalies. On the contrary, around the Maritime Continent, isotherms shallow, leading to cold T250m anomalies. In the Pacific basin, the IPO then entails thermocline vertical displacements which are captured by the T250m variable. The IPO spatial signature in T250m is very similar to the one in SST described in several studies (e.g. Power et al. 1999; Parker et al. 2007; Meehl et al. 2009). It is interesting to compare changes in the Pacific equatorial thermocline depth due to anthropogenic forcing and due to the IPO mode. The former mostly exhibit uniform zonal structure with Diso14 deepening in subtropical regions and shallowing at the

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

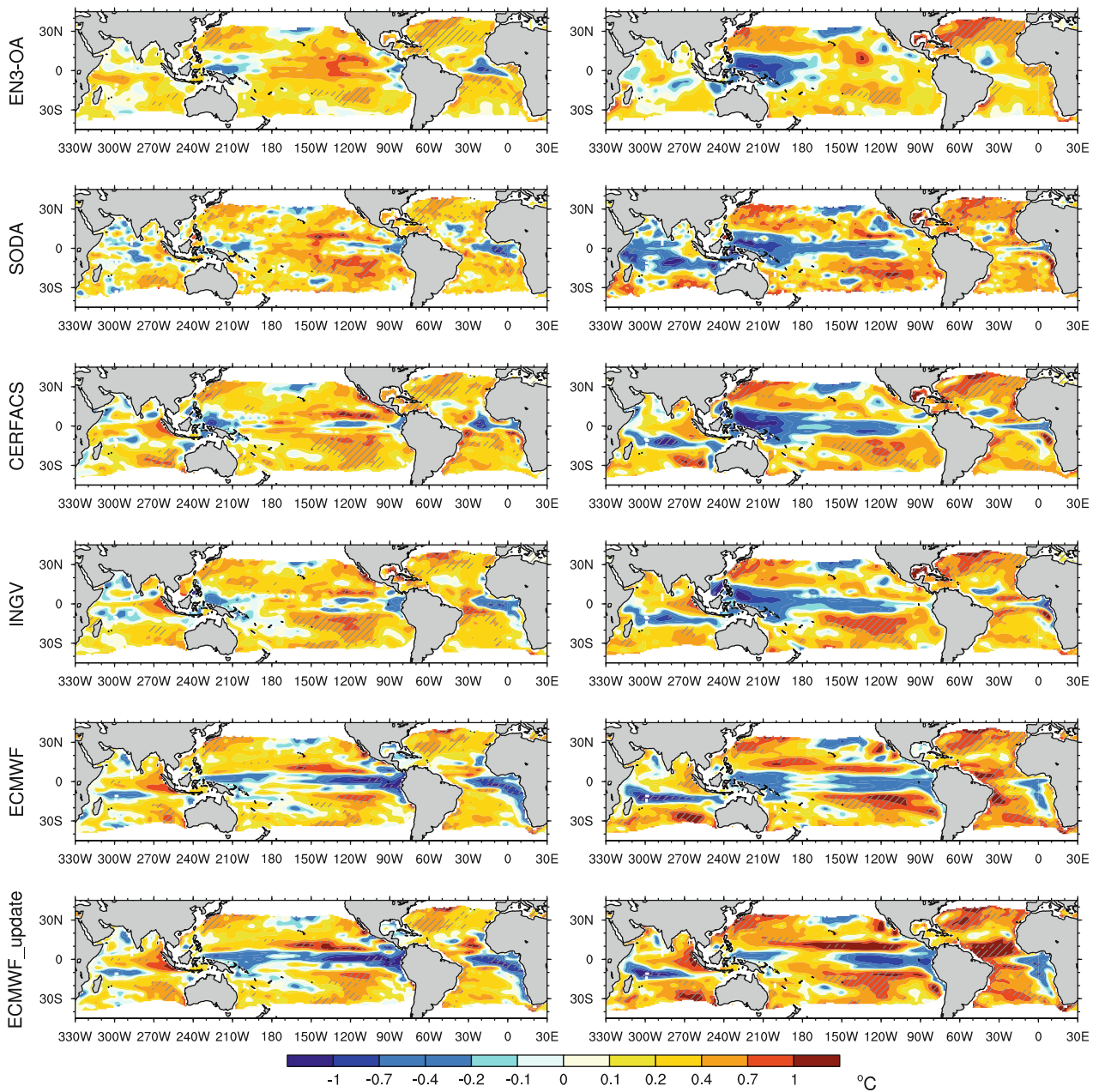


Fig. 6 Changes (δ in $^{\circ}\text{C}$) in Tiso14 (*left*) and T250m (*right*) associated with the Multi-model μ temporal pattern, as seen by EN3-OA, SODA, CERFACS, INGV, ECMWF, and ECMWF_update, estimated over the 1965–2005 period. A simple nine point local smoothing has been applied to remove some of the grid-scale noise.

Gray hatching indicates that the regression is significantly different from zero at the 95% level [Student's t test with six degrees of freedom, corresponding to the number of months (492) divided by the cutoff frequency of the filter (60) minus two]

equator, except off the American coast. The latter present opposite behavior in the western and eastern part of the Pacific basin, associated with fluctuations in the east–west tilt of the thermocline (with a reduction of the mean tilt during the IPO positive phase). Consequently, the T250m changes related to the IPO oppose the ones related to anthropogenic forcing in the western subtropical regions

and along the equator, between 150°W and 120°W (with the exception of the EN3-OA dataset which does not show any central Pacific equatorial cooling, as commented previously). In the rest of the Pacific basin, similar changes (in terms of sign) arise from the IPO and the anthropogenically forced response. Such a similarity has already been suggested by Meehl et al. (2009) who identify elements of the

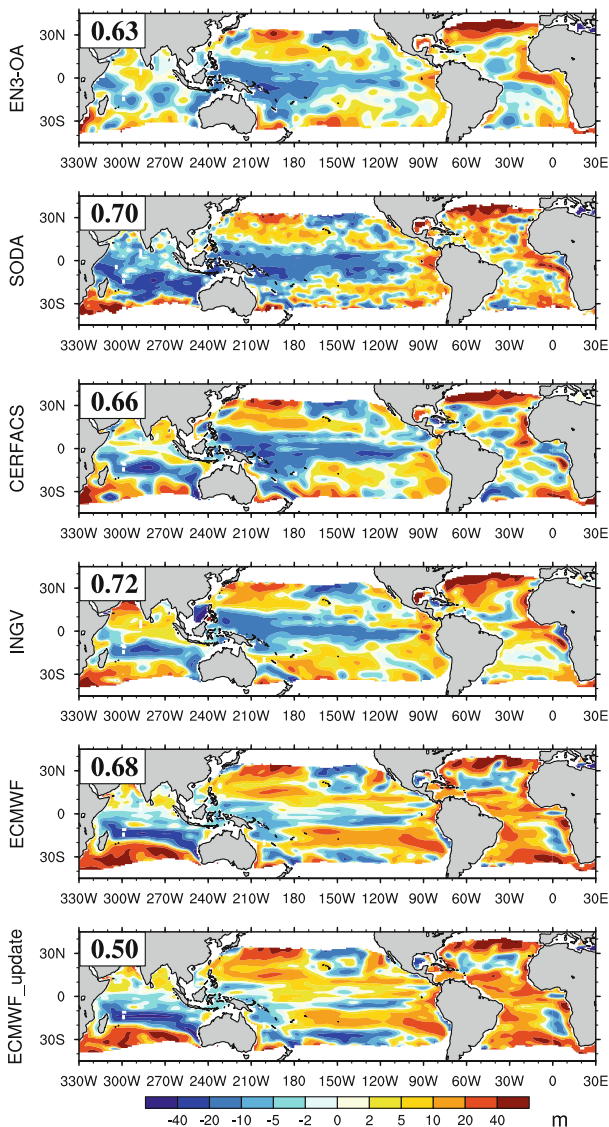


Fig. 7 Changes (δ in m) in the 14°C isotherm depth associated the Multi-model μ temporal pattern, as seen by EN3-OA, SODA, CERFACS, INGV, ECMWF, and ECMWF_update, estimated over the 1965–2005 period. A simple nine point local smoothing has been applied to remove some of the grid-scale noise. Spatial correlations between the change in Diso14 and the pattern of the differences in changes between Tiso14 and T250m are indicated for each product

SST IPO pattern present in both forced and unforced simulations from a coupled global climate model. While the sign of Tiso14 anomalies associated with the IPO signature is very consistent with the one of T250m anomalies, the intensity is clearly reduced. This result again illustrates the Tiso14 ability to filter out dynamical effects. Differences between the IPO signature as seen by the different products are not significant for Tiso14. In particular, no impact of the XBT correction is visible and we notice no discrepancy between the two reanalyses which assimilate

altimeter data and the other products. The T250m spatial structures associated with the IPO are also very similar to each other, but the amplitude of the T250m anomalies slightly varies between products. It seems that the XBT correction enhances the T250m warm anomalies in the eastern Pacific basin.

In the Atlantic basin, strong T250m anomalies associated with the AMO index (Fig. 10) are also shown by ECMWF_update. This is not surprising, as the AMO index is computed from SST which is not prone to XBT bias. The similarity between the surface and sub-surface is then reinforced in the reanalysis which assimilates corrected profiles. A similar result has already been noted in Fig. 4. Reduction of Tiso14 anomalies associated with the AMO mode, compared with T250m anomalies is not as clear as for the IPO mode. It is probably because the dynamical link between vertical isotherm motions and the AMO mode is not as clear as it is with the IPO mode. The comparison of Tiso14 and T250m spatial patterns associated with the AMO reveals significant discrepancies. For example, in the central Atlantic basin, between 10° and 15°N, the EN3-OA product shows warm Tiso14 anomalies contrasting with cold T250m anomalies. Despite differences among products and variables, the AMO signature in the upper ocean roughly displays cold anomalies in the south-western and north-western parts of the basin, as well as around the equator. Warm anomalies appear along the African coast, extending westwards around 10°S, and in a large band from Morocco to the Caribbean sea. In the Northern Hemisphere, opposite patterns between the eastern and western regions may be related to the westward propagation of subsurface temperature anomalies associated with the AMO, as noted by Frankcombe et al. (2008). While a new anomaly is spreading in the north tropical eastern Atlantic basin, an anomaly of opposite sign from the previous oscillation phase would remain in the north-western part of the basin. While in terms of SST, the AMO and anthropogenic signature are both dominated by a widespread warming in the North Atlantic basin (Kerr 2000), the subsurface AMO signature clearly differs from the one of anthropogenic changes. Note the exceptions of the eastern and central subtropics of the North Atlantic ocean where both signatures show a recent warming of the upper ocean associated with isotherm deepening. This result is consistent with the ocean model study of Marsh et al. (2008) which concludes that the recent warming in the North Atlantic basin is both related to net surface heat fluxes and to ocean advection of heat, the latter been closely associated with the Atlantic Meridional Ocean Circulation (AMOC) variability in the tropical and subtropical regions. Joint variability in the strength of the AMOC and an AMO-like pattern of surface temperature variability has previously been demonstrated in the coupled ocean-atmosphere

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

Fig. 8 Time series of the IPO index (left) and the AMO index (right) from 1901 to 2009

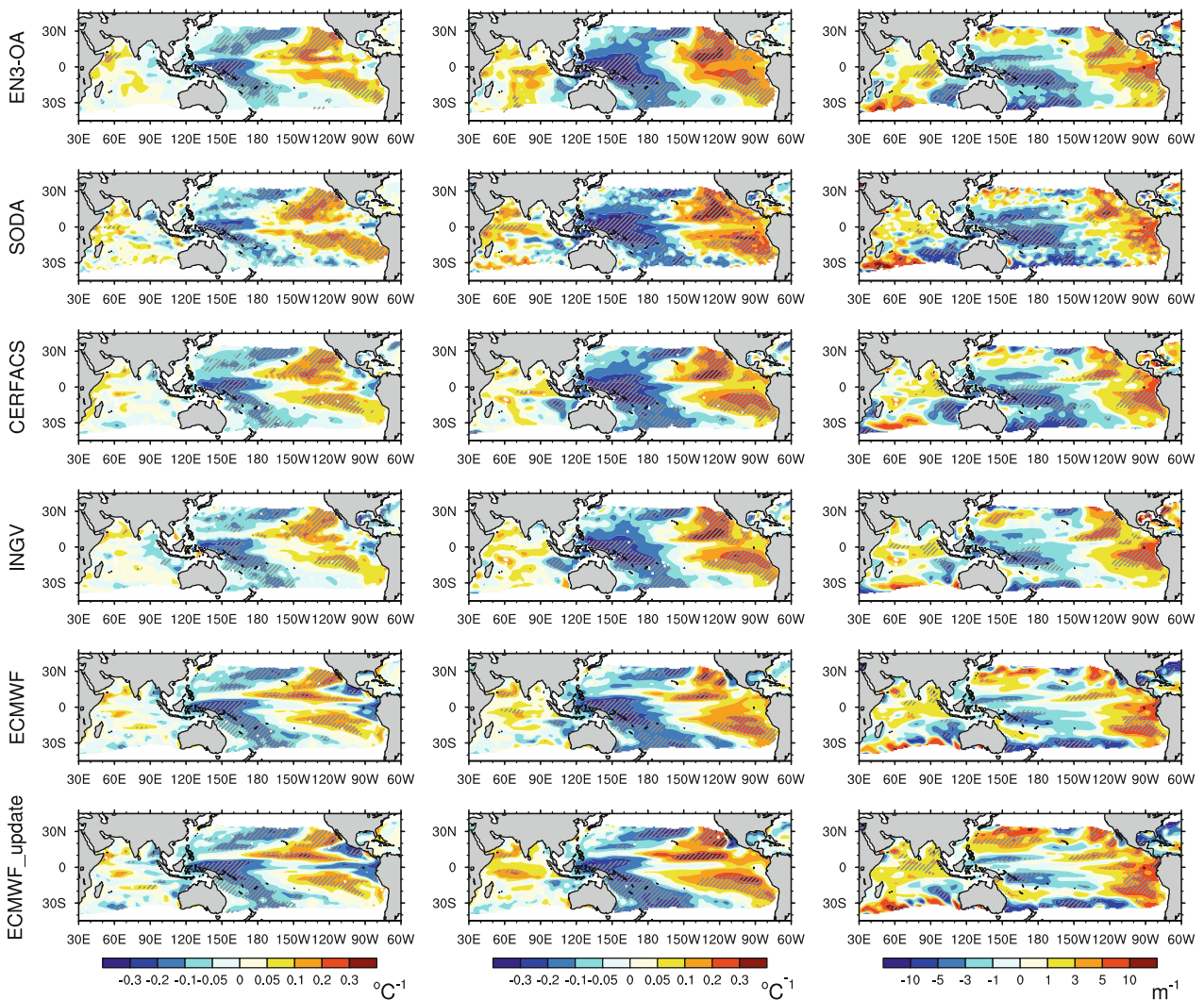
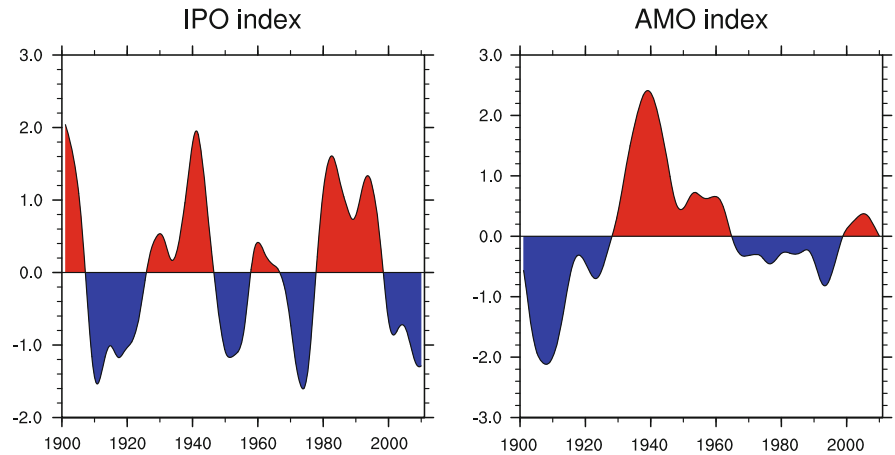


Fig. 9 Regression of the internal variability of the 5-year low-pass filtered monthly anomalies of Tiso14 (left), T250m (center) and Diso14 (right), on the IPO index, as seen by EN3-OA, SODA, CERFACS, INGV, ECMWF, and ECMWF_update, computed over

the 1965–2005 period. A simple nine point local smoothing has been applied to remove some of the grid-scale noise. Gray hatching indicates that the regression is significantly different from zero at the 95% level (Student's t test with six degrees of freedom)

model study of Knight et al. (2005). The latter, consistent with previous studies (e.g. Enfield et al. 2001), also suggested that the AMO is currently at or near a peak and likely to diminish thereafter (Knight et al. 2005), thus partially offsetting expected Northern Hemisphere warming. On the contrary, our AMO index (together with other studies; e.g. Trenberth and Shea 2006; Parker et al. 2007; Ting et al. 2009), suggests that positive phase of the AMO has just started over the last years. The AMO may thus reach its peak amplitude in the coming years, increasing even further north Atlantic upper ocean warming. Differences in the temporal properties of the AMO index arise from the method used to remove the influence of global warming. Whereas the former studies remove a local linear trend from the data, the others use larger-scale global signals as proxy for the anthropogenically forced signal.

5 Summary and conclusions

This paper has examined the recent evolution of the mean temperature above the 14°C isotherm in the global ocean, as viewed by five model-based reanalyses and a model-independent objective analysis. The most recent reanalysis assimilates data with new time-varying XBT bias corrections Wijffels et al. (2008). We define the MEAN reanalysis as the average of the four other reanalyses, whose global spread is always lower than 0.04°C. Over the 1965–2005 period, the MEAN reanalysis exhibits a global warming trend of 0.045°C per decade superimposed with decadal variability of 0.028°C standard deviation. Results are very similar for the model-independent objective analysis with a global trend of 0.046°C per decade and decadal variability of 0.030°C standard deviation. In all the basins, the trend of the objective analysis is contained within the spread of the reanalyses trends. Spatially, estimated change associated with anthropogenic forcing is largely dominated by a warming pattern. For most products, cooling zones are limited to small patches in the equatorial band, in the central Pacific around 30°N, and along the African west coast. In a few regions, the anthropogenically forced signal may have been reinforced by internal variability associated with the AMO and IPO. In the Pacific basin (in the western equatorial region and in an area centered around 30°N and 140°W,) both IPO and anthropogenic related changes exhibit cooling patterns. On the contrary, both contributions lead to upper ocean warming in the southern subtropical Pacific. In the North Atlantic basin, the positive AMO phase may also have reinforced the recent warming. With the exception of those regions, the signature of the AMO and IPO internal variability modes differs clearly from the anthropogenically forced signal. The question remains whether there are other

important internal decadal variability modes not included in this analysis which can project onto the signature of the long-term changes.

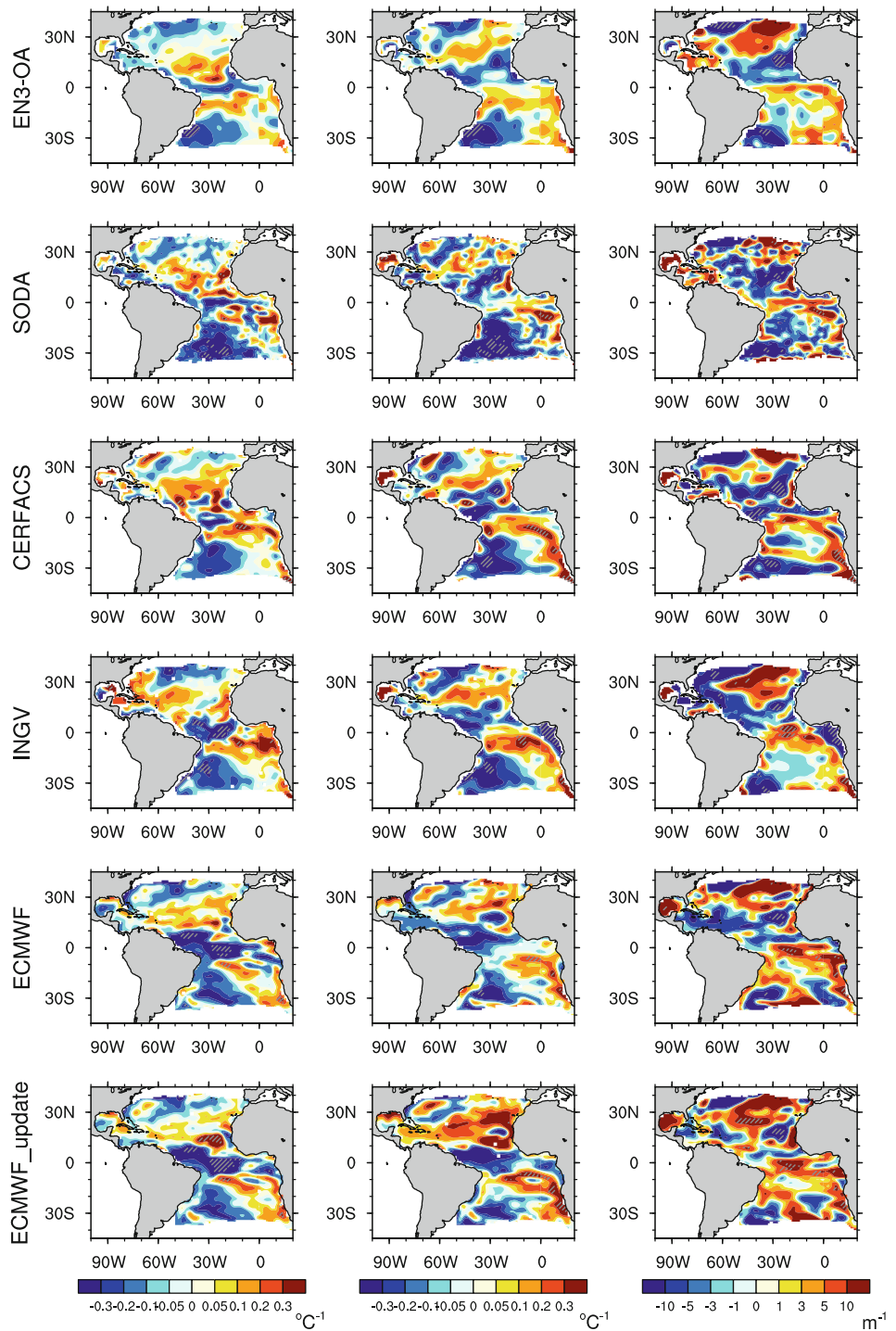
The recent evolution of Tiso14 has been compared with the one of the 250 m mean temperature. Two major advantages of the Tiso14 analysis have been emphasized. First, it filters out temperature change due to vertical isotherm motion, associated both with internal variability and anthropogenic forcing. In the Pacific basin, internally varying isotherm depths are related to the IPO induced fluctuations in the east–west tilt of the thermocline. Anthropogenically forced isotherm motions result in long-term shallowing in the western and central equatorial Pacific and around 10°S in the Indian Ocean. On the contrary, isotherms deepen in the North Atlantic basin, suggesting a net accumulation of heat water in this region. The water balance between the Indian and Pacific low latitudes on the one hand, and the North Atlantic on the other hand may be related to changes in the AMOC (Palmer and Haines 2009). However, our 40-year period of study is too short to draw confident conclusions linked with the global ocean circulation on secular time scales and to determine whether the long-term circulation changes are wind or thermo-haline driven.

The second advantage of Tiso14 is that it is not very sensitive to the XBT bias fall-rate. Our results show that the impact of the XBT's bias on the spatial pattern of change is quite weak. On the contrary, this bias is a major source of uncertainty for the time evolution of a mean temperature above a fixed depth. The main impact of the XBT correction is the suppression of the accentuated warming between 1970 and 1980, inducing a 34% increase in the T250m trend computed over 1965–2005. Our result is consistent with Domingues et al. (2008) who examine the ocean upper 300 m in an objective analysis based on the EN3 profiles after applying the correction by Wijffels et al. (2008). They found an ocean warming trend about 50% larger than previous estimates (Levitus et al. 2005). Nevertheless, other groups obtain different results using different XBT bias corrections (Ishii and Kimoto 2008; Levitus et al. 2009). The main difficulty in resolving the XBT bias seems to be the lack of accurate metadata, with approximately half of XBTs being of unknown type (Palmer et al. 2010). Research is still underway to establish a consensual correction.

Beyond the issue of the XBT bias, the intercomparison of different ocean analyses allows us to identify other uncertainties associated with the recent upper ocean temperature evolution. The consistency between the observations and the reanalyses results, as well as the spread among the reanalyses, has been used as a simple estimate of ocean state uncertainties. We found that at the end of the estimation period, introduction of altimeter data within the

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

Fig. 10 Regression of the internal variability of the 5-year low-pass filtered monthly anomalies of Tiso14 (left), T250m (center) and Diso14 (right), on the AMO index, as seen by EN3-OA, SODA, CERFACS, INGV, ECMWF, and ECMWF_update, computed over the 1965–2005 period. A simple nine point local smoothing has been applied to remove some of the grid-scale noise. Gray hatching indicates that the regression is significantly different from zero at the 95% level (Student's t test with six degrees of freedom)



assimilation scheme is responsible for the ECMWF divergence from the other ENSEMBLES reanalyses. Although it is clear that altimeter assimilation has a noticeable effect in the ocean heat thermal structure, and therefore in the representation of ocean heat content trends, it is not easy to say if it produces a more reliable estimation. Therefore, the impact of assimilation on the ocean

heat content signals deserves more attention. We would like to underline the limits of such an intercomparison exercise. When possible, we have attempted to propose reasons for the origin of the discrepancies. However, identifying the detailed causes remains difficult. Indeed, many factors can be involved such as model errors, problems associated with the assimilation systems and/or with

the atmospheric forcings, biases and scarcity of the observations. Within the ENSEMBLES reanalyses, while the atmospheric forcing fields and the assimilated observations used are the same, the number of possible causes for discrepancies is reduced. Nevertheless, their clear understanding would require additional intercomparison studies currently planned within the Climate Variability and Predictability (CLIVAR) Global Synthesis and Observations Panel (GSOP) (Stammer 2006).

In general, the results presented here on the comparison of Tiso14, T250m and Diso14 support the findings of Palmer et al. (2007). The use of reanalyses, as a dynamically based means of combining the in situ observations with the best available estimates of forcing fields, makes it possible to extend the Tiso14 analysis in the data sparse region. Moreover, we argue that the regression based method presented here allows an optimal separation of the anthropogenically forced changes from internal variability. Future work will require determining whether the temporal pattern characterizing the anthropogenic climate change (μ) is significantly contained in the observations and reanalyses, by using a statistical test developed by Ribes et al. (2009). This next step will constitute a detection study of climate change in the upper ocean. In order to carry out the detection study on a larger latitude domain, careful examination of the appropriate variable to examine will be needed. For example, using the temperature integrated throughout the mixed layer depth could present the same advantage as Tiso14 as a dynamical filter, but without the need to exclude the high latitudes.

Acknowledgments The ENSEMBLES data used in this work was funded by the EU FP6 Integrated Project ENSEMBLES (contract number 505539) whose support is gratefully acknowledged. In particular, the authors thank Philippe Rogel for his assistance and advice with the reanalyses. The SODA data were obtained from the IRI/LDEO Climate Data Library Web site (<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/CARTON-GIESE/SODA/v2p0p2-4/>). We are very grateful to Simon Good who provided the EN3_v2a version of the ENACT/ENSEMBLES quality-controlled dataset, and Matthew Palmer who provided the code we used to filter the data. We acknowledge the modeling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their roles in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support of this dataset is provided by the Office of Science, U.S. Department of Energy. We thank Gilles Reverdin, Thierry Delcroix, Sophie Cravatte and Gael Alory for stimulating discussions on this work, and anonymous reviewers whose comments helped to improve this manuscript. The figures were produced with the NCL software developed at NCAR.

References

- AchutaRao K, Ishii M, Santer B, Gleckler P, Taylor K, Barnett T, Pierce D, Stouffer R, Wigley T (2007) Simulated and observed variability in ocean temperature and heat content. *Proc Natl Acad Sci* 104:10768–10773
- Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P, Nelkin E (2003) The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J Hydrometeorol* 4:1147–1167
- Balmaseda M, Anderson D, Vidard A (2007) Impact of argo on analyses of the global ocean. *Geophys Res Lett* 34:L16605. doi: [10.1029/2007GL030452](https://doi.org/10.1029/2007GL030452)
- Balmaseda M, Anderson D, Molteni F (2008a) Climate variability from the New ECMWF Ocean Reanalysis ORA-S3. Third WCRP international conference on reanalysis. <http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/Workshops/Reanalysis2008/abstract.html>
- Balmaseda M, Vidard A, Anderson D (2008b) The ECMWF ocean analysis system ORA-S3. *Mon Wea Rev* 136:3018–3034
- Banks H, Wood R (2002) Where to look for anthropogenic climate change in the ocean. *J Clim* 15:879–891
- Barnett T, Pierce D, AchutaRao K, Gleckler P, Santer B, Gregory J, Washington W (2005) Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Sci Agric* 309:284–287
- Bellucci A, Masina S, Pietro PD, Navarra A (2007) Using temperature–salinity relations in a global ocean implementation of a multivariate data assimilation scheme. *Mon Wea Rev* 135:3785–3807
- Bindoff N, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Qur CL, Levitus S, Nojiri Y, Shum C, Talley L, Unnikrishnan A (2007) Observations: oceanic climate change and sea level. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Boyer T, Stephens C, Antonov J, Conkright M, Locarnini R, O'Brien T, Garcia H (2002) *World Ocean Atlas 2001*. In: Levitus (ed) *Salinity, NOAA Atlas NESDIS 50, vol 2*. U.S. Govt. Print. Off., Washington, DC, 176 pp
- Carson M, Harrison D (2010) Regional interdecadal variability in bias-corrected ocean temperature data. *J Clim* 23:2847–2855
- Carton J, Giese B (2008) A reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon Wea Rev* 136:2999–3017
- Carton J, Santorelli A (2008) Global decadal upper-ocean heat content as viewed in nine analyses. *J Clim* 21:6015–6035
- Church J, White N, Arblaster J (2005) Significant decadal-scale impact of volcanic eruptions on sea level and ocean heat content. *Nat Biotechnol* 438:74–77
- Cooper M, Haines K (1996) Data assimilation with water property conservation. *J Geophys Res* 101(C1):1059–1077
- Daget N, Weaver A, Balmaseda M (2009) Ensemble estimation of background-error variances in a three-dimensional variational data assimilation system for the global ocean. *Q J R Meteorol Soc* 135:1071–1094
- Davey M, Huddleston M, Ingleby B, Haines K, Le Traon P, Weaver A, Vialard J, Anderson D, Troccoli A, Vidard A, Burgers G, Leeuwenburgh O, Bellucci A, Masina S, Bertino L, Korn P (2006) Multi-model multi-method multi-decadal ocean analyses from the ENACT project. *CLIVAR Exch* 11:22–25
- De Mey P, Benkiran M (2002) A multivariate reduced-order optimal interpolation method and its application to the Mediterranean basin-scale circulation. In: Pinardi N, Woods JD (eds) *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*. Springer, New York

5.3 Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature?

- Delworth T, Ramaswamy V, Stenchikov G (2005) The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *Geophys Res Lett* 32:L24709. doi:[10.1029/2005GL024457](https://doi.org/10.1029/2005GL024457)
- Domingues CM, Church JA, White NJ, Gleckler PJ, Wijffels SE, Barker PM, Dunn JR (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nat Biotechnol* 453:1090–1094
- Enfield D, Mestas-Nunez A, Trimble P et al (2001) The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res Lett* 28:2077–2080
- Frankcombe L, Dijkstra H, von der Heydt A (2008) Sub-surface signatures of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys Res Lett* 35:L19602
- Gouretski V, Koltermann K (2007) How much is the ocean really warming?. *Geophys Res Lett* 34:L01610. doi:[10.1029/2006GL027834](https://doi.org/10.1029/2006GL027834)
- Hanawa K, Rual P, Bailey R, Sy A, Szabados M (1995) A new depth-time equation for sippican or tsk t-7, t-6 and t-4 expendable bathythermographs (xbt). *Deep Sea Res I* 42:1423–1451
- Hegerl G, Zwiers FW, Braconnot P, Gillett N, Luo Y, Orsini JM, Nicholls N, Penner J, Stott P (2007) Understanding and attributing climate change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Ingleby B, Huddleston M (2007) Quality control of ocean temperature and salinity profiles—historical and real-time data. *J. Mar. Syst.* 65:158–175
- Ishii M, Kimoto M (2009) Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying xbt and mbt depth bias. *J Oceanogr* 65:287–299. doi:[10.1007/s10872-009-0027-7](https://doi.org/10.1007/s10872-009-0027-7)
- Ishii M, Kimoto M, Kachi M (2003) Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon Wea Rev* 131:51–73
- Kerr R (2000) A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Sci Agric* 288:1984
- Kizu S, Yoritaka H, Hanawa K (2005) A new fall-rate equation for T-5 expendable bathythermograph (XBT) by TSK. *J Oceanogr* 61:115–121
- Knight JR, Allan RJ, Folland CK, Vellinga M, Mann ME (2005) A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys Res Lett* 32:L20708. doi:[10.1029/2005GL024233](https://doi.org/10.1029/2005GL024233)
- Knight J, Folland C, Scaife A (2006) Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys Res Lett* 33:L17706
- Le Traon P, Nadal F, Ducet N (1998) An improved mapping method of multisatellite altimeter data. *J Atmos Ocean Technol* 15:522–534
- Levitus S, Antonov J, Boyer T (2005) Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys Res Lett* 32:L02604. doi:[10.1029/2004GL021592](https://doi.org/10.1029/2004GL021592)
- Levitus S, Antonov J, Boyer T, Locarnini R, Garcia H, Mishonov AV (2009) Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys Res Lett* 36:L07608. doi:[10.1029/2008GL037155](https://doi.org/10.1029/2008GL037155)
- Lyman J, Good S, Gouretski V, Ishii M, Johnson G, Palmer M, Smith D, Willis J (2010) Robust warming of the global upper ocean. *Nat Biotechnol* 465:334–337
- Madec G, Delecluse P, Imbard M, Levy C (1998) OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. Notes du pôle modélisation, Institut Pierre Simon Laplace(IPSL), France
- Mann M, Emanuel K (2006) Atlantic hurricane trends linked to climate change. *Eos* 87:233–244
- Mantua N, Hare S, Zhang Y, Wallace J, Francis R (1997) A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull Am Meteorol Soc* 78:1069–1079
- Marsh R, Josey S, De Cuevas B, Redbourn L, Quartly G (2008) Mechanisms for recent warming of the North Atlantic: Insights gained with an eddy-permitting model. *J Geophys Res* 113:C04031. doi:[0148-0227/08/2007JC004096](https://doi.org/10.148-0227/08/2007JC004096)
- Meehl G, Hu A, Santer B (2009) The mid-1970s climate shift in the Pacific and the relative roles of forced versus inherent decadal variability. *J Clim* 22:780–792. doi:[10.1175/2008JCLI2552.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2552.1)
- Murphy J, Collins M, Doblas-Reyes F, Palmer T (2009) Development of ensemble prediction systems volume ENSEMBLE: climate change and its impacts: summary of research and results from the ENSEMBLE project. In: van der Linden P, Mitchell JFB (eds) *Met Office Hadley Centre. FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK*, 160 pp
- Palmer M, Antonov J, Barker P, Bindoff N, Boyer T, Carson M, Domingues C, Gille S, Gleckler P, Good S et al (2010) Future observations for monitoring global ocean heat content. *Proc OceanObs* 9:21–25
- Palmer M, Good S, Haines K, Rayner N, Stott P (2009) A new perspective on warming of the global ocean. *Geophys Res Lett* 36:L20709. doi:[10.1029/2009GL039491](https://doi.org/10.1029/2009GL039491)
- Palmer M, Haines K (2009) Estimating oceanic heat content change using isotherms. *J Clim* 22:4953–4969
- Palmer M, Haines K, Tett S, Ansell T (2007) Isolating the signal of ocean global warming. *Geophys Res Lett* 34:L23,610
- Parker D, Folland C, Scaife A, Knight J, Colman A, Baines P, Dong B (2007) Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *J Geophys Res* 112:D18115. doi:[10.1029/2007JD008411](https://doi.org/10.1029/2007JD008411)
- Power S, Casey T, Folland C, Colman A, Mehta V (1999) Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim Dyn* 15:319–324
- Rayner N, Brohan P, Parker D, Folland C, Kennedy J, Vanicek M, Ansell T, Tett S (2006) Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J Clim* 19:446–469
- Reynolds R, Rayner N, Smith T, Stokes D, Wang W (2002) An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J Clim* 15:1609–1625
- Ribes A, Azais J, Planton S (2009) A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Clim Dyn* 1–16. doi:[10.1007/s00382-009-0670-0](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0670-0)
- Smith R, Dukowicz J, Malone R (1992) Parallel ocean general circulation modeling. *Phys D* 60:38–61
- Stammer D (2006) Report of the 1st CLIVAR workshop on ocean reanalysis, 8–10 November 2004, Boulder USA. ICPO Publication Series 93 WCRP Informal Publication 9/2006
- Stephens C, Antonov J, Boyer T, Conkright M, Locarnini R, O'Brien T, Garcia H (2002) World Ocean Atlas 2001, vol 1: Temperature. In: Levitus S (ed) *NOAA Atlas NESDIS 49*. U.S. Government Printing Office, Washington, DC
- Sutton R, Hodson D (2005) Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Sci Agric* 309:115
- Thadathil P, Saran A, Gopalakrishna V, Vethamony P, Araligidat N, Bailey R (2002) Xbt fall rate in waters of extrem temperature: a case study in the antarctic ocean. *J Atmos Ocean Technol* 19:391–396
- Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li C (2009) Forced and internal twentieth-century SST Trends in the North Atlantic. *J Clim* 22:1469–1481

- Trenberth K, Shea D (2006) Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys Res Lett* 33:L12704
- Troccoli A, Källberg P (2004) Precipitation correction in the ERA-40 reanalysis. ERA-40 Project Report Series. 13
- Uppala S et al (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012
- Vecchi G, Soden B, Wittenberg A, Held I, Leetmaa A, Harrison M (2006) Weakening of tropical pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nat Biotechnol* 441:73–76. doi: [10.1038/nature04744](https://doi.org/10.1038/nature04744)
- Vidard A, Balmaseda M, Anderson D (2009) Assimilation of altimeter data in the ecmwf ocean analysis system 3. *Mon Wea Rev* 137:1393–1408
- Wijffels S, Willis J, Domingues C, Baker P, White N, Cronell A, Ridgway K, Church J (2008) Changing expendable bathythermograph fall-rates and their impact on estimates of thermohaline sea level rise. *J Clim* 21:5657–5672
- Wolff J, Maier-Reimer E, Legutke S (1997) The hambourg ocean primitive equation model. Technical report 18 German Climate Computer Center (DKRZ)

5.4 Résultats complémentaires : nouvelles analyses objectives et simulations CMIP3

Depuis la rédaction de notre article (Corre et al., 2010, Section 5.3 de ce manuscrit), plusieurs jeux d'observations de la température océanique ont été publiés, qui intègrent de nouvelles corrections des biais instrumentaux. Prenant acte de ces mises à jour, certains des diagnostics présentés Section 5.3 sont appliqués à quatre nouvelles analyses objectives. Les analyses notées WOA09 (Levitus et al., 2009) et IK09 (Ishii and Kimoto, 2009) couvrent respectivement les périodes 1955–2010 et 1945–2006. L'analyse EN3_OA_corr (communication personnelle de S. Good, MetOffice) est basée sur les profils EN3_v2a auxquels sont appliqués les corrections des XBTs développées par Wijffels et al. (2008). Elle couvre la période 1966–2009. Enfin, l'analyse Coriolis-Hamon (communication personnelle de M. Hamon, Ifremer), notée CH11_corr, et couvrant la période 1955–2009 est basée sur les données de la World Ocean Database 2005 (Levitus et al., 2005) auxquelles sont appliquées les corrections des XBTs développées par Hamon et al. (2011). Ces quatre produits diffèrent en premier lieu par leur traitement du biais des XBTs, basés sur quatre méthodes de corrections différentes. On peut néanmoins les regrouper en deux catégories : une première basée uniquement sur la correction de l'équation de chute des XBTs (Wijffels et al., 2008; Ishii and Kimoto, 2009) et une seconde qui ajoute une correction des températures mesurées (Levitus et al., 2009; Hamon et al., 2011). Pour deux des jeux d'observations (CH11_corr et EN3_OA_corr), nous disposons également des versions des jeux non corrigées (par "non corrigées", nous entendons "qui n'incluent pas de corrections des XBTs développées après la mise en évidence du biais chaud de ces données par Gouretski and Koltermann (2007)"). Ces deux versions sont respectivement notées CH11 et EN3_OA. Précisons que le produit EN3_OA est le même que celui utilisé dans Corre et al. (2010). La confrontation entre les jeux corrigés et non corrigés nous permet d'évaluer précisément l'impact de chacune des corrections sur l'évolution récente des températures océaniques de subsurface. D'autres différences entre les jeux sont liées aux techniques d'infilling et aux climatologies de référence utilisées, ainsi qu'aux corrections apportées aux autres types de données (par exemple les MBTs en début de période et les données Argo après 2000). Nous renvoyons le lecteur aux papiers de référence de chacun de ces jeux pour les détails concernant leurs constructions. Le jeu CH11 n'étant pas encore publié, nous décrivons ici, brièvement, la méthode d'interpolation utilisée pour remplir les zones inobservées. Cette méthode est basée sur l'outil DINEOF (Beckers and Rixen, 2003 et 2006) adapté à la reconstruction de champs globaux à partir de données in-situ. Les valeurs manquantes d'un champ d'anomalies grillé "troué" sont remplacées par des valeurs dérivées d'EOFs, calculées de manière itérative (communication personnelle de M. Hamon).

Les champs de T_{iso14} et T_{250m} dérivés des analyses objectives sont aussi confrontés aux simulations basées sur les modèles CMIP3. Pour couvrir la période observée, nous utilisons les simulations historiques jusqu'en 1999, complétées ensuite par les projections climatiques basées sur les scénarios A1B. Nous considérons donc les 22 modèles CMIP3 pour lesquels les données des simulations historiques et projections A1B sont disponibles (cf Table 3.1 en Annexe). Les simulations sont différenciées en fonction des forçages externes qui leur ont été prescrits : uniquement les forçages anthropiques pour l'ensemble ANT, et aussi les forçages naturels (volcanique et solaire) pour l'ensemble ALL.

5.4.1 Evolution globale et par bassin océanique des températures de subsurface océaniques

Sur la période 1960–2010, les évolutions temporelles des moyennes annuelles de T_{iso14} (Figure 5.6) et T_{250m} (Figure 5.7) dérivées des six analyses objectives présentent les mêmes princi-

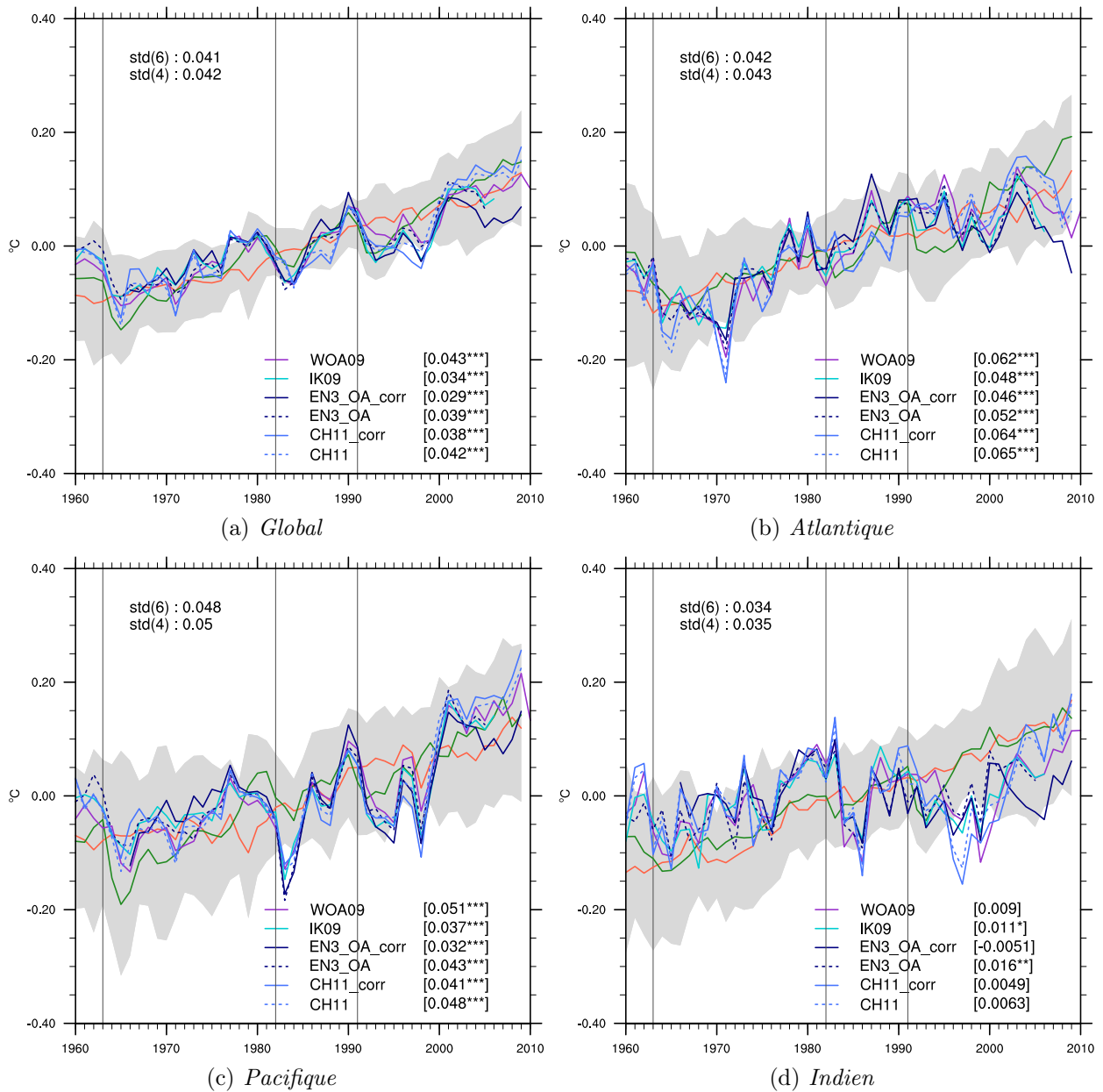
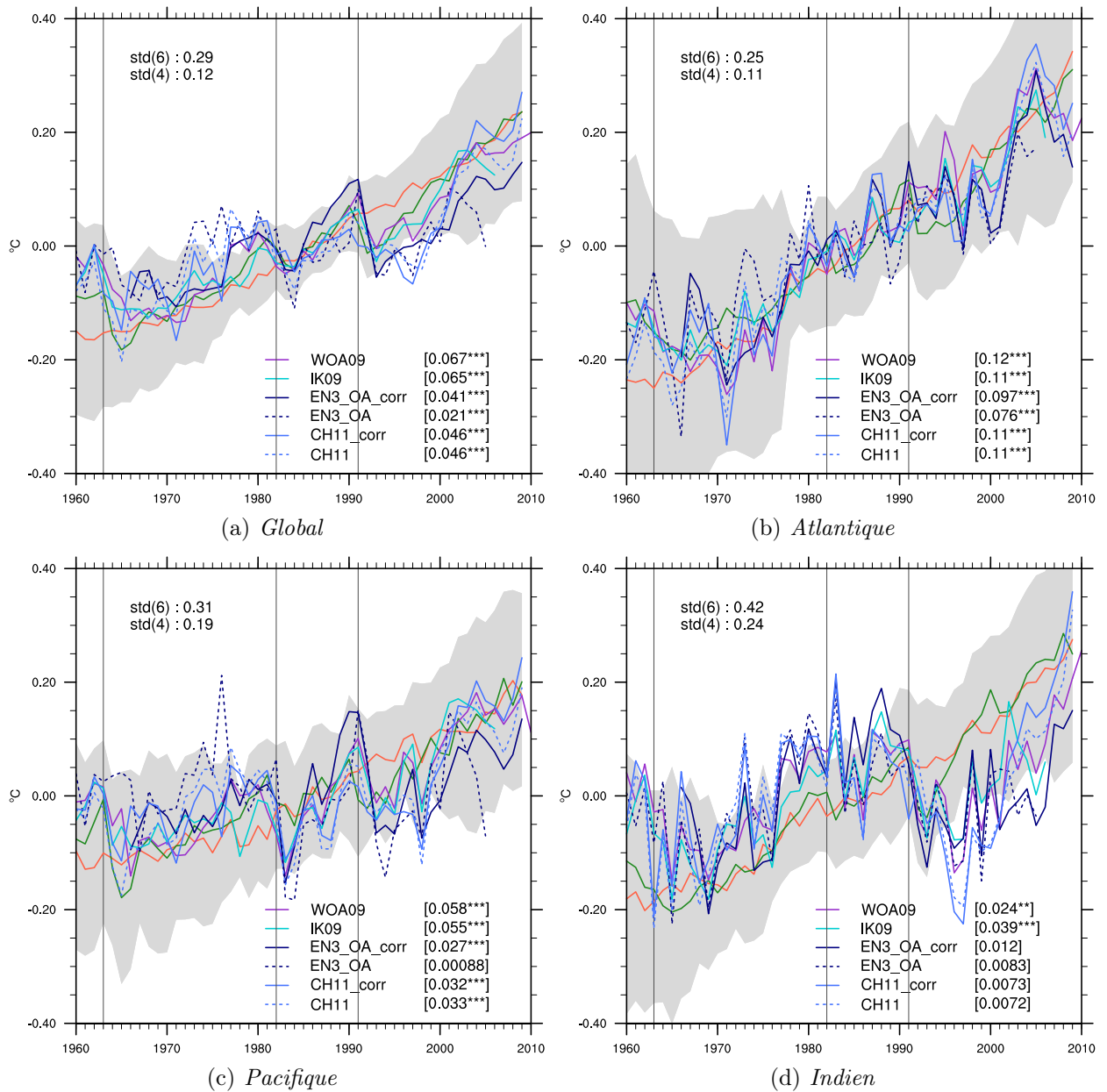


FIGURE 5.6 – **Séries temporelles de Tiso14.** Les anomalies annuelles sont calculées sur la période 1966–2005 commune aux six jeux d’observations. Les valeurs numériques entre crochets indiquent les tendances linéaires (1966–2005) observées dans chaque bassin océanique. Une, deux, ou trois étoiles désignent les tendances significativement différentes de zéro, respectivement aux niveaux 90, 95 et 99% (d’après un test de Student). Les dispersions moyennes sur la période entre les six séries observées ($std(6)$) et les quatre séries qui incluent des corrections récentes des XBTs ($std(4)$) sont aussi indiquées. Les lignes verticales rappellent les dates des éruptions volcaniques majeures. Les courbes rouge et verte correspondent respectivement aux moyennes sur les ensembles ANT et ALL des simulations historiques basées sur les modèles CMIP3 (complétées par les scénario A1B à partir de l’année 2000). La zone grisée représente la dispersion des séries simulées ($\pm 1,5$ écart type de part et d’autre de la moyenne d’ensemble des 21 modèles).

pales caractéristiques que celles des réanalyses océaniques commentées Section 5.3. En moyenne sur l’Océan Global, les deux variables présentent des variations inter-annuelles à décennales superposées à des tendances au réchauffement. Dans l’Océan Atlantique, l’évolution temporelle des

FIGURE 5.7 – *Séries temporelles de T250m. Idem que la Figure 5.6 pour la variable T250m.*

deux variables observées est relativement bien décrite par une tendance linéaire, excepté après 2003 où les six jeux montrent des refroidissements. Au contraire, dans l’Océan Indien, les séries temporelles sont dominées par des fluctuations décennales, ce qui explique que les tendances ne sont pas significatives. Dans l’Océan Pacifique, le comportement des deux variables est intermédiaire, avec de fortes fluctuations décennales qui laissent cependant émerger une tendance au réchauffement sur la deuxième moitié de la période. La tendance la plus marquée est celle de la variable $T250m$ dans l’Océan Atlantique. Elle excède d’un ordre de grandeur les tendances calculées dans les deux autres bassins. L’amplitude des tendances de $T250m$ varie aussi entre les différents jeux. Le jeu WOA09 présente en général les tendances les plus fortes, alors que les plus faibles sont associées au jeu EN3. Les contrastes entre les tendances des bassins individuels sont réduits pour la variable $Tiso14$, de même que les contrastes entre les différents jeux.

Ce dernier résultat est cohérent avec les chiffres de dispersion moyenne entre les six séries observées de *Tiso14* et *T250m* indiquées Figure 5.6 et 5.7. Dans tous les bassins, la dispersion entre les séries de *T250m* est d'un ordre de grandeur supérieur à la dispersion entre les séries de *Tiso14*. Les minima et maxima de dispersion sont respectivement observés dans les bassins Atlantique et Indien, de manière cohérente avec la densité de la couverture des observations. Pour la variable *T250m*, la forte dispersion est principalement due aux comportements des deux jeux non corrigés. Elle reste cependant supérieure à celle entre les séries de *Tiso14* lorsque les jeux EN3_OA et CH11 sont exclus. Entre 1970 et 1980, les jeux non corrigés montrent une accentuation du réchauffement de *T250m* particulièrement marquée dans le Pacifique. L'application des corrections de Wijffels et al. (2008) supprime totalement cette accentuation entre 1970 et 1975, alors qu'elle est seulement atténuée par les corrections de Hamon et al. (2011). D'autres importantes divergences entre les jeux sont visibles sur les dix dernières années. Après 2000, le jeu EN3_OA présente un brusque refroidissement de *T250m* dans les bassins Pacifique et Atlantique. Dans des versions précédentes des jeux utilisés ici (par exemple, Ishii et al., 2006) des refroidissements ont été remarqués à la même période, en lien avec un biais froid de quelques flotteurs Argo (Willis et al., 2009). La réduction du refroidissement de *T250m* dans la version corrigée explique probablement une large part des différences entre les tendances des jeux EN3_OA et EN3_OA_corr. Le jeu EN3_OA_corr reste cependant plus froid que les autres sur les cinq dernières années. Ce résultat est d'autant plus vrai pour la variable *Tiso14*, et explique que les tendances les plus faibles de cette variable soient systématiquement associées à ce jeu. La détermination précise des causes du comportement singulier du jeu EN3_OA_corr en fin de période demanderait des investigations plus poussées. Signalons simplement que des critiques ont été émises sur les corrections de Wijffels et al. (2008). En appliquant ces corrections à leurs propres données, Levitus et al. (2009) (voir leur Figure S10) et Palmer et al. (2010) (Figure 5.3 de ce manuscrit) notent une diminution du contenu de chaleur entre 0 et 700 mètre, entre 1995 et 2002.

Résumons finalement les principaux résultats tirés des Figures 5.6 et 5.7 à l'aide de quelques chiffres. Au cours de la période 1966–2005, en moyenne sur les quatre analyses objectives qui intègrent des corrections récentes des XBTs, la variable *Tiso14* présente une tendance de $0,036^{\circ}\text{C}$ par décennie ($\pm 0,007$). Le même chiffre pour la variable *T250m* vaut $0,055$ ($+0,012$, $-0,009$). Notons que ces chiffres ne sont pas directement comparables à ceux de la Section 5.3 (Table 3 et 4 de Corre et al., 2010) du fait des différents traitements appliqués aux données. Tandis que nous considérons ici des moyennes annuelles, les résultats de la Section 5.3 sont basés sur des anomalies mensuelles filtrées avec un filtre passe-bas de fréquence de coupure égale à 5 ans. Ce traitement avait pour effet de réduire l'influence du refroidissement observé après 2000 sur le calcul des tendances. Les corrections des XBTs appliquées aux jeux EN3_OA et CH11 modifient clairement les fluctuations inter-annuelles de la variable *T250m*, tandis qu'elles ont peu d'impact sur la variable *Tiso14*. A l'échelle des bassins océaniques, les différences entre les jeux CH11 et CH11_corr ne sont significatives ni en termes d'amplitude de la variabilité inter-annuelle, ni en termes de tendance. Les corrections de Wijffels et al. (2008) réduisent, en revanche, l'amplitude des variations inter-annuelles entre les jeux EN3_OA et EN3_OA_corr. La réduction la plus marquée concerne le bassin Pacifique où l'écart type des anomalies annuelles de chacune des séries passe de $0,083$ à $0,06^{\circ}\text{C}$. A l'inverse, ces corrections accentuent nettement la tendance de *T250m*, à l'échelle globale (de $0,026$ à $0,041^{\circ}\text{C}$ par décennie) et dans les trois bassins océaniques.

Avant la période de parution du dernier rapport du GIEC, plusieurs études (Gregory et al., 2004; Hansen et al., 2005) ont pointé des incohérences entre les évolutions des températures (ou du contenu de chaleur) océaniques, observées et simulées par les modèles climatiques au cours des cinquante dernières années. La principale incohérence mise en évidence concernait l'incapacité des modèles couplés à reproduire des oscillations d'amplitude comparable à celles observées sur la décennie 1970–1980. Aux côtés d'autres études récentes (AchutaRao et al., 2006 et 2007) nos

résultats suggèrent que ces désaccords étaient en grande partie dus à des biais instrumentaux. Dans les bassins Global et Pacifique, entre 1970 et 1980, les séries de $T250m$ dérivées des jeux qui n'intègrent pas de corrections récentes des XBTs, sont à l'extérieur du panache des séries simulées. Au contraire, les séries corrigées sont cohérentes avec l'ensemble des séries simulées. Du fait des compensations des fluctuations d'origine interne entre les différentes simulations, les moyennes des ensembles ANT et ALL des simulations historiques CMIP3 présentent de faibles variations inter-annuelles à décennales. Observations et moyennes d'ensemble des simulations ne peuvent donc être directement comparées en terme de variabilité. Les seules exceptions sont les fluctuations induites par des variations des forçages externes. Ainsi, les observations et les simulations qui incluent l'influence du forçage volcanique (simulations ALL) montrent de brusques refroidissements à la suite des éruptions volcaniques majeures. La chronologie de ces événements est très cohérente entre les séries observées et simulées. Par contre, des différences d'amplitude sont notables, probablement dues à la superposition de l'influence de la variabilité interne à la réponse au forçage volcanique dans les observations. Pour la même raison, modèles et observations diffèrent aussi en terme d'évolution basse fréquence dans le bassin Indien, notamment pour la variable $T250m$. Ils s'accordent, par contre, dans les bassins Global et Atlantique, où les évolutions basse fréquence des variables $Tiso14$ et $T250m$ observées et simulées sont caractérisées par des réchauffements quasi-linéaires. La série associée à la moyenne d'ensemble des simulations ANT (ALL) est un estimateur de l'évolution temporelle de la réponse aux forçages externes anthropiques (anthropiques et naturels). A basse fréquence, l'évolution temporelle de ces deux séries sont quasiment identiques, signifiant que c'est le forçage anthropique qui est le principal responsable du réchauffement simulé sur la période 1960–2010. L'accord entre les tendances observées et simulées en moyenne d'ensemble, notamment à l'échelle globale et dans le bassin Atlantique, pointe le forçage anthropique comme probable responsable du réchauffement observé.

5.4.2 Distributions spatiales des tendances observées et simulées

La cohérence entre les tendances dérivées des six jeux d'observations d'une part, et les tendances observées et simulées d'autre part, est évaluée à l'aide de diagrammes de Taylor (Taylor, 2001). Ceux-ci permettent de synthétiser graphiquement les principales caractéristiques statistiques des tendances observées et simulées. Chaque carte de tendance est comparée à une carte de référence qui correspond à la moyenne des tendances dérivées des six jeux d'observations. Chaque produit (jeu d'observations ou modèles CMIP3) est représenté par un symbole sur le diagramme. La position azimutale du symbole indique le coefficient de corrélation spatiale entre la carte de tendance dérivée du produit et la carte de référence. La distance radiale du symbole à l'origine indique la valeur de l'écart type spatial de la tendance dérivée du produit. L'écart type de la tendance de référence est mis en valeur par une ligne noire en pointillés. Les mêmes principaux résultats se dégagent des diagrammes basés sur les variables $Tiso14$ et $T250m$. Aussi, nous ne présentons que deux diagrammes de Taylor obtenus pour $Tiso14$, l'un pour la tendance non centrée (en conservant la moyenne spatiale globale, Figure 5.8 a), et l'autre pour la tendance centrée (en retranchant la moyenne spatiale globale, Figure 5.8 b).

Nous commentons, dans un premier temps, la similitude entre les tendances dérivées des différents jeux d'observations. Les distributions spatiales de ces six cartes de tendances sont relativement cohérentes entre elles, avec des coefficients de corrélation tous supérieurs à 0,8 pour le cas non centré et à 0,7 pour le cas centré. Les deux jeux qui n'incluent pas de corrections récentes des données XBTs ne se distinguent pas de l'ensemble des quatre autres jeux, confirmant que les corrections ont peu d'impact sur les distribution spatiales des tendances (Section 5.3). Les observations sont aussi cohérentes en terme d'écart types spatiaux, tous respectivement autour

de 0,07 et 0,05 dans les cas non centré et centré. Etant donné le peu de différences entre les six tendances observées, nous ne présentons les distributions spatiales des tendances que pour le jeu WOA09.

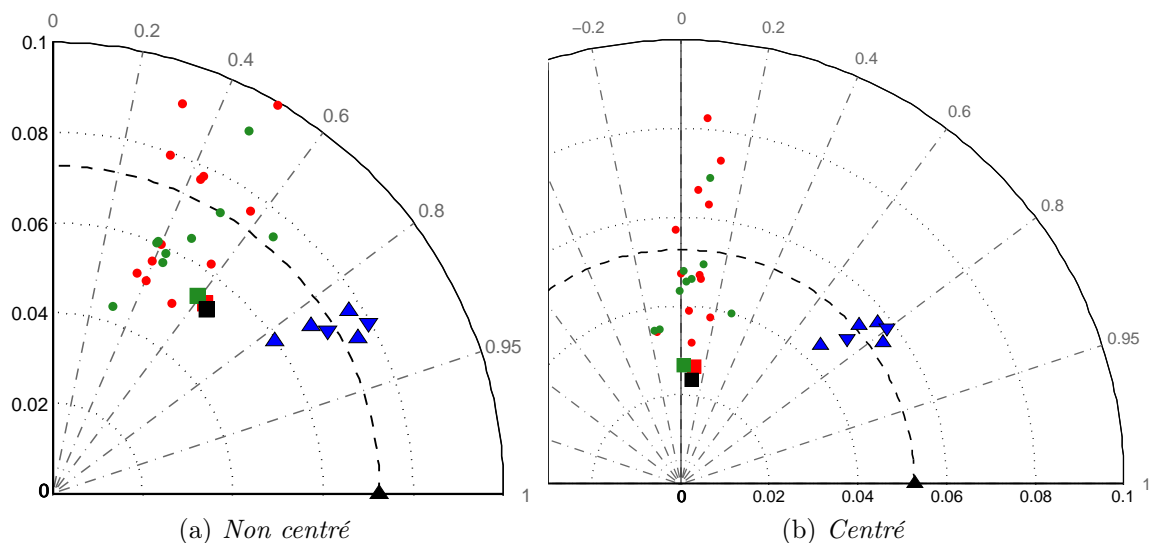


FIGURE 5.8 – *Comparaison des tendances de Tiso14 observées et simulées.* Les principales caractéristiques statistiques des tendances (1966–2005) observées et simulées sont présentées par rapport à une référence (triangle noir) qui correspond à la moyenne des tendances observées. Les écarts types spatiaux (en °C par décennie) des tendances se lisent sur les axes horizontaux et verticaux. Les coefficients de corrélation (sans unité) avec la tendance de référence se lisent sur l’arc de cercle. Les caractéristiques des six jeux d’observations sont représentées par des triangles bleus (pointe vers le haut pour les quatre jeux corrigés). Chaque point correspond à un modèle CMIP3 (rouge pour les modèles de l’ensemble ANT et vert pour l’ensemble ALL). Les carrés correspondent aux moyennes d’ensemble des tendances simulées (en rouge et vert pour chacun des ensembles ANT et ALL et en noir pour l’ensemble total). Les tendances simulées sont calculées à partir des moyennes annuelles de Tiso14 dérivées des simulations historiques CMIP3 sur la période 1966–1999, puis complétées par les projections A1B jusqu’en 2005.

Les distributions spatiales des tendances de *Tiso14*, *T250m* et *Diso14* dérivées des six analyses objectives présentent les mêmes principales caractéristiques que les changements estimés dans les réanalyses océaniques (Figure 6 et 7 de Corre et al., 2010, Section 5.3). Il apparaît clairement que la température moyennée jusqu’à l’isotherme fixe présente un réchauffement plus uniforme que la température moyennée jusqu’à une profondeur fixe. Les régions où les tendances dérivées de ces deux variables diffèrent le plus correspondent aux régions où les tendances de *Diso14* sont les plus marquées. Dans l’Ouest du bassin Pacifique, autour de l’Equateur et vers 30°N, ainsi que le long de l’Equateur dans l’Océan Indien, des refroidissements ($-0,1^{\circ}$ par décennie) de *T250m* sont associés avec des remontées (-2 mètres par décennie) de *Diso14*. Inversement, aux latitudes tropicales et subtropicales du bassin Atlantique Nord, ainsi qu’entre 10°N et 30°N à l’Ouest du bassin Pacifique, des maxima de réchauffement (plus de $0,2^{\circ}$ C par décennie) de *T250m* coïncident avec des approfondissements marqués de *Diso14*. Certaines de ces tendances contiennent probablement des traces de l’influence de modes internes, notamment de l’IPO dans le bassin Pacifique Equatorial (Section 5.3) et de la NAO dans le bassin Atlantique Subtropical Nord (Lozier et al., 2008).

Sur la carte des tendances de *Tiso14* (Figure 5.9a), deux zones de refroidissement contrastent fortement avec l’ensemble des autres régions, où le réchauffement est relativement uniforme. Il s’agit des régions Atlantique Equatoriale et Pacifique Equatoriale Est. Dans ces deux régions, les Figures 5.9b et c indiquent un réchauffement de *T250m* associé avec un approfondissement de

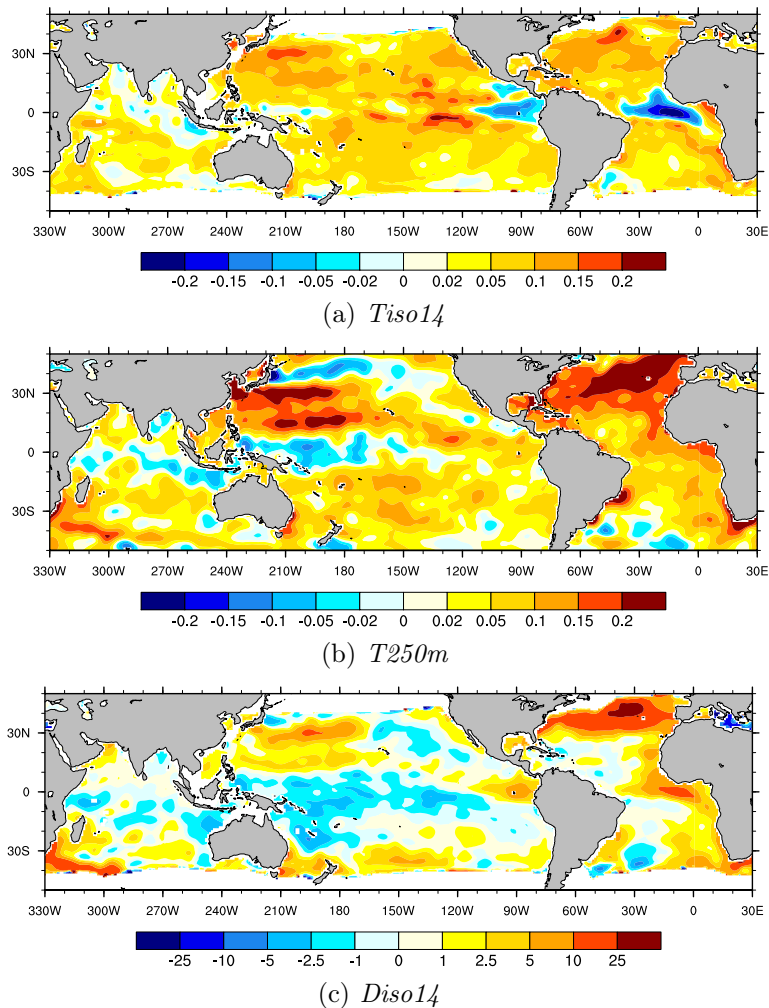


FIGURE 5.9 – *Distribution spatiale des tendances observées.* a et b) Les tendances (en °C par décennie) sont calculées à partir des moyennes annuelles de *Tiso14* et *T250m* dérivées du jeu WOA09, sur la période 1966–2009. c) Idem pour la variable *Diso14* (tendance en mètres par décennie).

Diso14. Notons que les tendances de *SST* sont également positives dans ces régions (non montré). Une telle opposition entre les comportements des variables *Tiso14* et *T250m* est aussi visible sur les tendances des réanalyses. Elle implique un relâchement de la stratification de l'océan de subsurface telle que représentée schématiquement Figure 5.10. L'ensemble de la colonne d'eau se réchauffe et les isothermes s'approfondissent. Il en résulte une augmentation de la température moyennée jusqu'à la profondeur fixe 250 mètres. Au contraire, malgré le réchauffement de surface, *Tiso14* se refroidit car le relâchement de la thermocline en subsurface implique que l'épaisseur relative des couches froides, au-dessus de l'isotherme 14°C, a augmenté par rapport à l'épaisseur de la couche chaude de surface.

Il est intéressant de constater que les refroidissements de *Tiso14* autour de l'Equateur dans le bassin Atlantique, et à l'Est du bassin Pacifique, sont aussi visibles sur les cartes de tendance de la moyenne d'ensemble des simulations CMIP3 (Figure 5.11). L'intérêt de la moyenne d'ensemble est de maximiser le rapport signal sur bruit, en conservant la réponse aux forçages externes commune à tous les modèles et en minimisant l'influence de la variabilité interne dont la chronologie varie d'un modèle à l'autre. Sur une période de 30 ans, il est possible que la moyenne d'ensemble des tendances contienne encore des traces d'oscillations internes, notamment d'échelle décennale. En

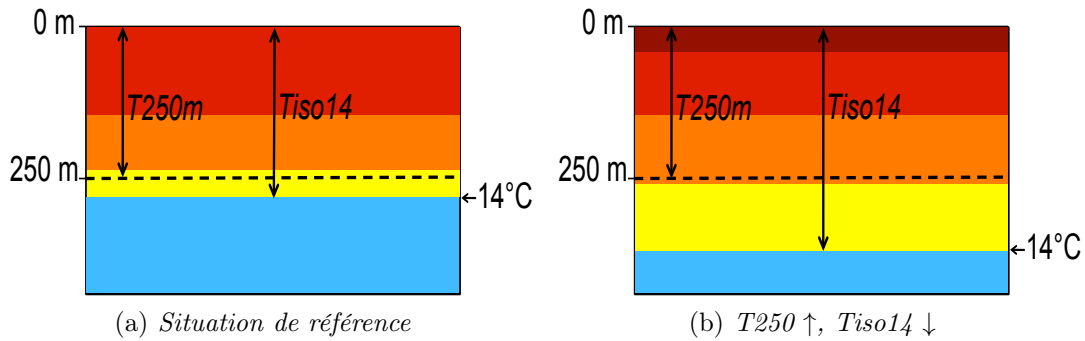


FIGURE 5.10 – **Représentation schématique des réponses de T_{iso14} et T_{250m} à des modifications de la stratification en profondeur.** a) Conditions océaniques de référence : dans la région équatoriale du bassin Atlantique, l'isotherme 14°C se situe légèrement plus profond que 250 mètres. b) La surface se réchauffe et la stratification se relâche en subsurface. Ces évolutions induisent un réchauffement de T_{250m} et au contraire un refroidissement de T_{iso14} .

effet, pour supprimer entièrement l'influence de la variabilité interne, il faudrait moyenner un très grand nombre de simulations, en pratique inaccessible. Ce risque est réduit en considérant une période plus longue (par exemple 100 ans) au cours de laquelle plusieurs changements de phase des oscillations décennales se sont produits. Un siècle est donc une période suffisamment longue pour considérer que la moyenne d'ensemble des tendances est représentative d'un changement à long terme, probablement influencé par des forçages externes. La Figure 5.11 présente les moyennes d'ensemble des tendances de T_{iso14} calculées, d'une part sur la période observée, et d'autre part sur l'ensemble du 20^{ème} siècle. Toutes deux sont largement dominées par des tendances positives dans les trois bassins océaniques. De plus, leur mise en parallèle atteste clairement d'une accélération du réchauffement sur la seconde moitié du siècle. Le fait que certaines structures spatiales, remarquées sur les cartes observées, soient aussi présentes sur les cartes dérivées de la moyenne d'ensemble est une première indication qualitative que ces structures pourraient être des signatures du forçage anthropique dans l'océan. Dans l'Atlantique Equatorial et le Pacifique Equatorial Est, ces conclusions doivent cependant être nuancées au vu de la dispersion entre les modèles individuels, la majorité des modèles ne s'accordant pas sur le signe des tendances dans ces deux régions.

Les tendances de T_{iso14} dérivées des modèles individuels sont comparées aux tendances observées à l'aide des diagrammes de Taylor (Figure 5.8). Un code de couleur discrimine les tendances dérivées respectivement des ensembles ANT et ALL, mais aucune différence significative n'est visible entre ces deux ensembles. On ne note pas de biais systématique en terme d'écart type spatial des tendances simulées : certains sont supérieurs aux observations, et d'autres sont inférieurs. Logiquement, à cause des compensations entre les différents modèles, les écarts types spatiaux correspondant aux moyennes d'ensemble sont faibles. Dans le cas non centré, la corrélation spatiale entre les tendances observées et simulées en moyenne d'ensemble vaut 0,64. Un seul modèle individuel (MIROC3_2_HIRES) présente une corrélation aussi élevée. Ce modèle présente également l'écart type spatial le plus proche de celui observé. Le cas centré évalue la cohérence entre les variations spatiales des tendances observées et simulées. Les tendances simulées voient alors leur corrélation avec les tendances observées chuter vers des valeurs quasi-nulles (0,11 pour la moyenne d'ensemble), voire faiblement négatives. Le modèle MIROC3_2_HIRES présente toujours la plus forte corrélation avec les observations, mais celle-ci ne dépasse pas 0,3. A cause de l'influence de la variabilité interne propre à chaque simulation, on ne s'attend pas à ce que les tendances simulées soient identiques aux tendances observées. Cependant, les corrélations quasi-nulles entre les tendances observées et la grande majorité des tendances simulées

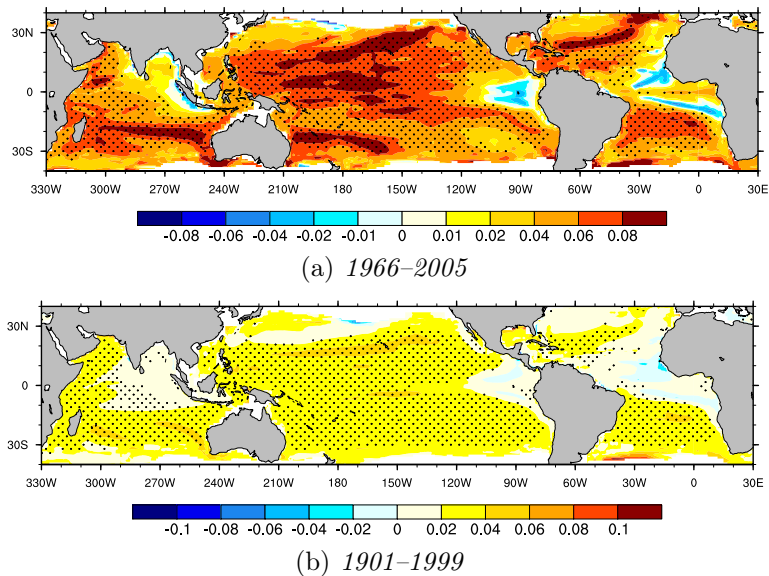


FIGURE 5.11 – *Distributions spatiales de la moyenne d'ensemble des tendances simulées de Tiso14*. Les tendances (en °C par décennie) sont calculées à partir des moyennes annuelles de Tiso14 dérivées des simulations historiques CMIP3 sur la période 1901–1999 puis complétées par les projections A1B. Les cartes de tendances obtenues sont interpolées sur une grille 1°C x 1°C pour le calcul de la moyenne d'ensemble. Les pointillés indiquent les zones où 80% des modèles s'accordent sur le signe de la tendance.

questionnent sérieusement la capacité des modèles à reproduire de manière réaliste la structure spatiale des tendances. Au sein de l'ensemble des signaux simulés, la large dispersion entre les tendances est également frappante. Pour chacune des 21 tendances simulées, nous calculons la corrélation centrée entre cette tendance et les 20 autres tendances simulées. La valeur moyenne des corrélations ainsi obtenues vaut 0,11. Au vu de la très large dispersion entre les distributions spatiales des tendances simulées, la possibilité d'utiliser une méthode de détection qui ne prend pas en compte ces distributions apparaît d'un grand intérêt. C'est le cas de la méthode de détection temporelle (TOD) qui est basée sur la recherche, dans les observations, de la seule signature temporelle du forçage anthropique telle que simulée par les modèles climatiques.

Chapitre 6

Détection du signal anthropique

Aux côtés de nombreuses études basées sur des observations de température océanique (Ishii et al., 2003; Levitus et al., 2005; Bindoff et al., 2007; Domingues et al., 2008; Levitus et al., 2009), les tendances présentées au Chapitre 5 attestent d'un réchauffement de l'Océan de subsurface au cours des cinquante dernières années. Le lien entre ce réchauffement et le forçage anthropique a été démontré pour des température intégrées entre la surface et 300 mètres (Reichert et al., 2002; Gent and Danabasoglu, 2004), 700 mètres (Barnett et al., 2001) et jusqu'à 3000 mètres (Levitus et al., 2001; Reichert et al., 2002) de profondeur. En examinant individuellement des niveaux verticaux entre 0 et 700 mètres de profondeur, Barnett et al. (2005) et Pierce et al. (2006) ont documenté la pénétration complexe du réchauffement anthropique dans chaque bassin océanique, entre 1955 et 1998. Plus récemment, Palmer et al. (2009) ont comparé les évolutions récentes de la variable T_{iso14} dérivées, d'une part des profils du jeu EN3_v2a (sans prise en compte des corrections du biais des XBTs de Wijffels et al. (2008)), et d'autre part de simulations numériques basées sur le modèle UKMO_HadCM3. Leurs résultats montrent qu'en réduisant le rapport signal sur bruit dans les observations et les simulations numériques, l'utilisation de la variable T_{iso14} mène à une détection significative (d'après la méthode des empreintes optimales) de l'influence des forçages externes, à la fois anthropiques et naturels (solaire et volcanique). A la lumière des récentes corrections qui ont été proposées pour traiter les problèmes de biais instrumentaux, nous appliquons, dans ce Chapitre, la méthode de détection temporelle TOD à la variable T_{iso14} dérivée des six analyses objectives présentées Section 5.4. Tandis que les études de détection du réchauffement océanique citées ci-dessus sont basées sur la comparaison entre les observations et seulement un, voire deux modèles couplés, nous présentons ici une étude multi-modèles basée sur les modèles CMIP3.

6.1 Tendances observées et tendances issues des simulations de contrôle

En préambule de l'étude de détection, nous reproduisons le diagnostic présenté en 4.1.1 (pour le OHC_{700m}) qui consiste à comparer les tendances récentes observées avec la distribution des tendances dérivées de 21 simulations de contrôle CMIP3 (cf Table 8.2 en Annexe). Le diagnostic est ici appliqué à la variable T_{iso14} dans l'Océan Global (limité à la bande de latitudes où la variable T_{iso14} est définie). Nous utilisons les six même jeux d'observations que dans la Section 5.4, soit EN3_OA et EN3_OA_corr, WOA09, IK09, CH11 et CH11_corr. Quel que soit le jeu d'observations considéré, la probabilité (p-value) que les tendances observées de T_{iso14} soient uniquement dues à la variabilité interne est faible (Figure 6.6). Cette probabilité est inférieure ou environ égale à 1% pour cinq des six jeux considérés. La p-value plus élevée obtenue

pour EN3_OA_corr (2,23%) est probablement une conséquence du refroidissement que montre ce jeu après 2000. Même dans ce cas, retenons que l'hypothèse nulle, à savoir que l'évolution récente de *Tiso14* ne serait due qu'à la seule variabilité interne, est largement rejetée au niveau de confiance 95%.

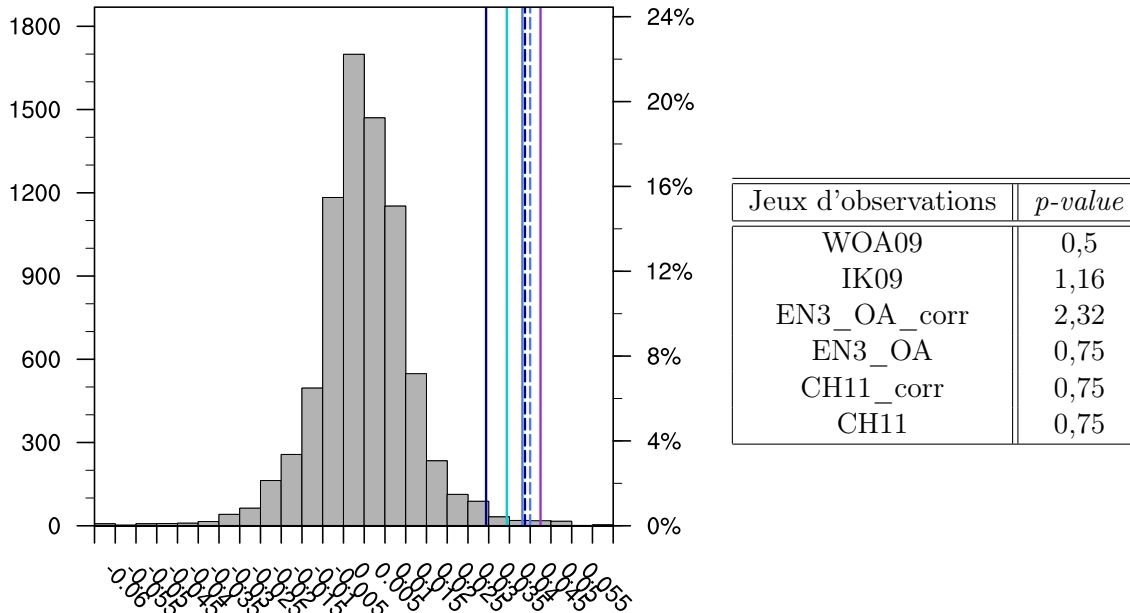


FIGURE 6.1 – *Comparaison des tendances récentes observées de Tiso14 avec les tendances issues des simulations de contrôle.* Les lignes bleues indiquent les valeurs des tendances observées sur la période 1966 - 2005 (40 ans). Les histogrammes représentent les distributions estimées des tendances de *Tiso14* uniquement dues à la variabilité interne. Cette estimation est issue des simulations de contrôle auxquelles a été soustraite une tendance linéaire calculée sur la durée totale de chaque simulation. Pour chaque simulation, on calcule les séries annuelles globales de *Tiso14*. La distribution des tendances associées à chacune de ces séries est obtenue en déplaçant une fenêtre glissante de 40 ans sur l'ensemble de la série. Finalement, on représente la distribution multi-modèle en rassemblant les résultats issus des modèles individuels. Pour chacun des jeux d'observations, le pourcentage (*p-value*) de tendances issues des simulations de contrôle dont les valeurs sont supérieures à la tendance observée est indiqué dans le tableau de droite.

6.2 Détection du signal temporel

6.2.1 Application de la méthode de détection temporelle (TOD) à *Tiso14*

Afin de déterminer les causes des changements récents de *Tiso14* à l'échelle régionale, nous appliquons la méthode de détection temporelle (TOD) décrite en 4.3.2. Elle est basée sur le modèle statistique (4.2) rappelé ici :

$$\psi_{s,t} = \mu_t g_s + \epsilon_{s,t},$$

où g et μ sont respectivement les réponses spatiale et temporelle au forçage anthropique, tandis que ϵ est un terme de *bruit* représentant la variabilité interne. Les $\psi_{s,t}$ ($1 \leq s \leq S$, et $1 \leq t \leq T$) représentent les anomalies de la variable étudiée, soit, dans le cas présent, les anomalies annuelles de *Tiso14* dérivées respectivement des six analyses objectives considérées. Le modèle (4.2) repose sur une hypothèse de séparabilité espace-temps de la réponse au forçage anthropique. La validité de cette hypothèse est ici testée à l'aide des modèles CMIP3. L'examen de la moyenne

d'ensemble des changements de $Tiso14$ simulés (Figure 6.2) montre que cette hypothèse est relativement acceptable pour les 20^{ème} et 21^{ème} siècles, soit bien au-delà de la période d'étude (limitée aux quatre dernières décennies). Conformément aux résultats attendus sous cette hypothèse, la distribution spatiale des changements reste la même entre les époques successives.

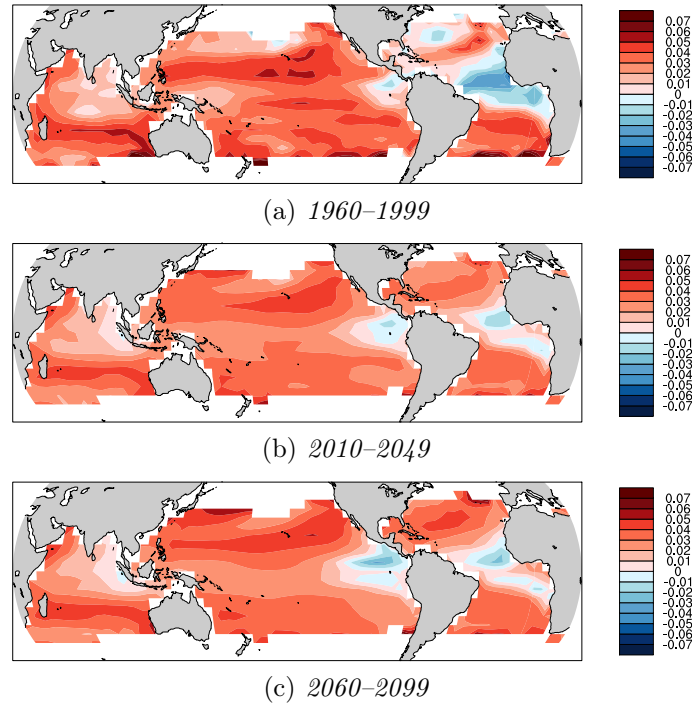


FIGURE 6.2 – **Validité de l'hypothèse de séparabilité.** Evolution temporelle de la distribution spatiale de la moyenne d'ensemble des changements de $Tiso14$ simulés par les modèles CMIP3. Les changements sont définis comme les différences spatiales centrées entre trois périodes de 40 ans a) 1960–1999, b) 2010–2049, c) 2060–2099, et la période de référence 1910 - 1949. Les moyennes annuelles de $Tiso14$ sont dérivées des simulations historiques pour le 20^{ème} siècle, puis des projections basées sur le scénario A1B pour le 21^{ème} siècle. Chaque carte a été normalisée par la moyenne quadratique globale du changement sur le domaine global.

Le principe de la méthode TOD consiste à estimer la distribution spatiale (g) du changement par régression des observations (ψ) sur le signal temporel (μ), supposé connu. La significativité du terme de changement est ensuite évaluée en testant les hypothèses suivantes :

$$\begin{cases} H_0 : "g = 0", \\ H_1 : "g \neq 0". \end{cases} \quad (\text{T6.1})$$

La première étape consiste à évaluer le terme μ . Nous choisissons d'utiliser, pour cela, les simulations climatiques basées sur les modèles CMIP3, en nous limitant aux 11 simulations pour lesquelles le seul forçage externe prescrit est le forçage anthropique (simulations ANT, cf Table 8.2 en Annexe). Un lissage spline à quatre degrés de liberté équivalents est appliqué sur chacune des séries annuelles de $Tiso14$ simulées entre 1901 et 2009 (dérivées des simulations historiques jusqu'en 1999, puis complétées par les projections basées sur le scénario A1B). La contrainte de lissage permet de filtrer une part importante de la variabilité interne propre à chaque simulation, et donc de maximiser le rapport signal sur bruit. Les signaux obtenus présentent tous une augmentation de $Tiso14$ entre 1901 et 2009 qui s'accroît aux environs de 1960. Les courbes individuelles présentent certaines spécificités qui sont très cohérentes avec celles notées par Ribes

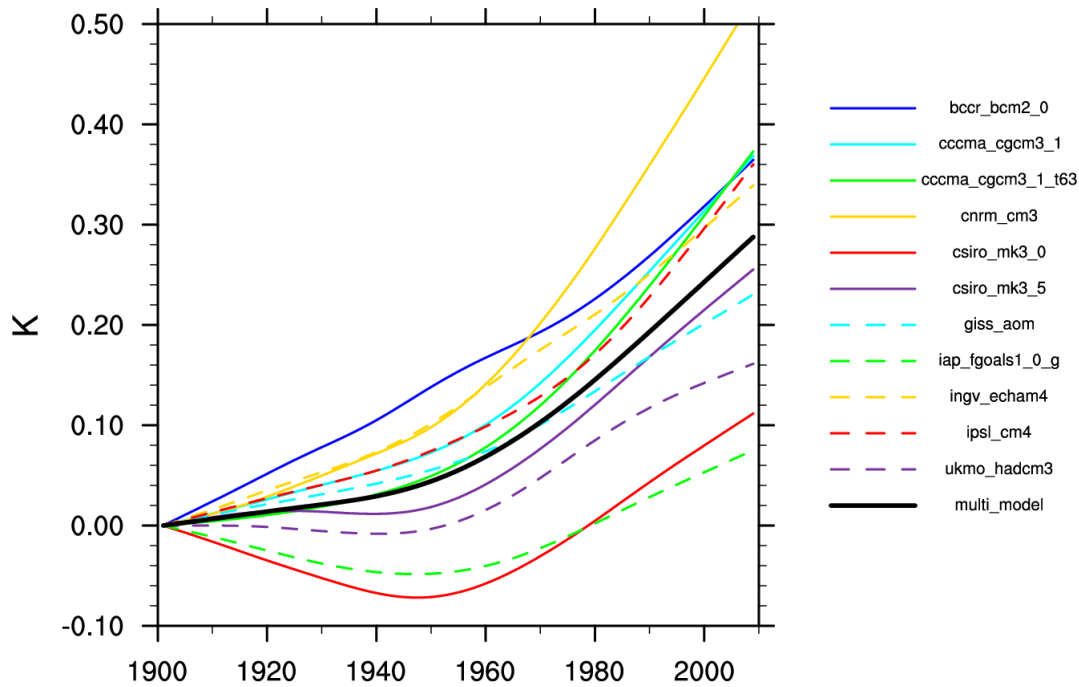


FIGURE 6.3 – **Paramètre μ .** Chaque courbe de couleur correspond au paramètre μ évalué à partir des moyennes annuelles de *Tiso14* dans une simulation ANT (complétée à partir de 2000 par la projection correspondante basée sur le scénario A1B). La courbe noire représente la moyenne d'ensemble des signaux temporels. Afin de mettre en évidence les différences entre les courbes, les signaux sont représentés en utilisant l'année 1900 comme référence. Ce choix arbitraire n'a aucune conséquence sur les résultats car seule la forme, et non l'amplitude moyenne, du signal μ est utilisée dans le test de détection.

et al. (2010) pour des μ calculés à partir de la température de surface de la mer simulée par les mêmes modèles CMIP3. Une part importante des divergences entre les courbes est certainement expliquée par les différents traitements appliqués à certains processus physiques (par exemple l'effet indirect des aérosols) dans les modèles CMIP3. Deux modèles (IAP_FGOALS_1_0_G et CSIRO_MK3.0) montrent un refroidissement avant 1940, probablement lié à une dérive de ces modèles, visible dans les simulations de contrôle correspondantes. Afin de minimiser l'impact de ces divergences sur les résultats du test de détection, nous considérons la moyenne d'ensemble des 11 signaux temporels issus des modèles individuels (courbe noire Figure 6.3). Notons cependant que des tests ont été réalisés pour chacun des signaux μ issus des modèles individuels et que les résultats sont peu sensibles aux différences entre les signaux temporels. Des tests supplémentaires ont été appliqués pour des signaux μ obtenus en appliquant un lissage spline à trois (au lieu de quatre) degrés de liberté. Nous avons ainsi pu vérifier que les résultats ne sont pas non plus sensibles au choix du nombre précis de degrés de liberté de la fonction spline utilisée pour lisser les signaux μ (tant que ceux-ci restent lisses).

L'application du test TOD impose un critère sur la taille de la dimension spatiale par rapport à celle de la dimension temporelle ($T \geq S + 2$). Le test ne peut donc pas être appliqué individuellement en chaque point de grille du domaine considéré. C'est pourquoi nous réduisons la taille de la dimension spatiale en découpant le domaine en 10 grandes boîtes (Figure 6.4). Chaque bassin est séparé entre les régions Nord (au Nord de 15°N), Equatoriale (entre 15°N et 15°S) et Sud (au Sud de 15°S). Dans le bassin Pacifique Equatorial, nous distinguons de plus une boîte Est et une boîte Ouest, de part et d'autre de 180° de longitude, afin de prendre en compte les contrastes zonaux entre ces deux régions.

6.2.2 Représentation de la part temporelle de la variabilité interne

Une hypothèse supplémentaire de la méthode TOD porte sur la représentation de la variabilité interne et consiste à représenter la part temporelle de cette variabilité par un processus AR(1). Rappelons que la variabilité interne s'écrit alors :

$$\epsilon_{s,t} = \alpha \epsilon_{s,t-1} + \theta_{s,t}, \quad (6.1)$$

où les $(\theta_{s,t})$ sont des variables indépendantes identiquement distribuées, et où le paramètre α doit être fixé. La valeur de ce paramètre est ici choisie à l'aide des simulations de contrôle CMIP3. Dans un premier temps, nous appliquons des processus AR(1) sur les séries annuelles de T_{iso14} en chaque point de grille, dans chacune des 21 simulations de contrôle basées sur les modèles CMIP3. La moyenne d'ensemble des 21 cartes ainsi obtenues (Figure 6.4 d) montre de faibles (voire négatives) valeurs de α dans les régions équatoriales des bassins Pacifique et Indien, où la variabilité interne est dominée par des processus interannuels, associés notamment à l'ENSO. Les plus faibles valeurs apparaissent à l'Est des régions équatoriales, où l'isotherme 14°C est très peu profonde. Au contraire, les plus fortes valeurs apparaissent dans les régions subtropicales-nord du bassin Atlantique, où la profondeur de l'isotherme 14°C peut atteindre 700 mètres et où les variations de T_{iso14} sont donc influencées par l'inertie de l'océan plus profond.

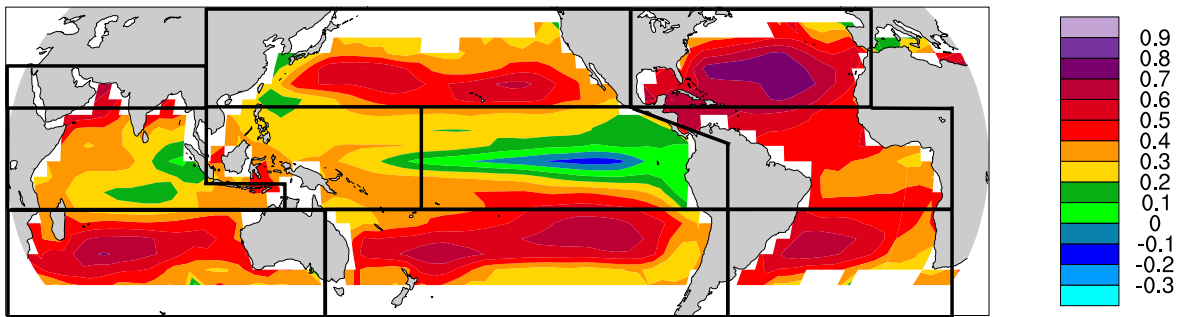


FIGURE 6.4 – *Valeurs du paramètre α par point de grille.* Valeurs moyenne (sur 21 modèles CMIP3) du coefficient α calculé en appliquant un processus AR(1) aux séries annuelles de T_{iso14} dérivées des simulations de contrôle, en chaque point de grille. Les boîtes noires indiquent le découpage spatial du domaine utilisé pour le test de détection.

Bassins	Nord de 15°N	15°N - 15°S	Sud de 15°S
Atlantic	0.7	0.5	0.6
Pacific	0.6	0.3	0.6
Indian	0.5	0.3	0.5

TABLE 6.1 – *Valeurs du paramètre α par boîte.* Les valeurs du paramètre α sont obtenues en appliquant un processus AR(1) sur les séries annuelles de T_{iso14} moyennées par boîte, et dérivées des simulations de contrôle. Les valeurs indiquées sont des moyennes sur l'ensemble des 21 modèles CMIP3.

Dans la mesure où le test TOD n'est pas appliqué en chaque point de grille, mais sur un ensemble de 10 boîtes, il convient de déterminer la valeur du paramètre α dans chacune de ces boîtes. Pour cela, nous appliquons des processus AR(1) sur les séries temporelles moyennées par boîte. Cette procédure n'est pas équivalente à un simple calcul de la moyenne par boîte des α obtenus en chaque point de grille. Les valeurs de α obtenues vont de 0.34 et 0.49, dans les boîtes Est et Ouest du Pacifique Equatorial, à 0.76 dans la boîte Atlantique Nord. Dans les autres

boîtes, α vaut entre 0.6 et 0.7 (Tableau 6.1). Les variations spatiales du paramètre α invalident l'hypothèse de séparabilité appliquée à la variabilité interne qui suppose que les caractéristiques temporelles de la variabilité interne sont les mêmes sur l'ensemble du domaine spatial. Dans ces conditions, TOD est quand même applicable mais le test n'est plus optimal (un test est optimal si, lorsqu'un signal est effectivement présent, la chance de le détecter est maximale). Nous calculons enfin la valeur de α pour une unique série moyennée sur l'ensemble des 10 boîtes et obtenons la valeur 0,77. Comme précédemment, cette valeur ne correspond pas à la valeur moyenne des α obtenus dans chaque boîte individuelle, mais plutôt à leur valeur maximale. Ce résultat peut se comprendre mathématiquement en considérant la somme de deux processus AR(1) de mémoires différentes ($S = a + b$), tels que :

$$\begin{cases} a_{t+1} = \alpha_1 a_t + \epsilon_t^{(1)} \\ b_{t+1} = \alpha_2 b_t + \epsilon_t^{(2)}, \end{cases}$$

avec $\alpha_1 > \alpha_2$. A l'échéance temporelle ($t + n$), on a :

$$\begin{cases} a_{t+n} = \alpha_1^n a_t + \epsilon_{t+n}^{(1)} \\ b_{t+n} = \alpha_2^n b_t + \epsilon_{t+n}^{(2)}. \end{cases}$$

Lorsque n devient grand, $\alpha_1^n \gg \alpha_2^n$, et la somme S est largement dominée par le terme a de plus forte mémoire.

L'étape suivante consiste à se demander si la représentation paramétrique de la variabilité interne par un processus AR(1) permet de prendre en compte la variabilité multi-décennale ou une potentielle mémoire à long terme de la variabilité de *Tiso14*. Comme pour toute hypothèse concernant la variabilité interne, le caractère acceptable de l'hypothèse AR(1) est difficile à évaluer dans la mesure où aucune observation de la variabilité interne n'est disponible. Nous proposons ici de comparer l'estimation de la variabilité interne utilisée dans la méthode TOD avec celle simulée par les simulations de contrôle. L'objectif est de vérifier que, sur une période de 40 ans (longueur de la période observée), la variabilité interne simulée par les modèles climatiques est cohérente avec celle utilisée dans la méthode TOD. Pour cela, nous appliquons la méthode TOD à la variable *Tiso14* dérivée des simulations de contrôle, et moyennée sur les 10 boîtes illustrées Figure 6.4. Pour chaque modèle individuel, le test est appliqué successivement à l'ensemble des périodes obtenues en déplaçant une fenêtre glissante de 40 ans sur toute la durée de la simulation de contrôle. Une distribution multi-modèle des p-values est obtenue en rassemblant les résultats issus des modèles individuels. Ces distributions sont illustrées Figure 6.5 pour trois valeurs différentes du paramètre α (0.7, 0.75 et 0.8). Si l'hypothèse AR(1) est raisonnable, on s'attend à ce que la distribution des p-values issue des simulations de contrôle soit uniforme sur l'intervalle [0,1]. Si la variabilité interne est sous-estimée, alors la probabilité de trouver de petites p-values augmente, et inversement. Une distribution multi-modèle quasiment uniforme est obtenue pour une valeur de $\alpha = 0,75$. En revanche, pour une valeur de α égale à 0,7, les hypothèses sur la variabilité interne mènent à un test trop permissif. Inversement, le test est trop conservatif lorsque α vaut 0,8. Il est intéressant de noter que la valeur la plus adaptée de α , obtenue en appliquant TOD aux simulations de contrôle, est cohérente avec la valeur obtenue directement à partir des séries de *Tiso14* moyennée sur le domaine global. Nous avons vérifié que ce constat s'applique aussi pour chacune des dix boîtes. Aussi, lorsque nous appliquerons TOD individuellement dans chacune des boîtes, nous utiliserons les valeurs indiquées dans le Tableau 6.1.

Le choix de la valeur du paramètre α est ici basé sur un critère multi-modèle. Soulignons cependant que l'incertitude associée à ce choix est large car la moyenne d'ensemble cache une large dispersion entre les modèles individuels. En effet, la valeur de α pour laquelle la distribution

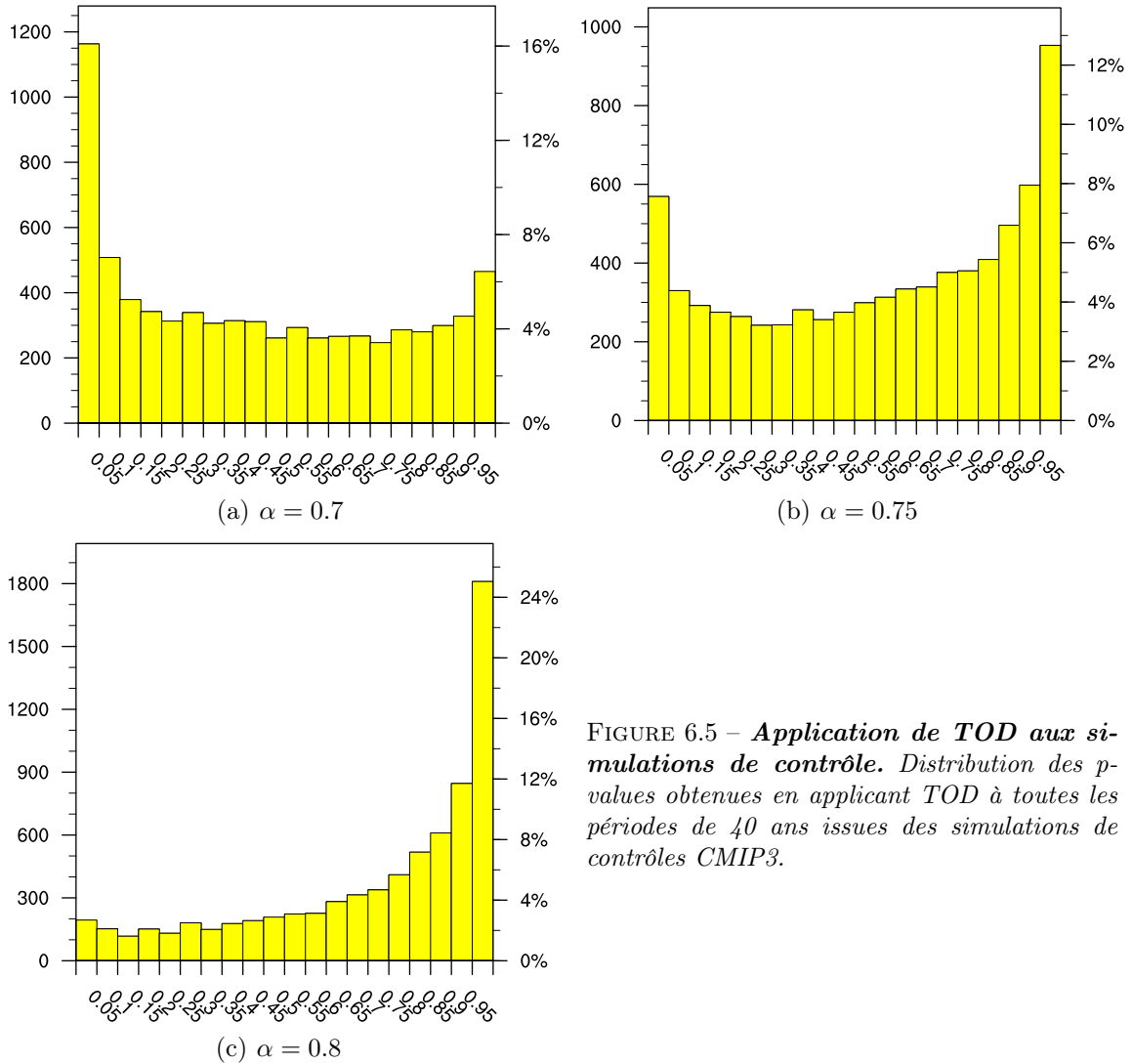


FIGURE 6.5 – *Application de TOD aux simulations de contrôle.* Distribution des p -values obtenues en appliquant TOD à toutes les périodes de 40 ans issues des simulations de contrôles CMIP3.

des p -values est la plus uniforme possible varie d'un modèle à l'autre. Ce point est illustré avec les distributions des p -values obtenues lorsque $\alpha = 0,75$ pour six modèles individuels, dont les comportements sont représentatifs de l'ensemble des modèles CMIP3 : deux modèles avec des distributions relativement uniformes (BCCR_BCM2_0, CCCMA_CGCM3_1), deux modèles avec un effet mémoire plus faible (GFDL_CM2_1, UKMO_HADGEM1), et deux modèles avec un effet mémoire plus fort (GISS_AOM, IPSL_CM4). Pour les modèles avec un effet mémoire plus fort, une distribution uniforme serait obtenue en augmentant légèrement α , et inversement.

En conclusion, ces résultats n'attestent pas d'une parfaite reproduction de la variabilité interne de *Tiso14* par un processus AR(1). Cependant, il suggère que lorsque le paramètre de persistance α est correctement estimé, l'approximation paramétrique AR(1) n'est pas plus permissive qu'une estimation de la variabilité interne entièrement basée sur les simulations de contrôle.

6.2.3 Résultats de la détection

Le test de détection est, dans un premier temps, appliqué aux données de *Tiso14* (non centrées), sur le domaine global. La dispersion entre les résultats obtenus pour les différents jeux est considérée comme une mesure simple de l'incertitude associée aux résultats. Afin de comparer les résultats entre les différents jeux d'observations, le test est appliqué à partir d'une même

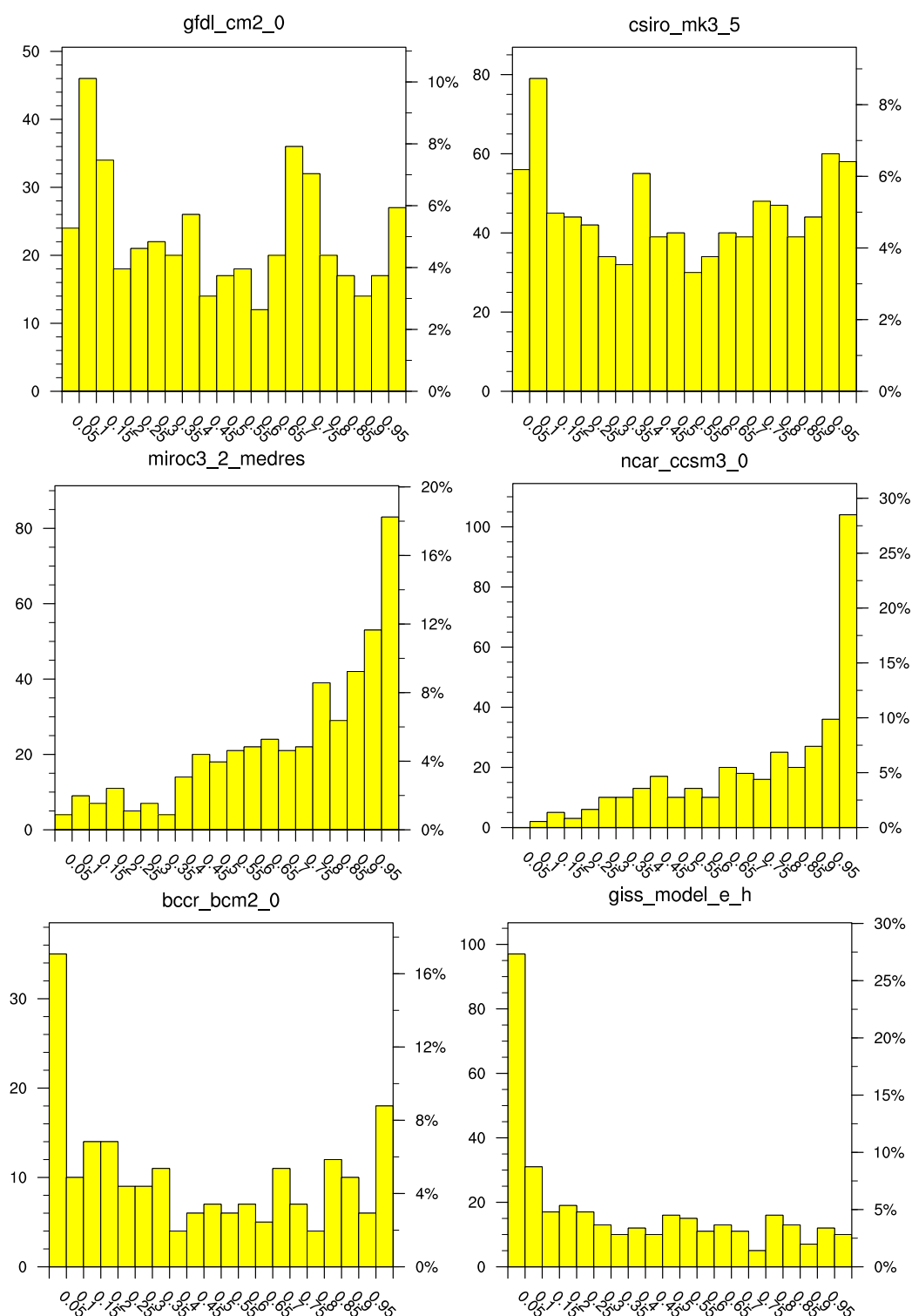


FIGURE 6.6 – *Application de TOD aux simulations de contrôle.* Distribution des p-values obtenues en appliquant TOD à toutes les périodes de 40 ans issues des simulations de contrôles CMIP3.

date initiale fixée en 1966. Les résultats sont présentés, individuellement pour chacun des jeux observés, en terme de p-value (Figure 6.7a). Une p-value de 10% signifie que le changement est significatif à 90%. A partir de ce seuil, nous choisissons de définir la détection comme significative. Ce choix est arbitraire mais non restrictif puisque la présentation des résultats sous forme de

p-value permet de connaître avec précision la significativité du changement. Pour chaque année (t), la Figure 6.7 indique la p-value obtenue en appliquant le test entre l'année initiale et l'année t . Moyennant la contrainte sur la taille de la dimension temporelle par rapport à celle de la dimension spatiale ($T \geq S + 2$), et sachant que $S = 10$, la première année pour laquelle une p-value est calculée est l'année 1977. A l'exception du jeu EN3_OA_corr, l'hypothèse H_0 est rejetée (au niveau de confiance 90%) à partir de la fin de années 1990. A partir de 2001-2002, la détection est même significative à plus de 99% pour les jeux WOA09, CH11 et CH11_corr. Il est intéressant de constater que la plupart de ces résultats sont cohérents avec ceux du diagnostic simple, présenté Figure 6.6, basé sur la comparaison des tendances globales observées et dérivées des simulations de contrôle. Le comportement singulier du jeu EN3_OA_corr après l'année 2000 est notamment de nouveau souligné.

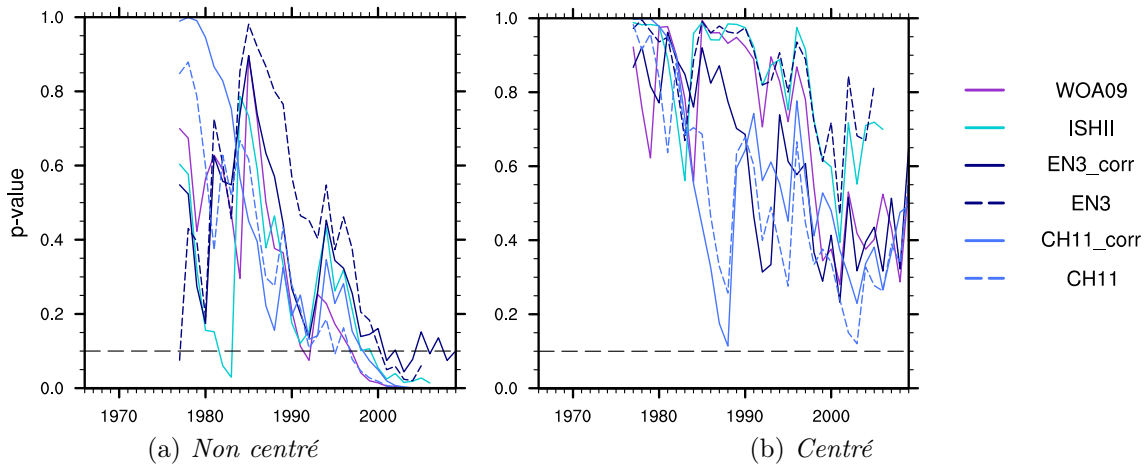


FIGURE 6.7 – **Résultats de la détection appliquée au domaine global.** Les p-values obtenues en appliquant TOD à la *Tiso14* dérivées des six analyses objectives sont représentées, en conservant la moyenne spatiale (cas non centré, a) et en retranchant la moyenne spatiale (cas centré, b). La ligne noire en pointillés indique le niveau de confiance 90%. Pour chacun des jeux d'observations, l'hypothèse nulle est rejetée quand la courbe des p-values est sous cette ligne.

Dans un second temps, le test TOD est appliqué aux données de *Tiso14* centrées; c'est-à-dire auxquelles la moyenne spatiale a été soustraite (Figure 6.7b). Dans ce cas, l'hypothèse nulle n'est pas rejetée. Ce résultat indique qu'aucun changement de la distribution spatiale de *Tiso14* n'émerge du bruit, sous les hypothèses choisies. Le détection significative d'un changement en non centré est donc uniquement due à la présence d'un changement uniforme sur l'ensemble du domaine spatial considéré.

Dans un troisième temps, nous nous intéressons aux changements de *Tiso14* à l'échelle régionale. Le test TOD est alors appliqué séparément dans chacune des boîtes. Cette procédure permet de choisir une valeur du paramètre α , cohérente avec les caractéristiques temporelles de la variabilité interne simulée par les modèles couplés dans chacune des boîtes (Tableau 6.1). Les résultats de la détection varient largement d'un bassin à l'autre. La détection la plus significative a lieu dans le boîte Atlantique Nord, où tous les jeux d'observations présentent des p-values inférieures à 5% (soit un rejet de l'hypothèse nulle au niveau de confiance 95%) à partir de 1990. Des changements de *Tiso14* sont aussi détectés significativement dans les quatre boîtes de l'Océan Pacifique. Dans ces boîtes, tous les jeux d'observations s'accordent sur le rejet de l'hypothèse nulle au niveau de confiance 95% lorsque le test est appliqué sur l'ensemble de la période. Cependant, les jeux divergent quant à la date à partir de laquelle les p-values sont inférieures à 10% (test significatif à 90%). Dans les deux boîtes équatoriales notamment, cette date varie entre 1989 (d'après WOA09) et 2002 (CH11_corr et EN3_corr). Dans le bassin Atlantique

Sud, la dispersion entre les évolutions temporelles des p-values obtenues pour les différents jeux d'observations empêche de conclure. Deux jeux (CH11 et CH11_corr) présentent des p-values inférieures à 10% dès 1986 et inférieures à 5% en fin de période. Trois autres jeux présentent des p-values qui fluctuent autour du niveau 10% à partir de 1995 et jusqu'à la fin de la période. Un jeu (EN3_corr) présente des p-values toujours supérieures à 20%. Les résultats pour le jeu EN3_corr se distinguent aussi dans la boîte Indien Sud, avec des p-values supérieures à 40% en fin de période, tandis qu'elles sont inférieures à 10% à partir de 2007 pour les autres jeux. Dans les trois dernières boîtes (Atlantique Equatorial, Indien Nord et Indien Equatorial) la détection n'est significative pour aucun des jeux d'observations. Les p-values sont particulièrement élevées dans la boîte Indien Nord. L'échec de la détection ne signifie pas forcément qu'aucun changement n'a lieu dans ces régions. Il est possible qu'un changement soit en cours mais que son amplitude soit encore trop faible pour émerger du bruit de la variabilité interne. Par exemple, dans le bassin Equatorial, un faible signal pourrait être masqué par les variations inter-annuelles de larges amplitudes associées au mode ENSO. Une autre possibilité est que la variable choisie ne soit pas sensible au changement en cours. Par exemple, dans la boîte Atlantique Equatoriale, se trouvent à la fois des régions où *Tiso14* se réchauffe et des régions où *Tiso14* se refroidit (Figure 5.9). La compensation entre ces deux types de régions au sein d'une même boîte peut expliquer qu'en moyenne, aucun changement n'est détecté.

6.2.4 Distribution spatiale de la réponse de *Tiso14* au forçage anthropique

L'application du test TOD passe par l'estimation du terme g (estimation notée \hat{g}) qui représente la distribution spatiale observée du changement de *Tiso14*, associé au signal temporel μ . Pour chacun des six jeux d'observations utilisés, les valeurs de \hat{g} obtenues par boîte sont indiquées Figure 6.9. La période sur laquelle le terme de changement est calculé correspond à la période maximale couverte par chacun des jeux. Les changements estimés à partir des jeux EN3_OA et IK09 qui s'arrêtent respectivement en 2005 et 2006 ne sont donc pas directement comparables avec ceux des autres jeux qui vont jusqu'en 2009. De plus, il est important de rester prudent dans l'interprétation du terme \hat{g} , et de rappeler notamment que la procédure TOD ne permet pas d'attribuer formellement les changements observés au forçage anthropique. Nos résultats permettent simplement de conclure qu'un changement significativement différent de 0 (au niveau de confiance 90%), dont les évolutions temporelles et répartitions spatiales sont respectivement décrites par les termes μ et \hat{g} , s'est produit dans les observations, au cours des quatre dernières décennies. Rappelons l'exception du jeu EN3_OA_corr pour lequel le test de détection appliqué sur le domaine global ne permet pas de rejeter l'hypothèse nulle.

En dépit de quelques divergences entre les différents jeux d'observations, certaines caractéristiques du terme \hat{g} se dégagent clairement de l'analyse de la Figure 6.9. Celles-ci sont très cohérentes avec les structures spatiales des cartes de tendance de *Tiso14* décrites au Chapitre 5. Sur la majeure partie du domaine considéré, les changements de *Tiso14* attestent d'un réchauffement de l'Océan de subsurface depuis 1966. Le réchauffement est marqué (supérieur à 0,2°C) dans l'ensemble du bassin Pacifique, ainsi que dans le bassin Atlantique Subtropical Nord. Les six jeux d'observations attestent aussi d'un réchauffement de l'Atlantique subtropical Sud, mais la dispersion entre les jeux, en terme d'amplitude du changement dans cette boîte, est large. Dans le bassin Atlantique Equatorial, les termes \hat{g} sont de faible amplitude, sauf d'après les deux jeux EN3_OA et EN3_OA_corr. Ces derniers montrent des changements d'environ 1,5°C, positifs pour le jeu non corrigé, et au contraire négatifs pour le jeu corrigé, suggérant une large influence des corrections de Wijffels et al. (2008) dans cette région. Dans l'Océan Indien, les jeux d'observations s'accordent sur un réchauffement des boîtes Sud et Equatoriale, avec des amplitudes comprises entre 0,06 et 0,17 °C. Dans le bassin Indien Nord, les changements de

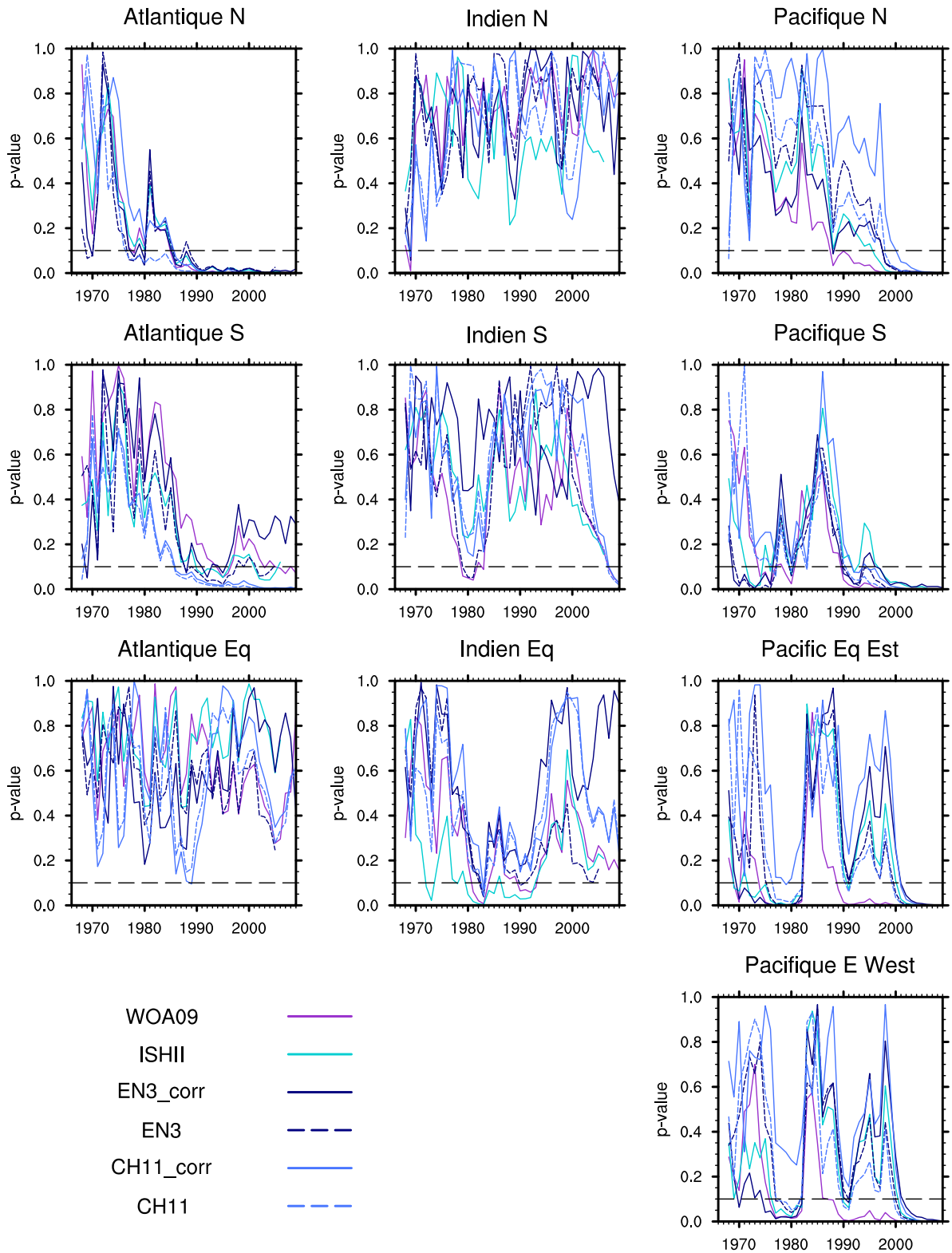


FIGURE 6.8 – *Résultats de la détection appliquée par boîte. Idem que la Figure 6.7 pour le test TOD appliqué individuellement dans chacune des boîtes définies Figure 6.4.*

Tiso14 sont faibles, voire négatifs. Ce résultat est cohérent avec les changements anthropiques du bilan des flux radiatifs entre l’Océan et l’Atmosphère, tels qu’estimés dans un ensemble de si-

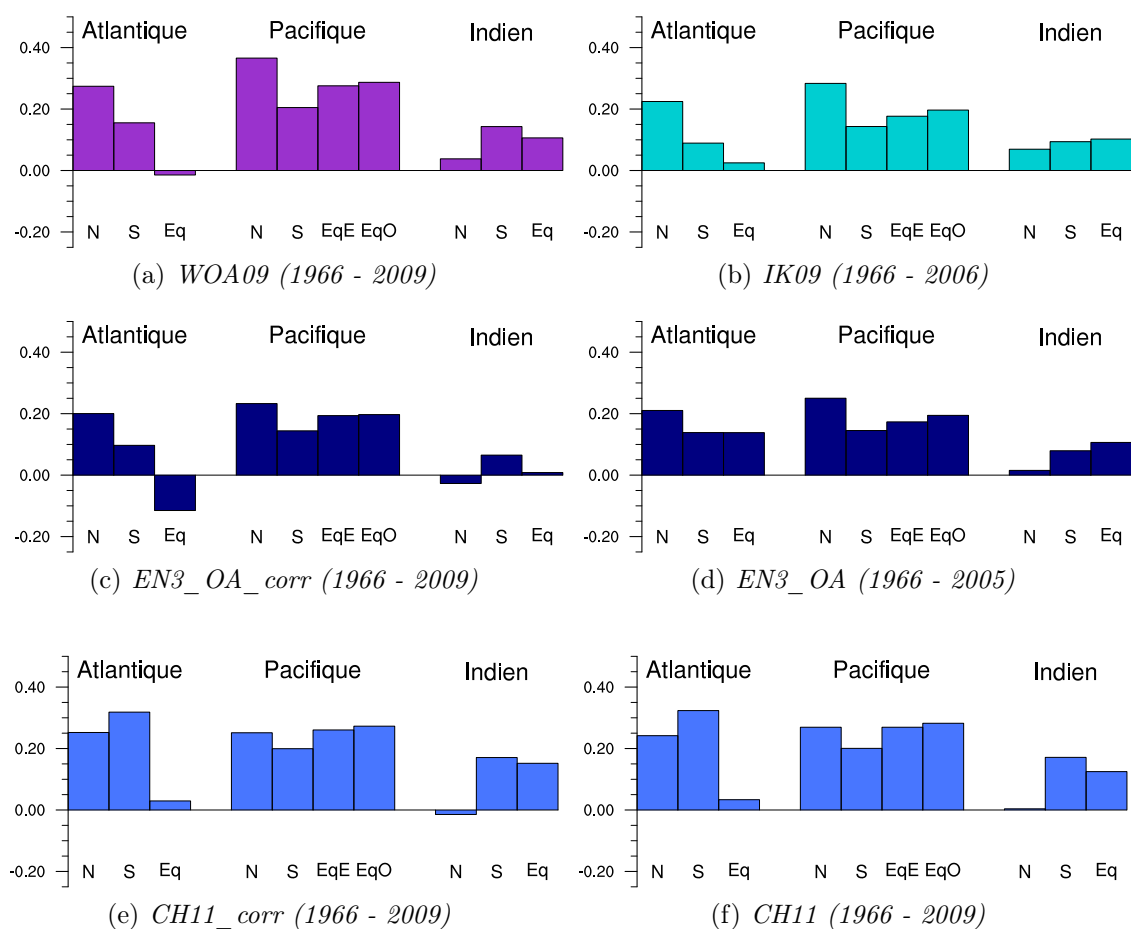


FIGURE 6.9 – *Changement (\hat{g}) de Tiso14 associé au signal μ dans chaque boîte. Les termes de changements sont exprimés en $^{\circ}\text{C}$, individuellement pour chacune des 10 boîtes et pour chacun des six jeux d'observations.*

mulations basées sur le modèle couplé NCAR_PCM, pour lesquelles seul le forçage anthropique varie. L'augmentation du rayonnement infrarouge descendant (causée par l'augmentation des GES anthropiques) est compensée par une diminution du rayonnement solaire incident (causée par l'augmentation des aérosols anthropiques dans l'atmosphère). En conséquence, les flux nets simulés, entrant dans l'Océan Indien à la fin des années 1990, sont quasi-nuls (Pierce et al., 2006).

L'Océan Atlantique, notamment aux latitudes subtropicales Nord, a souvent été désigné comme le bassin dans lequel le réchauffement anthropique était le plus marqué (Barnett et al., 2005; Pierce et al., 2006). Les six analyses objectives considérées ici attestent, effectivement, d'un réchauffement de plus de $0,2^{\circ}\text{C}$ dans ce bassin, au cours des quarante dernières années. Notre étude indique, de plus, un réchauffement du bassin Pacifique, dont l'amplitude serait au moins aussi forte que celle du bassin Atlantique Nord. Nous suggérons que le faible contraste entre les réchauffements de ces deux bassins découle de notre méthodologie pour isoler au mieux la signature du forçage anthropique. La méthode TOD permet d'estimer cette signature (terme \hat{g}) directement dans les observations. Cependant, comme toute estimation, le terme \hat{g} est affecté par un certain nombre d'erreurs, liées, par exemple, à des inhomogénéités présentes dans les observations, à des inexactitudes du modèle statistique, ainsi qu'à la représentation de la variabilité interne (Ribes et al., 2010). On ne peut exclure le risque que le terme \hat{g} inclue une part

du bruit associé à des processus internes, d'échelle décennale à multi-décennale, dont l'évolution temporelle se projetterait sur le terme μ . Bien qu'inévitables, nous suggérons que ces sources d'erreurs ont été minimisées à travers la démarche que nous avons mise en place, et notamment par le choix de la variable *Tiso14*. Celle-ci permet de réduire les incertitudes associées aux problèmes instrumentaux dans les observations. De plus, elle facilite la séparation entre la réponse anthropique et le bruit en filtrant partiellement les changements de température induits par des mouvements verticaux d'isothermes, souvent associés à des processus d'origine interne. Au cours de la période étudiée, certains modes ont été identifiés comme ayant une influence prépondérante sur l'évolution des températures océanique. Il s'agit notamment de l'Oscillation Atlantique Nord (NAO) (Hurrell et al., 2003) et de l'Oscillation Inter-décennale du Pacifique (IPO) (Meehl et al., 2009). Dans le bassin Atlantique Subtropical Nord, plusieurs études indiquent que le réchauffement océanique observé (au-dessus d'une profondeur fixe), associé à un approfondissement de la thermocline, a été influencé par la chronologie des événements NAO (Lozier et al., 2008), en majorité négatifs avant 1970, puis positifs entre 1970 et 2000. Dans le bassin Pacifique Equatorial Ouest, la transition de phase du mode IPO vers des phases positives, en 1976, explique en partie le refroidissement observé, en association avec une remontée de la thermocline. La variable *Tiso14* est peu sensible à ces évolutions forcées par les vents à la surface. Son utilisation permet donc de réduire l'influence des modes internes sur l'estimation de la réponse anthropique. L'influence des modes internes est aussi limitée par l'utilisation de nouveaux jeux d'observations, qui donnent accès à des données jusqu'en 2009. L'extension de la période observée permet notamment de limiter l'influence des modes IPO et NAO qui re-transitionnent vers des phases négatives, respectivement en 2000 et 2005. La prise en compte de ces nouvelles transitions de phases implique que la signature des modes se projette moins sur l'évolution temporelle (μ) du changement anthropique.

Si les avantages de l'utilisation de la variable *Tiso14* sont nombreux, signalons toutefois que dans certains cas, l'interprétation des changements de cette variable peut s'avérer complexe. C'est, par exemple, le cas dans la région équatoriale du bassin Atlantique où le refroidissement observé de *Tiso14* témoigne, non pas d'une évolution des flux de chaleur à la surface, mais plutôt d'une modification locale de la stratification en subsurface. Une autre limite de notre étude mérite d'être signalée. Elle concerne la contrainte imposée par le test TOD sur le nombre de dimensions spatiales par rapport au nombre de dimensions temporelles. Cette contrainte impose de découper le domaine selon un nombre limité de boîtes spatiales dont la définition est susceptible d'influencer les résultats de la détection. Dans le cadre de l'application de la méthode à la variable *Tiso14*, nous avons vérifié que le découpage choisi n'a pas d'influence sur la détection au niveau global. Nous avons, par exemple, appliqué le test TOD à une seule boîte contenant l'ensemble du domaine, ainsi qu'à un ensemble de six boîtes (chaque bassin océanique séparé en deux à l'Equateur). Dans les deux cas, les résultats obtenus en terme de p-value sont similaires à ceux présentés ici. Le découpage spatial peut cependant masquer certains contrastes qui ont lieu au sein des boîtes. Par exemple, dans le bassin Pacifique Equatorial, les boîtes que nous avons définies ne nous permettent pas de tester si le refroidissement à l'Est de 120°Ouest, remarqué sur les cartes spatiales de tendances (par exemple Figure 5.9), est détecté de manière significative ou non.

Synthèse

- **Objectifs**

Mettre en évidence la signature du forçage anthropique sur les températures de subsurface océaniques, ainsi que son émergence par rapport à la variabilité interne.

- **Méthode**

Les contributions diabatiques (associées aux flux de chaleur à la surface) et dynamiques (associées aux mouvements verticaux d'isothermes associés au forçage en vent) sont séparées en considérant trois variables : la température moyennée au-dessus de l'isotherme 14°C (*Tiso14*), la profondeur de cette isotherme (*Diso14*) et la température moyennée entre la surface et la profondeur fixe 250 mètres (*T250m*).

L'incertitude associée aux observations est échantillonnée en utilisant un nombre important de produits observés (analyses objectives) et pseudo-observés (réanalyses océaniques).

La significativité des changements observés de la variable *Tiso14* est testée via l'application d'une méthode de détection de la réponse temporelle au forçage anthropique.

- **Les réanalyses océaniques peuvent-elles être utilisées comme pseudo-observations pour échantillonner l'incertitude sur l'évolution récente de la température océanique de subsurface observée ?**

Oui. Les réanalyses attestent d'un réchauffement moyen de *Tiso14* similaire au réchauffement observé. Spatialement, observations et réanalyses sont très cohérentes dans les zones où la densité des observations est importante. Dans les zones faiblement observées, les réanalyses apportent un complément d'information utile.

- **Quelle est la signature spatiale des tendances observées pour les trois variables ?**

La variable *Tiso14* présente un réchauffement relativement homogène sur l'ensemble des bassins tropicaux et subtropicaux, tandis que des zones de refroidissement apparaissent autour de l'Equateur. Les différences entre les évolutions des variables *Tiso14* et *T250m* reflètent les tendances de la profondeur de l'isotherme 14°C. Celles-ci sont notamment caractérisées par une remontée de l'isotherme dans les régions équatoriales des bassins Pacifique et Indien, et, au contraire, par un approfondissement aux latitudes subtropicales Nord du bassin Atlantique.

- **L'évolution temporelle de *Tiso14* est-elle cohérente avec celle de la réponse forcée, telle que simulée par les modèles ?**

Oui. A l'échelle globale et dans le bassin Atlantique, où le réchauffement est quasiment linéaire, les évolutions temporelles observées et simulées sont très cohérentes sur la période 1960–2010. Dans les bassins Pacifique, et surtout Indien, elle divergent à cause de l'influence de la variabilité décennale dans les observations.

- **La distribution spatiale de la tendance observée de *Tiso14* ressemble-t-elle à la signature spatiale de la réponse forcée ?**

Oui. Les principales caractéristiques de la signature spatiale de la réponse forcée sont les mêmes que celles des tendances observées.

- **La contribution anthropique sur les changements de *Tiso14* est-elle confirmée par les résultats des tests statistiques de détection ?**

Oui. A l'échelle globale, la tendance de *Tiso14* est incompatible avec la variabilité interne simulée par les modèles. En tenant compte de la structure spatiale de grande échelle, l'hypothèse nulle selon laquelle les changements observés seraient uniquement dus à la variabilité interne est rejetée, au niveau de confiance 90%, pour cinq des six jeux d'observations considérés. Individuellement au sein des sous-bassins océaniques, des réchauffements significatifs sont détectés dans le bassin Pacifique et les régions subtropicales du bassin Atlantique. La détection n'est pas significative dans le bassin Atlantique Equatorial ni dans les régions équatoriales et Nord de l'Océan Indien.

Troisième partie

La salinité de surface océanique : traceur des modifications du cycle hydrologique marin

Préambule

En réponse au réchauffement d'origine anthropique, les projections d'évolution climatique simulées par les modèles CMIP3 prévoient des modifications du cycle hydrologique au cours du 21^{ème} siècle, dans le sens d'une accentuation des contrastes entre les régions humides et les régions sèches (cf Chapitre 3). La présence d'un réchauffement associé au forçage anthropique a déjà été mis en évidence dans les observations des dernières décennies. Dès lors, la question se pose de savoir si des changements du cycle hydrologique sont aussi déjà à l'oeuvre. Si l'influence humaine a effectivement été détectée dans l'évolution récente des précipitations continentales (Zhang et al., 2007), les études de détection des changements des flux d'eau douce marins sont limitées par le manque d'observations au-dessus des océans. Il existe cependant un traceur efficace des modifications du cycle hydrologique marin. Il s'agit de la salinité de surface océanique qui intègre les modifications des flux d'eau douce à la surface sans rétro-agir sur eux en retour (Schmitt, 2008).

La Partie III de cette thèse est consacrée à l'étude de la salinité de surface océanique, en tant que traceur des modifications du cycle hydrologique marin. Notre étude est basée sur une compilation de deux analyses objectives qui couvrent les domaines Atlantique (Reverdin et al., 2007) et Pacifique (Delcroix et al., 2011) Tropicaux. L'organisation du Chapitre 7 se décline en cinq sections. Dans la Section 7.1, nous décrivons brièvement les données de salinité de surface et les techniques d'interpolation qui ont été utilisées par les deux auteurs pré-cités. Les autres sections s'efforcent de répondre successivement aux questions suivantes :

- Quelle est la forme de la tendance observée au cours des trois dernières décennies ? Ressemble-t-elle à la signature de la salinité de surface associée aux principaux modes de variabilité interne ?
- Les réanalyses océaniques peuvent-elles être utilisées comme pseudo-observations pour échantillonner l'incertitude sur les observations récentes de salinité de surface ?
- Les modèles CMIP3 sont-ils capables de simuler, de manière réaliste, la climatologie et la variabilité inter-annuelle à décennale de la salinité de surface ?
- La comparaison entre les tendances observées et la moyenne d'ensemble des tendances simulées nous permet-elle une première interprétation qualitative des causes de l'évolution de la salinité de surface au cours des dernières décennies ?

L'examen des causes des changements récents de la salinité de surface océanique fait l'objet du Chapitre 8, à travers une étude de détection de la réponse au forçage anthropique. Dans la Section 8.1, nous appliquons les deux méthodes de détection décrites au Chapitre 4. La méthode temporelle, déjà utilisée au Chapitre 6, consiste à rechercher, dans les observations, l'empreinte temporelle de la réponse au forçage anthropique, telle que simulée par les modèles CMIP3, au cours de la période observée. Dans le cas de la méthode spatiale, l'empreinte spatiale de la réponse au forçage anthropique sera évaluée comme les changements de salinité de surface simulés par les modèles entre la fin du 20^{ème} siècle et la fin du 21^{ème}. Enfin, la dernière section présente une interprétation des mécanismes physiques à l'origine de ces changements.



Chapitre 7

Evolution récente

7.1 Données de salinité de surface océanique

Le jeu d'observations qui nous sert de référence est une compilation de deux analyses objectives de données mensuelles de salinité de surface océanique (*SSS*) grillées à $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution horizontale. L'un des deux jeux couvre la période 1970–2002 dans l'Océan Atlantique (30°S - 50°N), et l'autre la période 1950–2008 dans l'Océan Pacifique Tropical (30°S - 30°N). Une description complète de ces jeux et des méthodes d'interpolations utilisées figure à l'adresse <http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>, ainsi que dans Delcroix et al. (2005, 2007, 2011) et Cravatte et al. (2009) pour les données dans le Pacifique, et dans Reverdin et al. (1995 et 2007) pour les données dans l'Atlantique. Sur la base de ces travaux, nous rappelons les principales origines des données, ainsi que la précision qui leur est associée. Nous appelons OBS la compilation des deux analyses objectives qui couvre les régions tropicales des bassins Atlantique et Pacifique.

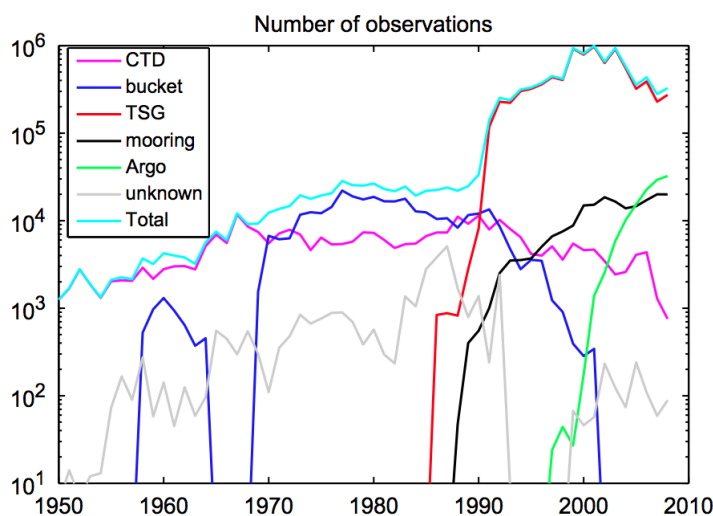


FIGURE 7.1 – *Origine des données de SSS*. Distribution annuelle des données de salinité collectées par différents types d'instruments différenciés par un code de couleur. Source : Delcroix et al. (2011)

Comme pour la température, les jeux de salinité océanique regroupent des données issues d'instruments différents (Figure 7.1) qui ont chacun leurs propres précision et biais. Parmi les différents types de données du jeu OBS figurent des mesures effectuées sur des échantillons de surface prélevés dans des seaux (*buckets*) météorologiques depuis des navires marchands volontaires (Voluntary Observing Ship, VOS). Ces données sont issues des archives de la World Ocean Data Base 2009 (WODB09) et du French SSS Observation Service (SOS). Le SOS est un service

français qui regroupe un ensemble de programmes, menés depuis Nouméa et Brest, organisant des collectes le long de lignes maritimes régulières, depuis 1969 dans l'Océan Pacifique et 1977 dans les Océans Indien et Atlantique. La précision des données *buckets* se situe autour de 0,1 psu, des erreurs étant introduites par des dépôts de sels dans des seaux mal rincés et/ou par l'évaporation de l'eau lors de la remontée du seau. Depuis le début des années 1990, ce mode opératoire a peu à peu été remplacé par des thermosalinographes (TSG) installés dans la salle des moteurs des VOS. La précision de ces instruments est meilleure (environ 0,02 psu), malgré des biais de mesure parfois dus à des salissures biologiques sur les cellules de conductivité. Des TSG sont aussi installés sur des mouillages (mooring) fixés dans les régions tropicales des Océans Pacifique (TAO/TRITON) et Atlantique (PIRATA). Les mesures de *SSS* les plus précises sont généralement effectuées à l'aide de bathysondes (CTD) à bord de navires de recherche. La plupart des données CTD sont issues de la WODB09 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html), ainsi que des archives du Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) et de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Les CTDs sont aussi les instruments installés sur les flotteurs Argo, qui viennent considérablement améliorer la couverture spatiale des données depuis les années 2000. La profondeur exacte à laquelle sont effectuées les mesures de *SSS* varie légèrement d'un instrument à l'autre. Ainsi, la *SSS* issue du jeu OBS est en réalité représentative de la salinité de la couche de surface océanique (entre 0 et 10 mètres).

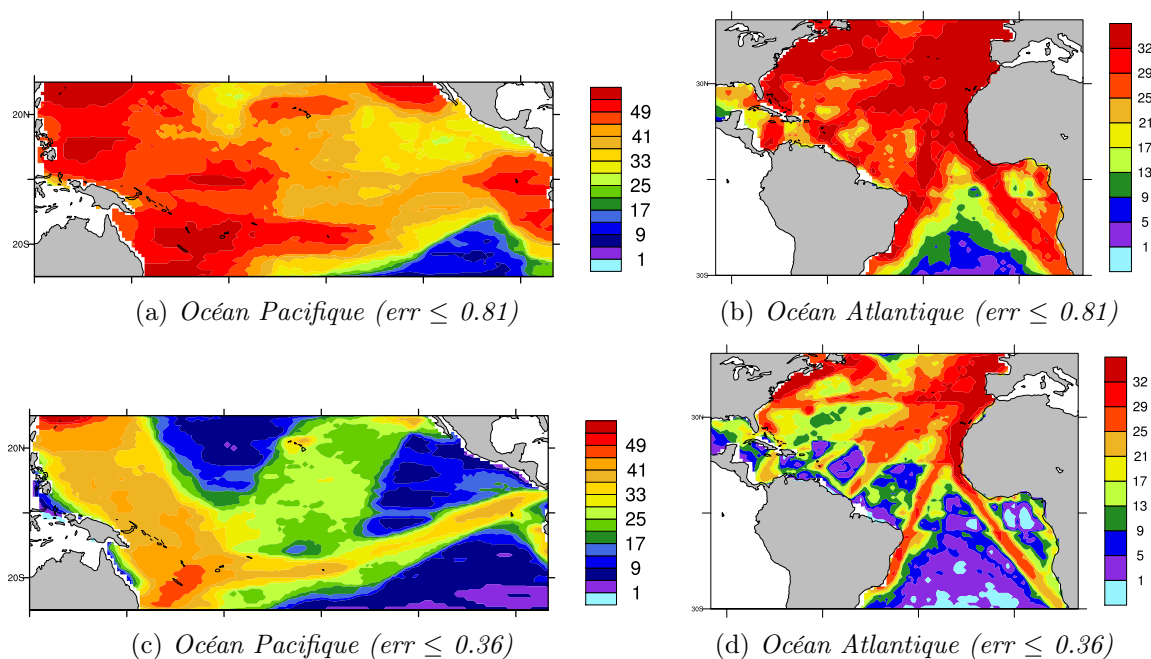


FIGURE 7.2 – *Couverture spatiale des observations de salinité de surface.* Nombre de mois observés dans les bassins Pacifique (a et c) et Atlantique (b et d) Tropicaux, en considérant les données mensuelles de *SSS* uniquement aux points de grille où l'erreur est inférieure à 0,81 (a et b) ou 0,36 (c et d).

Des méthodes d'interpolation optimale sont utilisées pour produire des données grillées de résolution 1° de longitude x 1° de latitude x 1 mois. En chaque point de grille, la valeur de la *SSS* est calculée en utilisant les données les plus proches qui sont définies en fonction des échelles spatiales et temporelles caractéristiques de la *SSS*. Pour le jeu du bassin Pacifique, ces échelles valent respectivement 1600 km et 275 km dans les sens longitudinaux et latitudinaux (Cravatte et al., 2009). Pour le jeu du bassin Atlantique, elles varient en fonction de la saison et de la région entre 220 et 420 km le long des longitudes, et 220 et 500 km le long des latitudes (Reverdin et al.,

2007). Du fait de ces différences d'échelles horizontales, le jeu du bassin Atlantique présente des structures de plus petites échelles que le jeu du bassin Pacifique. Pour obtenir un résultat visuel similaire dans les deux bassins, nous appliquerons un lissage local sur neuf points aux données de l'Atlantique.

Dans les deux bassins, les méthodes d'interpolation calculent un terme d'erreur associée à la valeur de la *SSS* analysée en chaque point de grille. Cette erreur est exprimée en pourcentage de variance des anomalies de *SSS* par rapport à la climatologie mensuelle. Il s'agit donc d'un nombre compris entre 0 et 1. La valeur 0 indique la confiance maximale que l'on puisse avoir dans l'estimation. Au contraire, la valeur 1 est associée aux points de grille où la valeur de la *SSS* est égale à la climatologie car aucune donnée n'a été trouvée dans les alentours (Delcroix et al., 2011). De manière générale, nous utiliserons les données mensuelles de *SSS* uniquement aux points de grille où l'erreur est inférieure à 0,81 (soit 90% de l'écart type). Aux autres points de grille, la valeur de la *SSS* est remplacée par une valeur manquante. La couverture des observations est illustrée pour des seuils d'erreur fixés respectivement à 0,81 (Figure 7.2a et b) et 0,36 (Figure 7.2c et d). La couverture des observations est particulièrement faible au centre du bassin Atlantique Sud et l'Est du bassin Pacifique Sud. Pour le présent Chapitre, les analyses portent sur les moyennes annuelles de *SSS*. Une moyenne annuelle est définie à condition que la *SSS* mensuelle soit non manquante, au minimum au cours de trois mois de l'année considérée. Des conditions supplémentaires sur la couverture temporelle minimale des observations sont de plus requises, qui diffèrent en fonction du diagnostique. Nous fixons arbitrairement à 20% le nombre minimal d'années non manquantes nécessaires pour calculer une valeur de *SSS* climatologique sur la période 1970-1999. Pour les tendances, nous découpons la période de trente ans en six périodes de cinq ans, et ne considérons que les points de grille pour lesquels au moins une année est non manquante dans chacune des périodes de cinq ans.

Les climatologies et tendances dérivées des moyennes annuelles de salinité de surface du jeu OBS sont comparées à une autre analyse objective (EN3_OA) et quatre réanalyses océaniques. La comparaison est menée sur la période commune entre l'ensemble de ces données, soit 30 années allant de 1970 à 1999. L'analyse EN3_OA, ainsi que les trois réanalyses ENSEMBLE (CERFACS, INGV et ECMWF) sont décrites au 5.3. Les modèles océaniques, forçages atmosphériques, profils d'observations et systèmes d'assimilation utilisés pour produire ces trois réanalyses sont rappelés dans le Tableau 7.1. Une nouvelle réanalyse, NEMOVAR-COMBINE (Mogensen et al., 2009; Weaver et al., 2005), notée NEMOVAR, est aussi incluse dans la comparaison (voir Balmaseda et al., 2010, pour une description détaillée de la réanalyse). Elle est basée sur l'assimilation des données du jeu EN3_v2a corrigées du biais des XBT (Wijffels et al., 2008) combinée avec le modèle océanique NEMO v3.0 (Madec, 2008). Entre 1957 et 1988, les forçages atmosphériques utilisés pour cette réanalyse sont les flux ERA-40 (Uppala et al., 2005) auxquels sont appliquées les corrections de Troccoli and Källberg (2004) pour les précipitations. A partir de 1989, les forçages sont issus de la réanalyse atmosphérique ERA-Interim (Simmons et al., 2007).

Nous utilisons également 23 simulations historiques basées sur les modèles CMIP3 (cf Table 8.2 en Annexe). Quatre simulations, respectivement basées sur les modèles CGCM3.1(T47), CGCM3.1(T63), MRI-CGCM2.3.2 et MIUB-ECHOG, intègrent des corrections des flux d'eau douce moyens (Dai, 2006a). Pour faciliter la comparaison entre les différents produits, les champs dérivés des réanalyses et des modèles sont interpolés sur la grille des observations.

Réanalyses	Modèles, résolutions	Flux de surface	Données	Systèmes d'assimilation
CERFACS	OPA v. 8.2 ORCA 2° : 2° × 2°-0.5° 31 niveaux verticaux	ERA-40 précipitations corrigées après 2001 : flux ECMWF	ENACT/ENSEMBLE jeu EN3_v2a	OPAVAR variationnelle tridimensionnelle
INGV	OPA v. 8.2 ORCA 2° : 2° × 2°-0.5° 31 niveaux verticaux	ERA-40 daily flux précipitations corrigées après 2001 : flux ECMWF	ENACT/ENSEMBLE version EN3_v2a	Interpolation optimal d'ordre réduit
ECMWF	HOPE 1° × 1°-0.3° 29 niveaux verticaux	ERA-40 daily flux précipitations corrigées après 2001 : flux ECMWF	ENACT/ENSEMBLE version EN3_v2a données altimétriques	Interpolation optimale tridimensionnelle
NEMOVAR	NEMO ORCA 1° 42 niveaux verticaux	avant 1989 : ERA-40 précipitations corrigées après 1989 : ERA- Interim	ENACT/ENSEMBLE version EN3_v2a corrections des XBT (Wijffels et al., 2008)	NEMOVAR variationnelle tridimensionnelle

TABLE 7.1 – Description des réanalyses utilisées dans ce Chapitre.

7.2 Salinité de surface océanique observée : climatologie, variabilité et tendance récente

Avant de comparer les champs du jeu OBS avec ceux dérivés des réanalyses océaniques et des simulations CMIP3, nous décrivons ici les principales caractéristiques de la salinité de surface observée, en terme de climatologie, variabilité inter-annuelle, signature des principaux modes de variabilités et tendance linéaire. Ces caractéristiques sont déjà l'objet de plusieurs études (Reverdin et al., 2007, pour le bassin Atlantique ; Cravatte et al., 2009, et Delcroix et al., 2011, pour le bassin Pacifique) sur lesquelles nous nous appuyons largement, tout au long de cette section.

7.2.1 Distribution spatiale moyenne

Intégrée verticalement sur une couche de mélange de profondeur h , la salinité de surface océanique (SSS) obéit à l'équation suivante :

$$\frac{\partial SSS}{\partial t} = \frac{(E - P)SSS}{h} + Advection + Subsurface + Mélange \quad (7.1)$$

où chacun des quatre termes de droite correspond aux variations de SSS associées aux flux d'eau douce en surface, à l'advection océanique horizontale, au mélange turbulent et à des processus de subsurface. Ces derniers incluent les variations de la profondeur de la couche de mélange et l'entraînement. Aux latitudes tropicales, le terme de droite de l'équation 7.1 est dominé par les changements associés aux flux d'eau douce (Delcroix et al., 1996). La répartition moyenne des salinités de surface reflète donc, au premier ordre, la structure spatiale du bilan ($E - P$). Elle s'organise principalement en trois bandes zonales (Figure 7.3). Dans une bande de quelques degrés de latitude au Nord de l'Equateur, la SSS est faible : inférieure à 34,6 psu dans le Pacifique et entre 35 et 36 psu dans l'Atlantique. Cette bande d'eau peu salée est la signature de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) dans laquelle les précipitations sont très abondantes toute l'année. Dans les régions tropicales et subtropicales, les salinités de surface sont plus élevées, atteignant des valeurs maximales au centre des anticyclones subtropicaux : respectivement plus de 36,2 et 37,2 psu dans les bassins Pacifique et Atlantique. Ces régions correspondent à des zones de subsidence atmosphérique où les précipitations sont faibles et l'évaporation forte tout au long de l'année. Chaque bassin présente également certaines spécificités, telles que l'extension des faibles SSS sous la Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ) au Sud-Ouest du bassin Pacifique, et les minima de SSS autour de l'embouchure des grands fleuves (notamment l'Amazone, le Congo et le Niger) dans le bassin Atlantique. Les très faibles salinités au nord de 40°N, le long des côtes Est américaines, sont caractéristiques des eaux de la gyre subpolaire où la salinité moyenne est largement influencée par les décharges d'eau douce issues des fleuves et de la fonte des glaces. Enfin, une caractéristique notable de la répartition spatiale des SSS climatologiques aux latitudes tropicales est le contraste entre le bassin Atlantique salé et le bassin Pacifique peu salé, avec des SSS moyennes de 36,1 et 34,9 psu, respectivement dans chacun des bassins. Plusieurs facteurs sont responsables de ce contraste (Schmitt et al., 2010). Du fait de l'étroitesse de son bassin, la majeure partie de l'Océan Atlantique est soumise à l'influence d'air continental sec. De plus, l'isthme d'Amérique Centrale facilite le transfert d'humidité du bassin Atlantique vers le Pacifique, tandis que l'apport d'humidité du Sahara vers l'Océan Atlantique est quasi nul (Weyl, 1968).

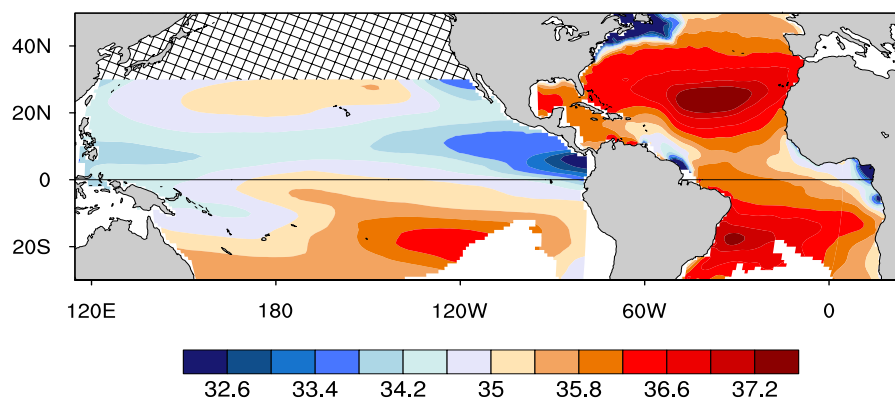


FIGURE 7.3 – *Salinité de surface moyenne observée.* Moyenne (en psu) de la SSS dans les Océans Pacifique et Atlantique Tropicauz, entre 1970 et 1999. Une valeur est représentée uniquement aux points de grille où au moins 20% des années sont non manquantes sur les 30 années considérées.

7.2.2 Amplitude et signature de la variabilité inter-annuelle à décennale

Sur la majeure partie du domaine considéré, l'amplitude des variations inter-annuelles de la salinité de surface observée est comprise entre 0,05 et 0,3 psu. Dans le bassin Pacifique, les plus fortes variations inter-annuelles sont localisées au Nord de l'Equateur, sous la position annuelle de l'ITCZ et au Sud-Ouest sous la SPCZ. Dans l'Ouest du bassin, des déplacements des zones de convection ont été mis en évidence, en lien avec les changements de phase de l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) et de l'Oscillation Inter-décennale du Pacifique (IPO) (Delcroix et al., 2007). La signature de ces modes en SSS est très cohérente avec celle des flux d'eau douce. Elle se traduit, par exemple, par un dipôle d'anomalies dans l'Ouest du bassin, négatives à l'Equateur et positives plus au Sud en situation El Niño, et inversement en situation La Niña (Delcroix et al., 2011). Un tel dipôle est aussi la principale caractéristique de la structure spatiale de la régression entre l'indice du mode IPO et la salinité de surface observée. Il est cohérent avec le décalage de la SPCZ vers le Nord-Est, observé pendant les phases positives de l'IPO (Delcroix et al., 2007). La structure de la régression calculée sur la période 1950–2008 est quasiment identique à celle présentée par Cravatte et al. (2009) pour la période 1955–2003. Nous considérons ici la plus longue période possible couverte par le jeu d'observations. Cependant, par rapport à l'échelle décennale caractéristique de l'IPO, la longueur de la période observée est encore trop courte pour affirmer avec certitude que la Figure 7.5a illustre la signature de l'IPO en salinité de surface.

Dans l'Océan Atlantique, la plupart des zones où l'amplitude de la variabilité inter-annuelle est maximale correspondent à des minima de salinité de surface moyenne : aux alentours des embouchures des grands fleuves, et sous l'ITCZ. De fortes variations surviennent également dans la région du Gulf Stream. Dans cette zone de forts gradients spatiaux, des faibles déplacements de la position du Gulf Stream suffisent à générer de larges anomalies de SSS. Il en résulte un contraste important entre l'Ouest du bassin Atlantique Nord et l'Est où les variations inter-annuelles sont faibles. C'est pourtant à l'Est et au Centre du bassin que la régression entre la salinité de surface et l'indice NAO est la plus significative (Figure 7.5b). En phase positive de la NAO, la SSS augmente entre 20°N et 45°N, depuis les côtes européennes et africaines jusqu'à environ 50°O. Ces anomalies positives sont aussi caractéristiques de la signature basse fréquence de la NAO, telle qu'estimée par Reverdin et al. (2007) en appliquant à l'indice NAO un filtre passe bas avec une fréquence de coupure égale à 5 ans. Il en est de même pour les anomalies positives vers 10°N, et les anomalies négatives au Nord du Gulf Stream, le long des côtes américaines. Contrairement au cas de l'IPO, la signature de la NAO en SSS reflète peu la structure observée de ce mode en précipitations et évaporation. Seules les anomalies positives au Centre-Nord du

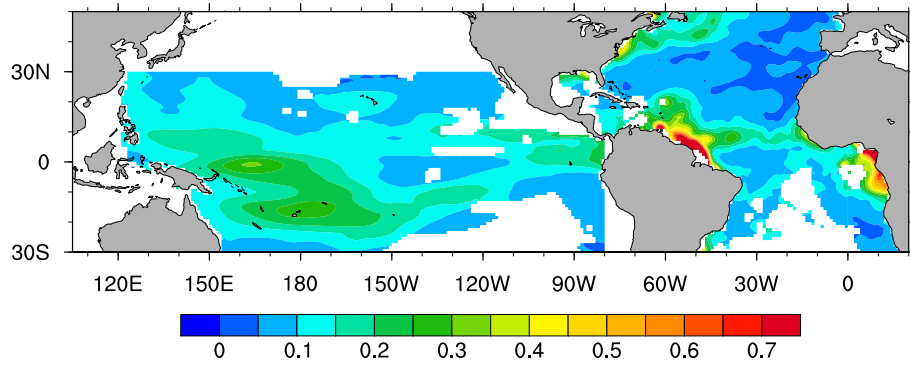


FIGURE 7.4 – *Amplitude de la variabilité inter-annuelle de la salinité de surface observée.* Les écarts types (en psu) sont calculés à partir des moyennes annuelles de salinité de surface dérivées du jeu OBS, auxquelles a été soustraite une tendance linéaire, sur la période 1970–1999. Ils sont représentés uniquement aux points de grille où au moins une année est non manquante au cours des six périodes de cinq ans entre 1970 et 1999.

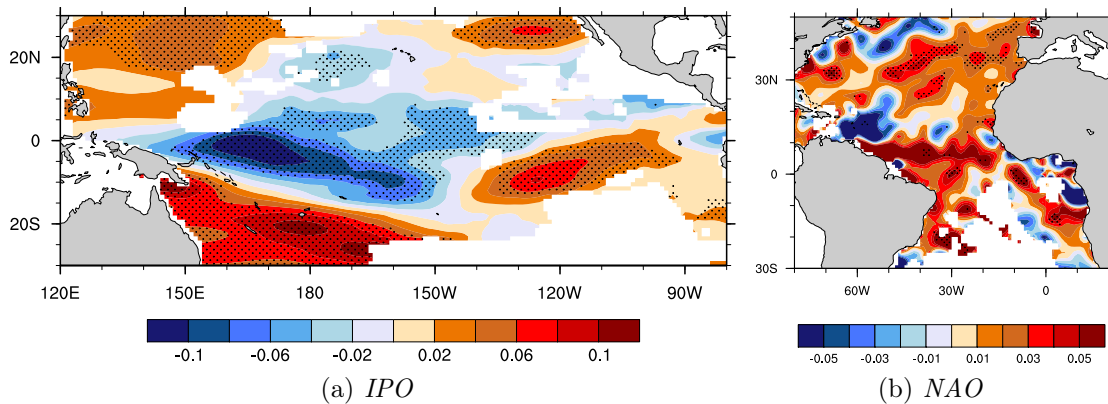


FIGURE 7.5 – *Anomalies (en psu par °C) de salinité de surface observées associées aux modes IPO et NAO.* Les régressions entre les moyennes annuelles de SSS dérivées du jeu OBS et les indices a) IPO et b) NAO sont effectuées sur la plus longue période possible dans chacun des bassins, soit 1950–2008 dans le bassin Pacifique et 1970–2002 dans le bassin Atlantique. L'indice IPO correspond à la première composante principale associée à l'EOF 1 du champ de SST observé (ERSST2, Reynolds et al., 2002), dans l'Océan Pacifique (40°S–60°N). Avant de procéder à l'analyse EOF, les données de SST ont été filtrées avec un filtre passe-bas de fréquence de coupure égale à 10 ans, et l'influence du réchauffement global a été soustraite selon la procédure décrite Section 5.3. L'indice NAO correspond à la première composante principale associée à l'EOF 1 du champ de pression de surface observé (NCEP, Kalnay et al., 1996) sur la région Atlantique Nord (20°N – 80°N et 90°W – 40°W).

bassin sont cohérentes avec l'augmentation du bilan ($E - P$) observé dans cette région, pendant les phases positives de la NAO (Bojariu and Reverdin, 2002; Mignot and Frankignoul, 2004).

7.2.3 Distribution spatiale des tendances

La répartition spatiale de la tendance (Figure 7.6a) de salinité de surface, calculée au cours de la période 1970–1999, ressemble à celle de la climatologie (Figure 7.3). Cette ressemblance suggère, de manière qualitative, une accentuation récente des gradients spatiaux de SSS, cohérente avec l'intensification attendue du cycle hydrologique marin (Held and Soden, 2006). Au sein du bassin Pacifique, la salinité de surface diminue dans les régions peu salées situées sous les traces des zones de convergence. Au contraire, elle augmente dans les régions salées, notamment

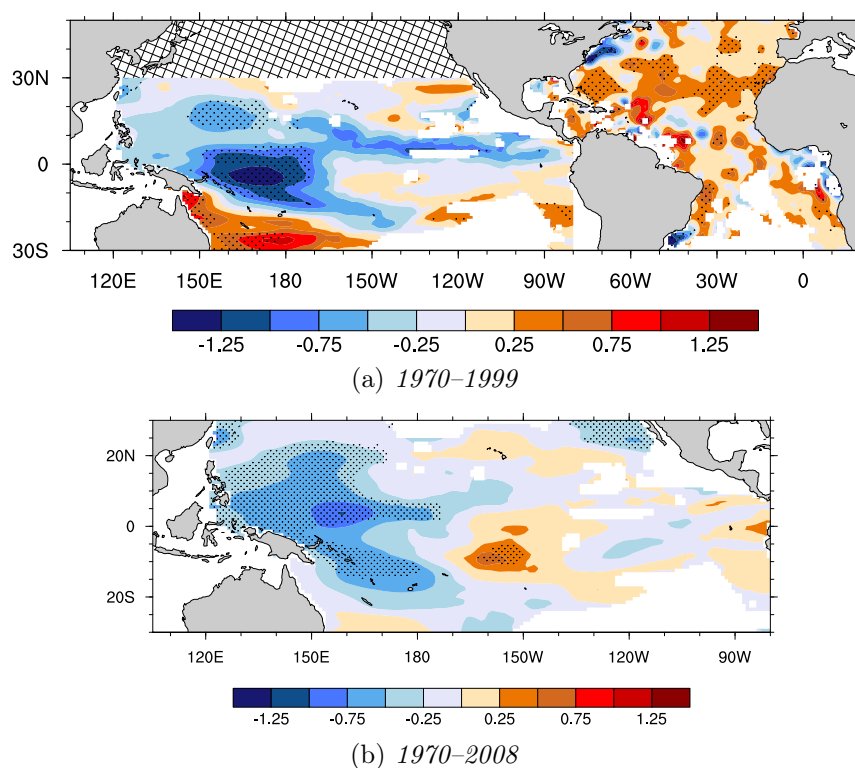


FIGURE 7.6 – *Distribution spatiale des tendances de SSS observées.* Les tendances (en psu par siècle) sont calculées à partir des moyennes annuelles de SSS issues du jeu OBS. a) les tendances sont représentées uniquement aux points de grille où au moins une année est non manquante au cours des six périodes de cinq ans entre 1970 et 1999. b) dans le bassin Pacifique Tropical, les tendances sont représentées uniquement aux points de grille où au moins une année est non manquante au cours des huit périodes de cinq ans entre 1970 et 2008.

au Sud de la Mer de Corail (y compris le long des côtes Est de l’Australie), et au centre de l’anticyclone subtropical Nord. Au Sud-Est du bassin, la couverture des observations est trop faible pour permettre le calcul des tendances. Remarquons que le contraste entre les tendances négatives dans le Pacifique Equatorial Ouest, et positives plus au Sud, rappelle la structure spatiale des anomalies de SSS associées au mode IPO (Figure 7.5a). Compte tenu de la chronologie des événements IPO entre 1970 et 1999, (en majorité négatifs sur la première moitié de la période, et positifs ensuite) il est possible que les tendances de SSS calculées sur cette période portent la trace du changement de phase de l’IPO. La disponibilité des données du jeu OBS dans le bassin Pacifique nous permet d’étendre le calcul des tendances jusqu’en 2008 (Figure 7.6b). Sur cette période étendue, l’amplitude des tendances est nettement plus faible, de manière cohérente avec la re-transition de l’indice IPO vers des phases en majorité négatives à partir de 2000. Cependant, la diminution de la salinité de surface dans l’Ouest du bassin reste significative. Dans le bassin Atlantique, les tendances de SSS sont principalement positives (Figure 7.6a). A l’Est du bassin, au Nord de 20°N, où la couverture des observations est importante, il est possible que les tendances positives aient été en partie influencées par les variations de phase de la NAO (Reverdin et al., 2007), en majorité négatives avant 1980, puis positives après. Des diminutions locales de salinité coïncident avec les minima de climatologie, à proximité des grands fleuves (Amazone, Congo et Niger). Elles suggèrent une augmentation du débit de ces fleuves, probablement liée à une augmentation des précipitations continentales. Sachant que les trois fleuves en question sont situés sous la ITCZ, ces tendances sont cohérentes avec une intensification du cycle hydrologique

continental. La mise en parallèle des tendances dans les deux bassins fait apparaître un autre résultat marquant : un contraste entre le bassin Pacifique qui devient de moins en moins salé et le bassin Atlantique qui devient de plus en plus salé. Sachant qu'en moyenne la *SSS* est faible dans le bassin Pacifique, tandis qu'elle est forte dans le bassin Atlantique, les tendances illustrées Figure 7.9a traduisent donc une accentuation du gradient de *SSS* entre les deux bassins tropicaux. Ce résultat suggère une évolution des flux d'eau douce aux latitudes tropicales, dans le sens d'un transport supplémentaire d'humidité depuis l'Atlantique vers le Pacifique. Celui-ci pourrait être causé par une augmentation de l'humidité atmosphérique transportée par les vents moyens d'Est et/ou par une intensification des vents franchissant l'isthme d'Amérique Centrale.

7.3 Peut-on utiliser les réanalyses océaniques pour échantillonner l'incertitude sur les observations de salinité de surface ?

7.3.1 Comparaison des climatologies dérivées des observations et des réanalyses océaniques

Les structures spatiales de la salinité de surface moyenne, décrites en 7.2.1 pour le jeu OBS, constituent aussi les principales caractéristiques des climatologies dérivées à la fois de l'analyse objective EN3_OA et des quatre réanalyses océaniques (Figure 7.7). L'analyse objective EN3_OA présente une climatologie de *SSS* très proche de celle du jeu OBS, avec des biais ne dépassant 0.3 psu qu'à proximité des embouchures des grands fleuves dans le bassin Atlantique. Les réanalyses reproduisent convenablement la climatologie de *SSS* observée, avec des biais qui dépassent rarement 0,7 psu. Cependant, certains biais, communs à toutes les réanalyses, suggèrent des défauts des flux d'eau prescrits à la surface de l'océan. Par exemple, la plupart des réanalyses présentent des biais négatifs sur l'ensemble des deux bassins vers 10°N. Ces biais témoignent d'un minimum de salinité sous la ITCZ trop marqué et/ou trop étendu vers le Nord (par exemple pour ECMWF dans le Pacifique). Dans le bassin Pacifique Sud, l'extension vers le Sud-Est des faibles salinités caractéristiques de la SPCZ est plus marquée dans les réanalyses que dans les observations. Dans le bassin Atlantique, les principaux désaccords entre les observations et les réanalyses sont situés dans les zones de forts gradients spatiaux de *SSS* : à proximité des embouchures des grands fleuves, et à la frontière entre les gyres subtropical et subpolaire.

7.3.2 Comparaison des tendances dérivées des observations et des réanalyses océaniques

a. Répartition zonale des tendances

Les tendances de salinité de surface dérivées des réanalyses sont, dans un premier temps, présentées en moyenne zonale, sur l'ensemble des deux bassins tropicaux (Figure 7.8a), et individuellement sur chacun d'eux (Figure 7.8b et c). Les moyennes zonales nous permettent de comparer de manière synthétique les principales caractéristiques des tendances dérivées des différents produits. Il convient cependant d'être prudent dans leur interprétation, car les variations méridiennes de *SSS* sont loin d'être négligeables (Peixoto and Oort, 1992). Sur les trois domaines considérés, la mise en parallèle des tendances observées avec la répartition zonale des *SSS* climatologiques souligne, une nouvelle fois, la désalinisation des latitudes équatoriales, encadrée par deux zones de salinification aux latitudes tropicales.

Les tendances de l'analyse EN3_OA sont, dans l'ensemble, du même signe que celles du jeu OBS. Les principales divergences entre les deux jeux apparaissent dans l'Hémisphère Sud, où la couverture des observations est faible. Les tendances quasi-nulles du jeu EN3_OA à toutes

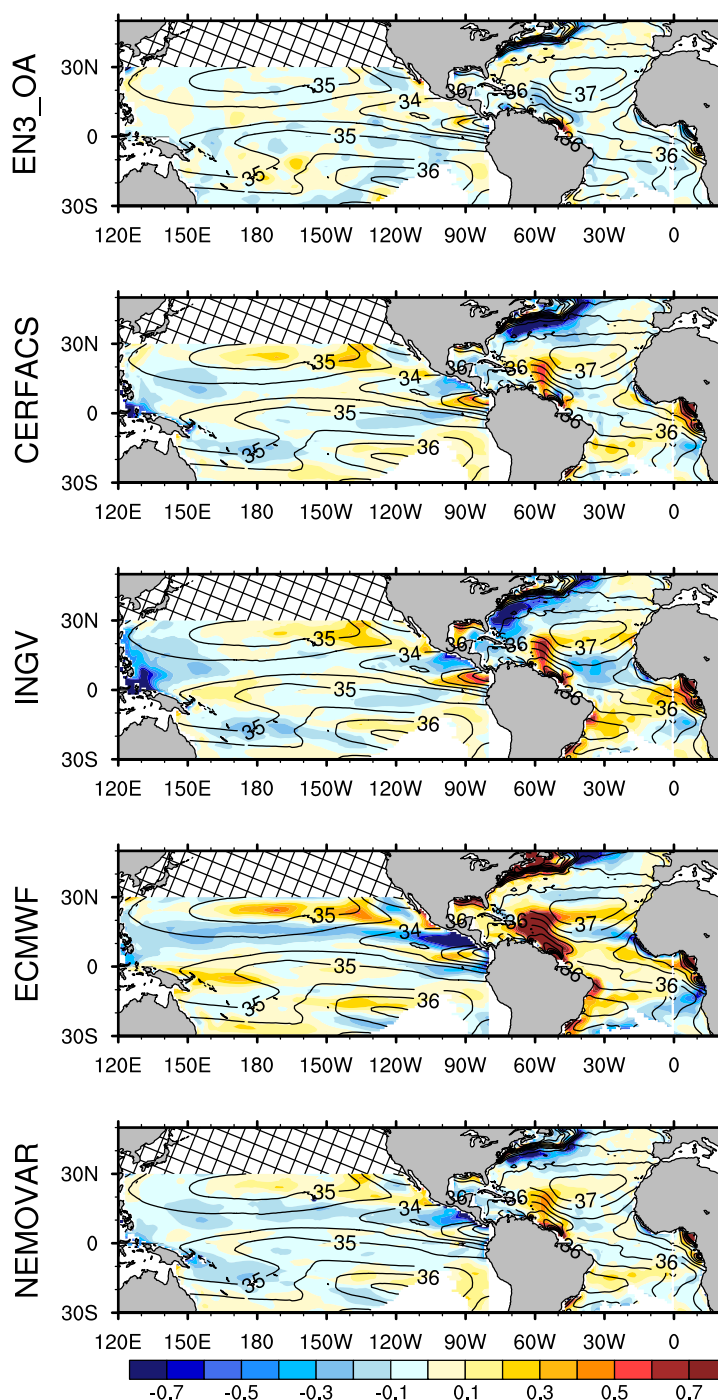


FIGURE 7.7 – *Comparaison des SSS moyennes entre les jeux observés et pseudo-observés. Différences (en psu) entre les SSS moyennes (1970–1999) dérivées, soit du jeu EN3_OA, soit des réanalyses, et celles du jeu OBS. Les couleurs bleues indiquent des SSS dérivées des réanalyses plus faibles que celles du jeu OBS.*

les latitudes du bassin Atlantique Sud sont une conséquence de la très faible couverture des observations dans cette région. Pour le jeu OBS, nous choisissons de masquer les points de grille pour lesquels les données disponibles sont trop peu nombreuses (voir Figure 7.9). Ainsi, dans tout le bassin Atlantique Sud, les tendances zonales ne sont représentatives que d'un nombre

7.3 Peut-on utiliser les réanalyses océaniques pour échantillonner l'incertitude sur les observations de salinité de surface ?

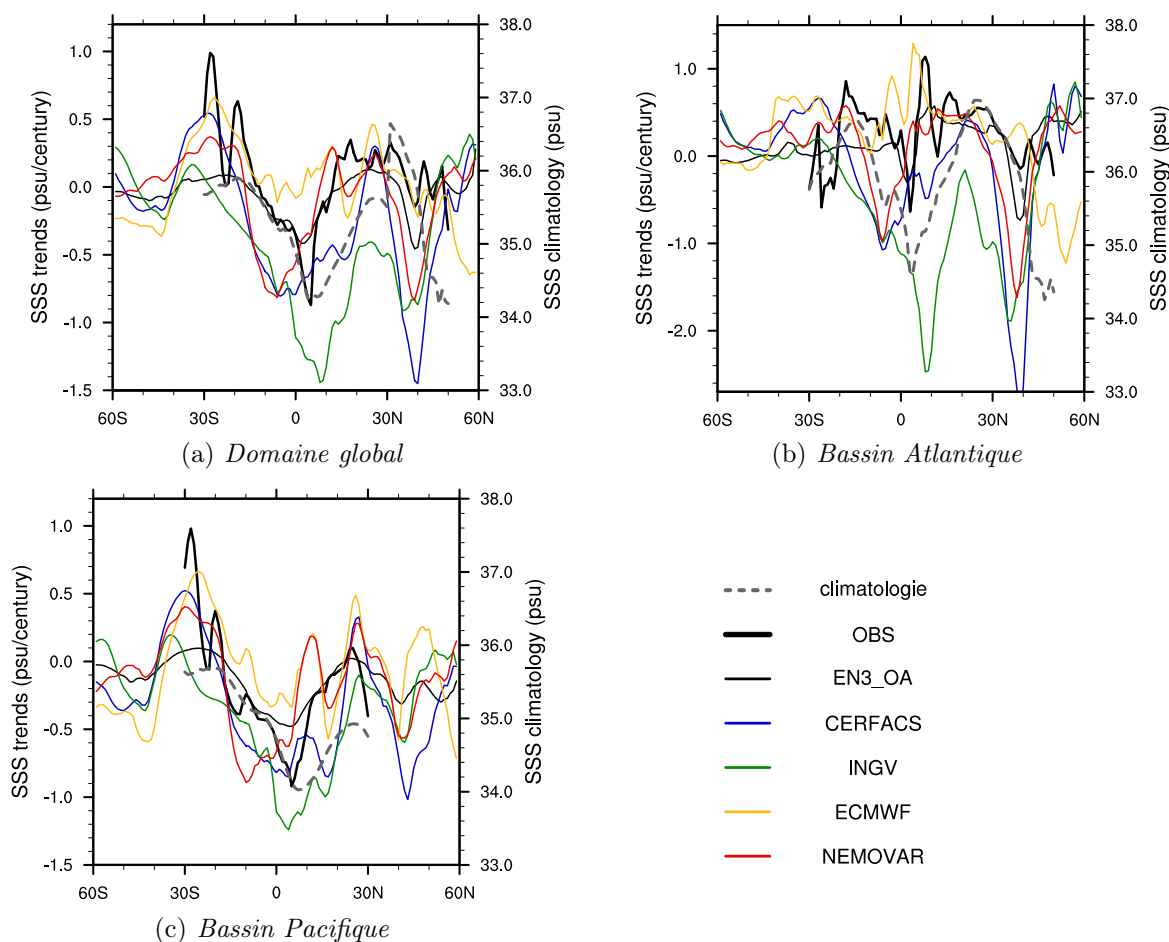


FIGURE 7.8 – *Tendances zonales observées et pseudo-observées de la salinité de surface.* Les tendances (en psu par siècle) dérivées des analyses objectives OBS et EN3_OA, et des réanalyses océaniques CERFACS, INGV, ECMWF et NEMOVAR sont calculées sur la période 1970–1999. Lorsque la couverture des observations est insuffisante, les tendances du jeu OBS sont manquantes. Les moyennes zonales ne sont pas alors calculées sur l'ensemble des longitudes. Le masque des tendances du jeu OBS est visible Figure 7.9a.

très restreint de latitudes. Dans le bassin Pacifique Sud, elles ne représentent que la moitié Ouest du bassin. Dans les réanalyses, lorsque peu d'observations sont disponibles, l'information est donnée par le modèle d'océan et par les forçages en eau douce. Entre 30°N et 30°S, à l'exception du produit ECMWF qui ne montre pas de dé-salinification à l'Equateur, les réanalyses sont cohérentes avec le jeu OBS en terme de signe des tendances zonales. En revanche, en terme d'amplitude, la dispersion entre les produits est très large, notamment vers 10°N et 40°N où les réanalyses INGV et CERFACS surestiment les diminutions de *SSS* observées. Dans le bassin Pacifique, la dispersion entre les différents produits est moins importante. A toutes les latitudes, les tendances observées sont contenues dans le panache des tendances issues des réanalyses.

b. Distribution spatiale des tendances

Les cartes de tendances de *SSS* issues des réanalyses présentent des résultats très contrastés. Plusieurs types de régions se distinguent. Un premier type correspond aux régions où la couverture des observations est relativement importante et où tous les produits s'accordent sur le signe de la tendance de *SSS*. Par exemple, la diminution de la *SSS* à l'Ouest du Pacifique Equatorial

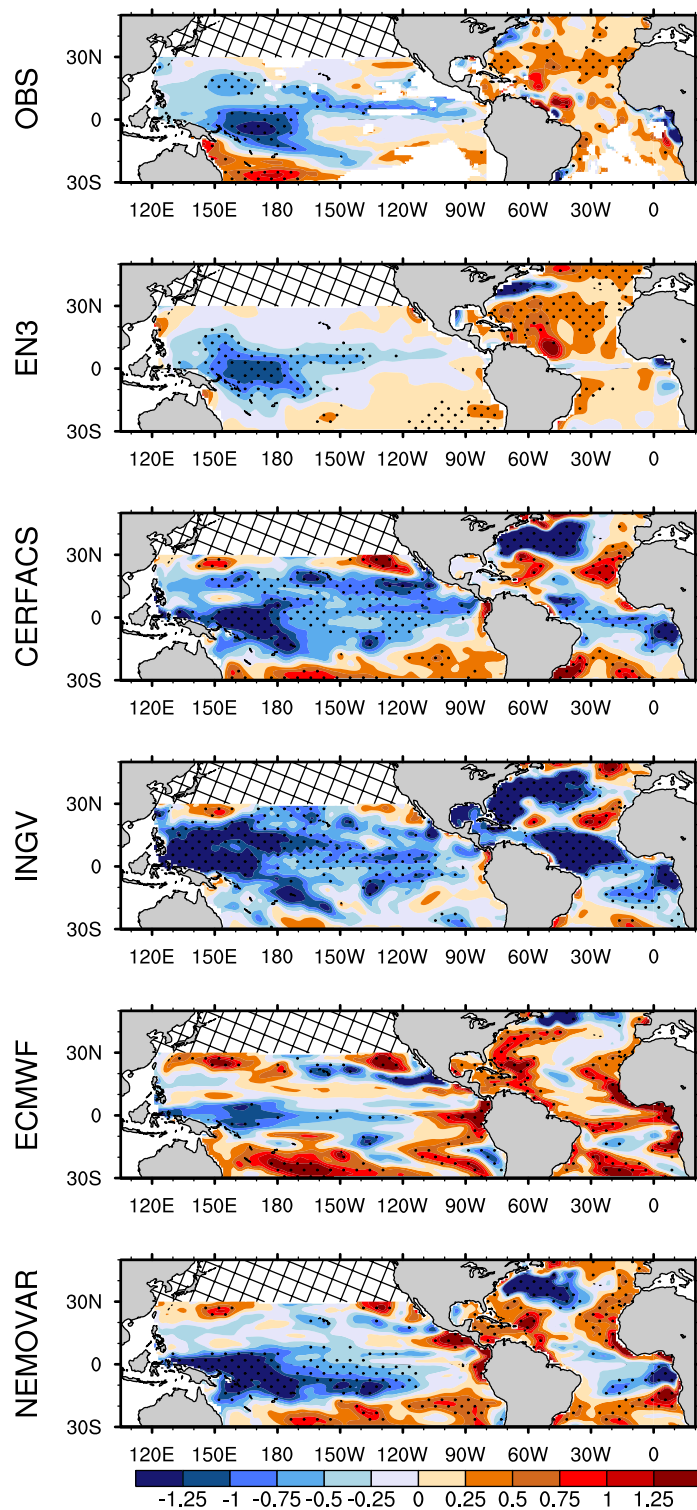


FIGURE 7.9 – *Distributions spatiales des tendances observées et pseudo-observées.* Les tendances ont été calculées sur la période 1970–1999, et sont exprimées en psu par siècle. La première carte illustre les tendances issues du jeu OBS (idem Figure 7.6) et les suivantes, les tendances issues des produits EN3_v2a, CERFACS, INGV, ECMWF et NEMOVAR.

est un signal robuste entre les différents produits. Dans le bassin Atlantique, les tendances sont en général positives au nord de 20°N, le long des côtes africaines et européennes. Dans un second type de région, les tendances des réanalyses sont cohérentes malgré le peu d'observations disponibles. C'est par exemple le cas dans le Pacifique Sud Est et dans l'Océan Atlantique Sud, où les réanalyses s'accordent sur une augmentation de la *SSS*. Dans ce cas, les réanalyses apportent une information utile en supplément des observations. Dans le troisième type de région, la dispersion entre les différents produits est considérable. L'essentiel de ces régions est situé dans le bassin Atlantique, notamment dans la bande équatoriale, dans le Golfe de Guinée, et au large des côtes est-américaines vers 30°N. Les réanalyses INGV et CERFACS, et dans une moindre mesure NEMOVAR, présentent des zones de désalinisation beaucoup trop étendues sur l'ensemble de ces régions. Il est frappant de constater que, y compris dans l'Atlantique Nord où la couverture des observations est relativement importante, ces produits présentent des tendances opposées à celles du jeu EN3_OA (pourtant basé sur les mêmes profils observés issus du jeu EN3_v2a). Les tendances des flux d'eau prescrits aux modèles d'océan, respectivement pour les réanalyses ENSEMBLES et la réanalyse NEMOVAR sont illustrées Figure 7.10a et b. Dans le bassin Pacifique Equatorial Ouest, les deux produits de forçages présentent des tendances de signe opposé. Dans la majeure partie du bassin Atlantique Tropical, les tendances issues des deux produits sont négatives, pointant le rôle des biais des forçages en eau douce comme possibles responsables des désaccords entre les tendances issues des réanalyses et des observations. Cependant, les désaccords majeurs qui sont aussi visibles entre les trois réanalyses ENSEMBLES, pourtant forcées par les mêmes flux d'eau douce, soulignent l'existence d'autres causes de dispersion. Celles-ci peuvent être liées aux techniques d'assimilation des données, à la formulation des termes de rappel et/ou à la dynamique des modèles d'océan. A première vue, la forte ressemblance entre les tendances des réanalyses CERFACS et INGV, basées sur le même modèle d'océan, suggère un rôle important de la dynamique du modèle océanique. Des analyses complémentaires seraient nécessaires pour déterminer de manière claire les différents facteurs responsables des divergences entre les tendances issues des réanalyses et des observations. Face à de telles divergences, nous jugeons qu'il serait déraisonnable d'utiliser les réanalyses océaniques en tant que pseudo-observations pour l'étude de l'évolution récente de la *SSS*, en particulier pour le bassin Atlantique Tropical.

7.4 Evaluation des modèles CMIP3

7.4.1 Comparaison des climatologies observées et simulées

Nous avons illustré au Chapitre 3 les biais des modèles couplés CMIP3 dans la distribution spatiale des précipitations moyennes. Il est naturel que de tels biais se répercutent sur la distribution de la salinité de surface de l'océan. En moyenne sur l'ensemble des modèles, la distribution des biais climatologiques de *SSS* fait nettement apparaître le syndrome de la double ITCZ des modèles couplés, avec une extension trop marquée vers l'Est des faibles *SSS* sous la SPCZ (Figure 7.11). Plus de 90% des modèles présentent des biais négatifs au Sud-Ouest du bassin Pacifique, dans une bande zonale centrée sur 15°S, entre 150°E et 120°W. A l'Equateur, dans l'Est du bassin Pacifique, de trop fortes salinités de surface constituent aussi un biais récurrent entre les modèles. Dans le Pacifique Equatorial, la plupart des modèles simulent des alizés trop forts, d'où un excès d'évaporation qui est cohérent avec les trop fortes *SSS*. Dans le bassin Atlantique, les *SSS* simulées sont dans l'ensemble inférieures à celles observées. Les biais négatifs les plus marqués sont situés au Sud de l'Equateur, de manière cohérente avec les biais de précipitations (Figure 3.4). Les biais positifs au large des Antilles coïncident avec les faibles *SSS* observées dans le panache de l'Amazone. Dans cette région, comme à proximité des autres grands fleuves, les

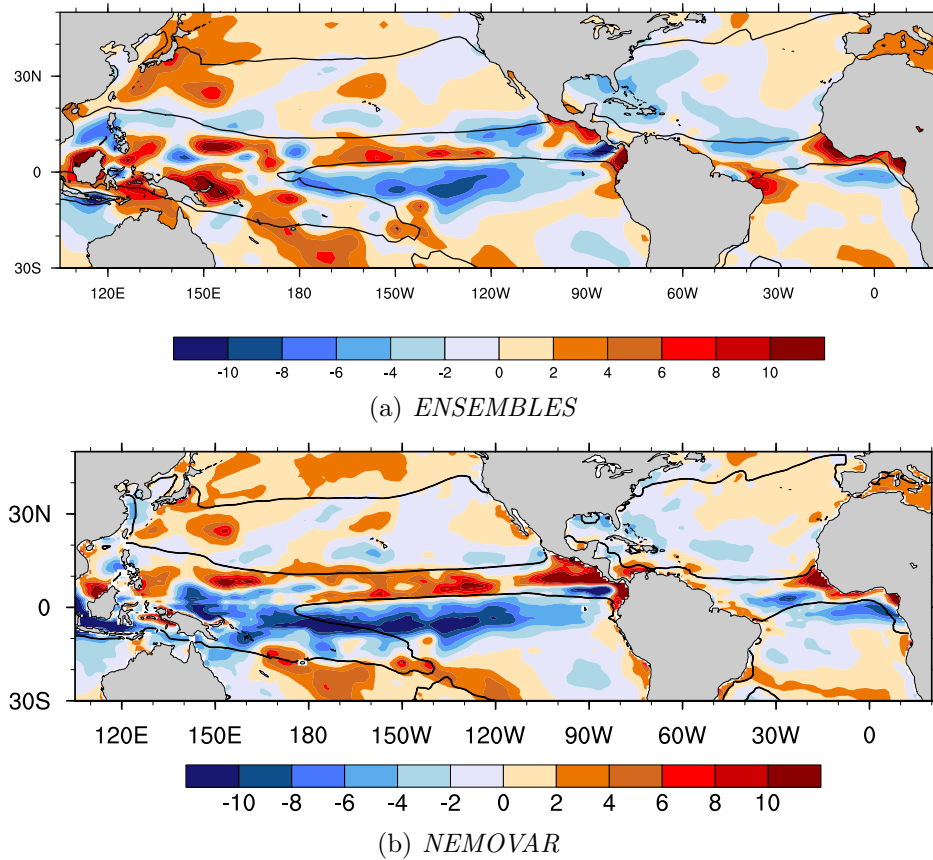


FIGURE 7.10 – *Distributions spatiales des tendances (1970 - 1999) des flux d'eau douce à la surface.* Les tendances (en mm/jour/siècle) sont calculées à partir des moyennes annuelles du bilan des flux d'eau douce (évaporation–précipitations–rivières) prescrits comme forçage aux modèles océaniques utilisés pour produire (a) les réanalyses ENSEMBLES et (b) la réanalyse NEMOVAR. En contour noir est indiquée la ligne le long de laquelle le bilan climatologique des flux d'eau douce est nul.

biais de *SSS* simulées suggèrent des défauts de représentation du cycle hydrologique continental, ou de l'interface entre le cycle hydrologique continental et l'océan, dans les modèles couplés.

Dans une étude récemment publiée, Delcroix et al. (2011) utilisent des diagrammes de Taylor afin d'évaluer les modèles CMIP3 en terme de *SSS*, dans le bassin Pacifique Tropical. La Figure 7.12a, qui compare les *SSS* moyennes observées et simulées dans le bassin Pacifique, est tirée de cette étude. En b), nous reproduisons les mêmes diagnostics pour les *SSS* du bassin Atlantique. Dans le Pacifique Tropical, les modèles qui présentent les climatologies de *SSS* les plus proches des observations (modèles D, E H et M) sont les modèles pour lesquels les flux d'eau sont corrigés. Delcroix et al. (2011) notent qu'exceptés ces quatre modèles, cinq autres (K, L N, O et P) sont relativement cohérents avec les observations, à la fois en terme de structure spatiale (corrélations supérieures à 0,7), d'amplitude des variations spatiales (rapport entre les écarts types moyens observé et simulés proche de 1), et, pour trois d'entre eux (N, O et P), de valeurs moyennes (couleurs des points). Les autres modèles diffèrent plus largement des observations, avec des différences RMS supérieures à 0,5. Dans le bassin Atlantique, la dispersion entre les distributions spatiales des *SSS* moyennes simulées par les modèles individuels est large, notamment à cause des différences d'écart type (entre 0,5 et 1,3 psu, contre environ 0,8 psu dans les observations). Les mêmes modèles que pour le Pacifique restent les plus proches des observations. Cependant, toutes les corrélations sont inférieures à 0,7. Aussi, à la différence du bassin Pacifique, aucun groupe de modèles, pas même les modèles qui intègrent des corrections

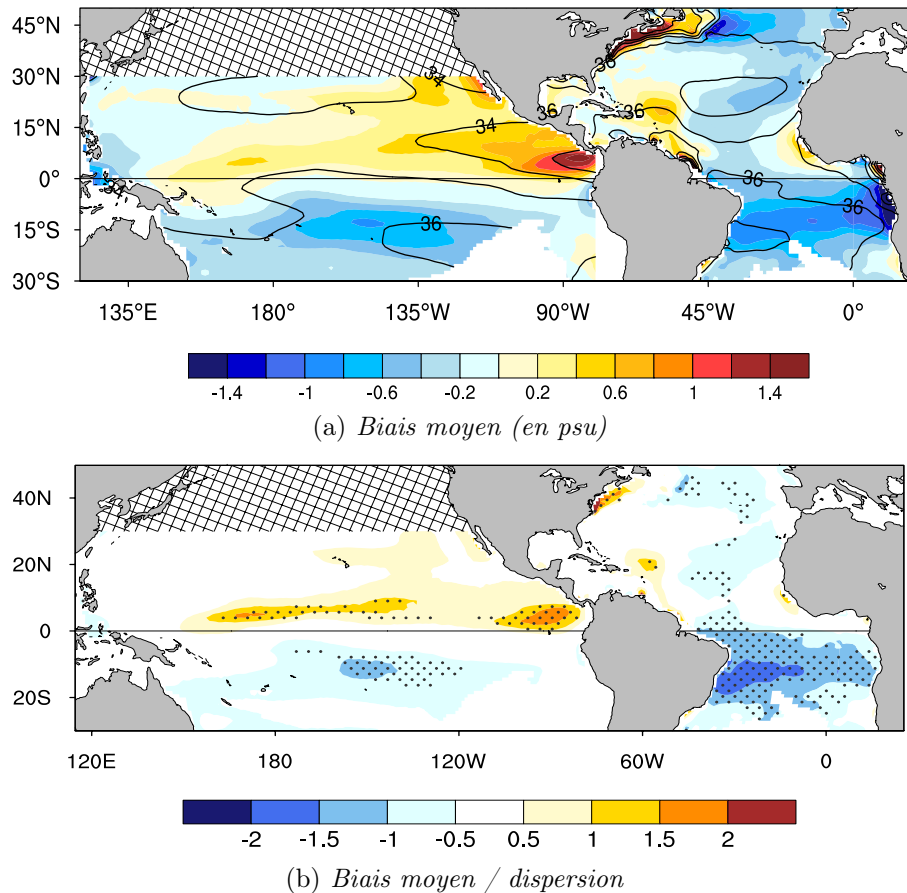


FIGURE 7.11 – *Biais des modèles CMIP3 en salinité de surface moyenne.* (a) Moyenne des 21 biais (en psu) correspondant aux différences de climatologie (1970 - 1999) entre chaque modèle CMIP3 et les observations. La climatologie observée est représentée en contours (un contour tous les 0,4 psu). (b) Rapport entre la moyenne et l'écart type des 21 biais. Les pointillés gris indiquent les régions où 90% des modèles présentent des biais de même signe.

de flux, ne se distingue nettement des autres par de meilleures similitudes avec les observations. Ce résultat peut indiquer, soit que les corrections de flux sont de meilleure qualité dans le bassin Pacifique, soit que les flux influencent plus la distribution moyenne des salinités de surface dans le bassin Pacifique Tropical. Dans l'Atlantique, d'autres facteurs tels que l'advection et les décharges d'eau douce par les fleuves sont également importants. Sauf pour trois modèles (F, R et T), la couleur des points associés à chaque modèle individuel atteste de biais négatifs en moyenne sur l'ensemble du bassin Atlantique Tropical. Ce dernier résultat vient renforcer les conclusions de la Figure 7.11.

7.4.2 Comparaison des variabilités observées et simulées

Une première évaluation de la capacité des modèles à simuler les variations inter-annuelles de la salinité de surface est illustrée par la différence locale entre les écarts-types inter-annuels simulés et observés (Figure 7.13). En moyenne d'ensemble, les modèles ne présentent pas de biais systématiques sur l'intégralité du domaine. Dans certaines régions, ils sous-estiment l'amplitude de la variabilité inter-annuelle observée, mais ils la surestiment dans d'autres régions. Les biais les plus larges sont localisés au niveau des embouchures des grands fleuves dans le bassin Atlantique. Ils indiquent, soit que la variabilité du cycle hydrologique continental est sous-estimée

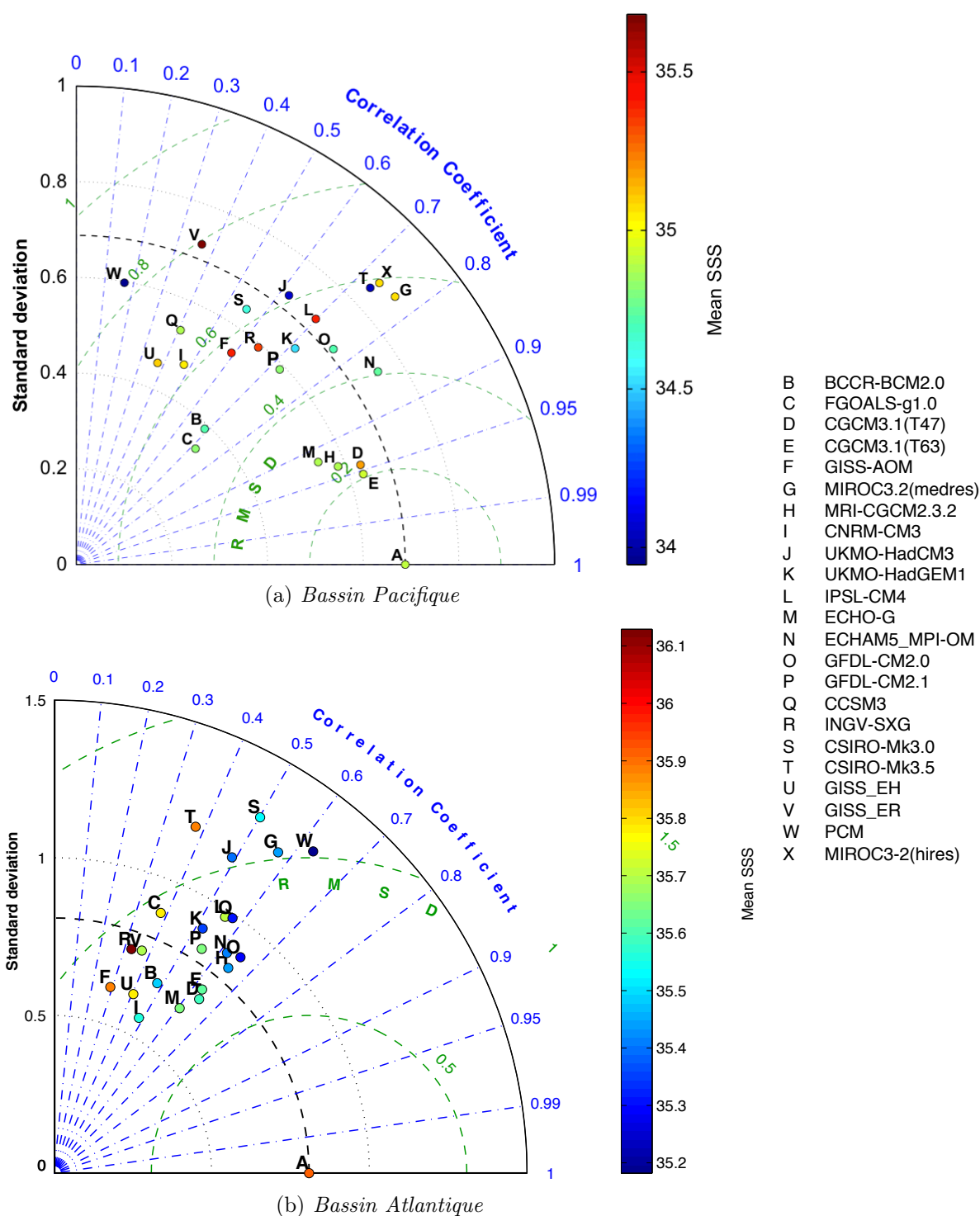


FIGURE 7.12 – *Comparaison des climatologies de SSS observées et simulées.* Pour chacun des bassins (a) Pacifique ($30^{\circ}S - 30^{\circ}N$) et (b) Atlantique ($30^{\circ}S - 50^{\circ}N$), les diagrammes de Taylor illustrent les principales caractéristiques statistiques des climatologies de SSS dérivées du jeu OBS (lettre A) et des modèles CMIP3 (lettres B à X), sur la période 1970–1999. La couleur des points représente les valeurs de SSS (en psu) moyennées spatialement sur chacun des deux bassins. Notons la différence d'échelle de couleurs entre les deux bassins (bassin Atlantique plus salé). Le diagramme du bassin Pacifique est tiré de (Delcroix et al., 2011).

par les modèles, soit que l'interface entre le cycle hydrologique et l'océan est mal représentée. La variabilité simulée est aussi trop faible sous la trace de l'ITCZ. Au contraire, elle est plus forte que la variabilité observée à l'Est et au Nord du bassin Atlantique Subtropical Nord, dans la région où l'influence observée de la NAO est la plus significative (Figure 7.5b). Dans le bassin Pacifique, la majorité des modèles sous-estiment la variabilité inter-annuelle sous la SPCZ, ainsi que dans toute la région équatoriale à l'Est de 160°E. A l'inverse, ils tendent à la surestimer dans le reste du bassin. Dans la région Ouest Equatoriale, le contraste entre les biais positifs vers 130°E et négatifs vers 180°N montre que le maximum de variabilité simulée, associé aux déplacements des zones de convection atmosphérique, est situé trop vers l'Ouest.

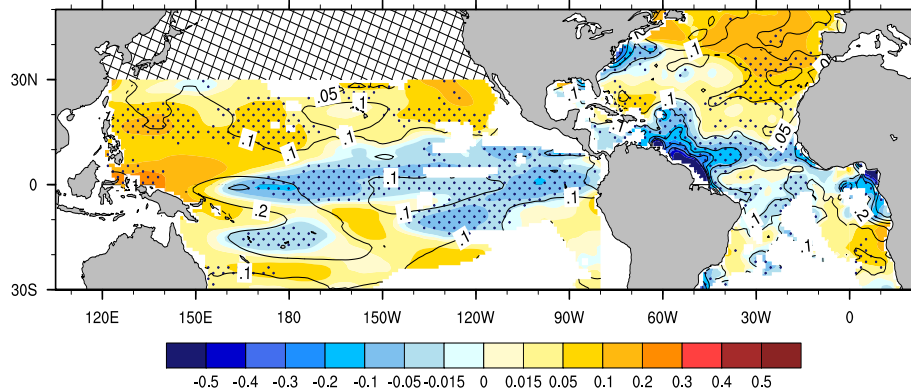


FIGURE 7.13 – *Comparaison des écarts types inter-annuels observés et simulés.* Différence locale (en psu) entre la moyenne d'ensemble des écarts types inter-annuels simulés et les écarts types observés, sur la période 1970–1999. Les écarts types (en psu) sont calculés à partir des moyennes annuelles de salinité de surface, auxquelles a été soustraite une tendance linéaire, sur la période 1970–1999. Les champs simulés sont dérivés des simulations historiques basées sur les modèles CMIP3. Les pointillés indiquent les zones où 80% des modèles présentent des biais de même signe. Les écarts types observés sont représentés en contours.

Nous continuons l'évaluation des modèles en comparant les signatures de la salinité de surface, simulées et observées, en réponse aux fluctuations climatiques associées aux principaux modes internes. La capacité des modèles CMIP3 à simuler les anomalies de *SSS* associées au mode ENSO a été évaluée par comparaison avec le jeu OBS dans le bassin Pacifique Tropical (Delcroix et al., 2011). Il ressort que cinq modèles (GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, MPI-ECHAM5, CGCM3.1(T47) et CGCM3.1(T63)) simulent des signatures en *SSS* relativement cohérentes avec les observations. Rappelons que ces cinq modèles sont aussi les plus proches des observations en terme de *SSS* moyenne, à la fois dans les bassins Pacifique et Atlantique (Figure 7.12). Nous choisissons de baser notre analyse sur les "meilleurs" modèles mis en évidence par l'étude de Delcroix et al. (2011). Parmi les cinq "meilleurs" modèles, nous sommes contraints d'exclure ECHAM5/MPI-OM pour lequel les données de *SSS* pour la simulation de contrôle ne sont pas disponibles. L'analyse des modèles GFDL-CM2.0 et GFDL-CM2.1 d'une part, et CGCM3.1(T47) et CGCM3.1(T63) d'autre part, montre que les comportements des modèles sont très proches deux à deux. C'est pourquoi nous ne présentons les signatures des modes internes en *SSS* que pour un modèle de chaque couple : GFDL-CM2.0 et CGCM3.1(T47).

a. Signature de la variabilité décennale dans le bassin Pacifique

La principale caractéristique de la signature de la salinité de surface observée, associée au mode IPO, à savoir un dipôle d'anomalies à l'Ouest du bassin Pacifique (Figure 7.5a), est relativement bien représentée par les deux modèles (Figures 7.14a et 7.15a), et plus particuliè-

rement par le modèle CGCM3.1(T47). Ce dipôle (négatif à l'Equateur et positif plus au Sud) est principalement expliqué par les anomalies de précipitations simulées en phase positive de l'IPO (Figures 7.14b et 7.15b) qui sont cohérentes avec le décalage de la SPCZ mis en évidence dans les observations (Delcroix et al., 2007). Au-delà des structures générales, relativement proches entre les modèles et les observations, d'importantes divergences sont visibles. Le modèle CGCM3.1(T47) présente des anomalies de signe contraire aux observations à l'Est de 180°, le long de l'Equateur. Les principaux biais du modèle GFDL-CM2.0 consistent en des anomalies de trop forte amplitude, notamment au Sud-Ouest du bassin, un maximum d'anomalies négatives, au niveau de l'Equateur, situé trop à l'Ouest, ainsi qu'une extension trop marquée vers le Sud-Est des anomalies négatives sous la SPCZ. Rappelons que l'estimation de la signature d'un mode d'échelle décennale dans les observations est incertaine, sachant que la période observée ne couvre que quelques décennies. Le manque de confiance en la référence observée rend délicate l'évaluation des modèles. Cependant, la robustesse de nos résultats est renforcée par les résultats de Delcroix et al. (2011) qui montrent que les trois caractéristiques du modèle GFDL-CM2.0 décrites ci-dessus constituent aussi les principaux biais de la signature de *SSS* associée à l'ENSO dans ce modèle. Notons que, les échelles caractéristiques de l'ENSO étant plus courtes que celles de l'IPO, moins d'incertitudes sont associées à l'estimation de sa signature dans les observations. Entre les deux modèles, les principales divergences sont liées à des différences de forme des signatures en précipitations. Ces dernières sont probablement aussi à l'origine des divergences entre les signatures simulées et observées en *SSS*. Dans certaines régions, l'influence de l'évaporation semble également prépondérante, par exemple pour expliquer les anomalies positives de salinité de surface simulées au Centre et à l'Est de la bande équatoriale (Figure 7.14c et et 7.15c).

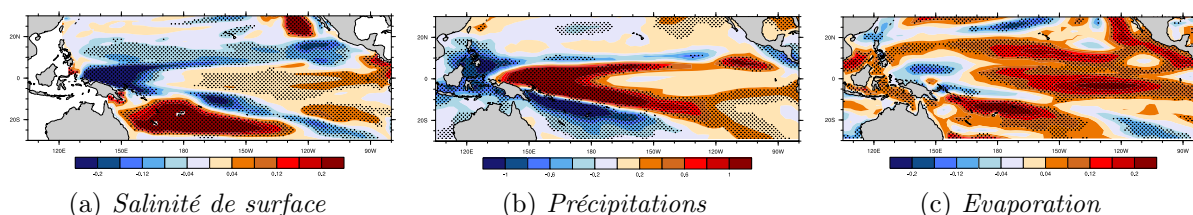


FIGURE 7.14 – *Signatures du mode IPO d'après le modèle GFDL-CM2.0.* Les champs (a) de salinité de surface, (b) de précipitations et (c) d'évaporation issus de la simulation de contrôle du modèle GFDL-CM2.0 sont régressés sur l'indice IPO. L'indice correspond à la première composante principale associée à l'EOF 1 du champ de SST dans le bassin Pacifique, issu de la même simulation de contrôle. Au préalable des calculs, une tendance linéaire a été soustraite à tous les champs issus des simulations de contrôle, et un filtre passe-bas de fréquence de coupure égale à 10 ans a été appliqué.

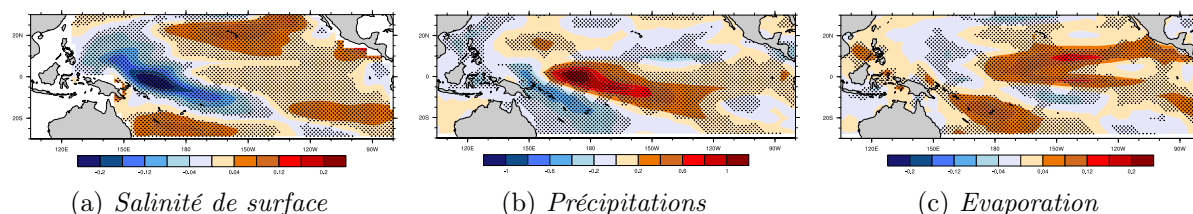


FIGURE 7.15 – *Signatures du mode IPO d'après le modèle CGCM3.1(T47).* Idem que la Figure 7.14 pour les champs issus de la simulation de contrôle du modèle CGCM3.1(T47).

b. Signature de la variabilité inter-annuelle dans le bassin Atlantique

La signature de la NAO en précipitations et évaporation est robuste entre les deux modèles, et présente des structures cohérentes avec les résultats d'autres études, basées sur des observations (Bojariu and Reverdin, 2002), sur des modèles d'atmosphère forcée (par exemple Cassou, 2001), et sur d'autres modèles couplés (par exemple Mignot and Frankignoul, 2004). En phase positive de l'oscillation, la route dépressionnaire se décale vers le Nord. Il en résulte, d'une part, une diminution des précipitations entre Cap Hatteras et l'Espagne, et d'autre part, une diminution de l'évaporation associée à l'affaiblissement des vents. Plus au Sud, les anomalies d'évaporation et de précipitations sont cohérentes avec une intensification des alizés qui induit une augmentation de l'évaporation et un refroidissement des SST dans les Tropiques. En réponse au refroidissement, l'ITCZ se décale vers le Sud et un dipôle d'anomalies de précipitations apparaît de part et d'autre de l'Equateur. De manière cohérente avec les observations (Reverdin et al., 2007), la signature de la NAO en *SSS*, telle que simulée par les modèles GFDL-CM2.0 (Figure 7.16) et CGCM3.1(T47) (Figure 7.17), ne reflète pas clairement les anomalies des flux d'eau douce. Signalons l'exception des anomalies de *SSS* positives au large de l'Espagne, qui sont cohérentes avec la diminution des précipitations en phase positive de la NAO, et qui sont bien représentées par les deux modèles. Les anomalies négatives de salinité de surface simulées par les deux modèles vers 20°N et 45°N, ont déjà été remarquées dans les signatures de la NAO simulées par d'autres modèles couplés (notamment le Bergen Climate Model) et ont été associées à des anomalies d'advection océanique (transport d'Ekman) (Mignot and Frankignoul, 2004).

Dans le cadre de l'étude de détection des changements de la salinité de surface que nous mènerons au prochain chapitre, les modèles CMIP3 seront utilisés pour évaluer la variabilité interne. Il est donc essentiel que la représentation de cette variabilité par les modèles soit suffisamment réaliste. Nos résultats mettent en évidence un certain nombre de biais, liés notamment à des défauts de positionnement des zones de convection. Cependant, les principales structures des signatures en *SSS*, associées aux principaux modes de variabilité, sont relativement bien représentées par les modèles. Tout du moins, nous ne notons pas de sous-estimation généralisée de l'amplitude de la variabilité par les modèles. Ce résultat sera de nouveau souligné au Chapitre 8 en comparant les variabilités inter-annuelles et décennales, observées et simulées, à l'échelle régionale.

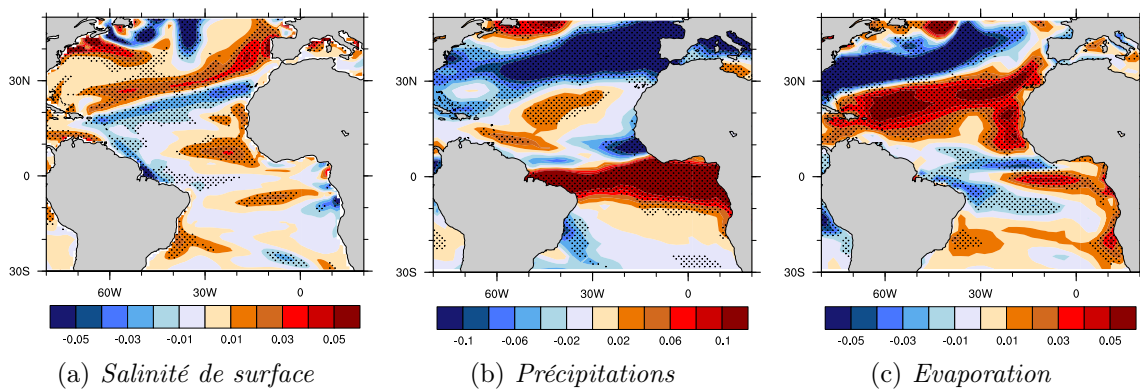


FIGURE 7.16 – *Signatures du mode NAO d'après le modèle GFDL-CM2.0.* Les champs (a) de salinité de surface, (b) de précipitations et (c) d'évaporation dérivés de la simulation de contrôle du modèle GFDL-CM2.0 sont régressés sur l'indice NAO. L'indice correspond à la première composante principale associée à l'EOF 1 du champ de pression de surface dans le bassin Atlantique Nord, issu de la même simulation de contrôle. Au préalable des calculs, une tendance linéaire a été soustraite à tous les champs issus des simulations de contrôle.

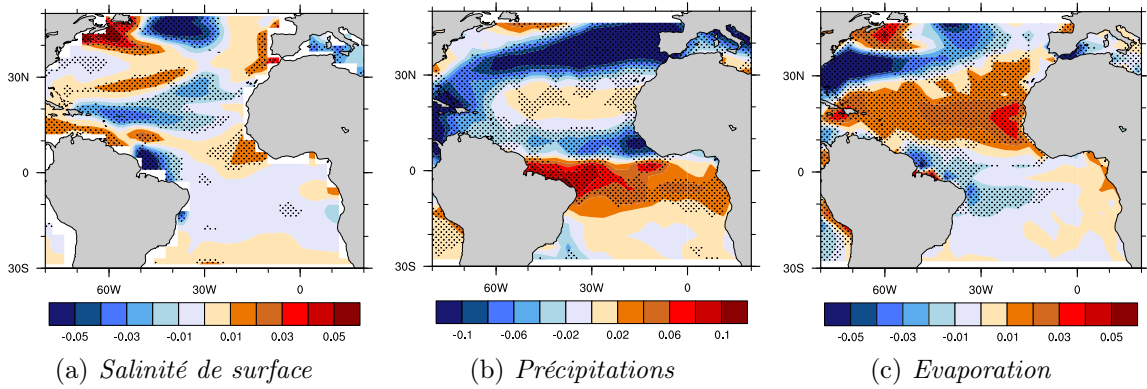


FIGURE 7.17 – *Signatures du mode NAO d’après le modèle CGCM3.1(T47)*. Idem que la Figure 7.16 pour les champs issus de la simulation de contrôle du modèle CGCM3.1(T47).

7.4.3 Comparaison des tendances observées et simulées

Les tendances zonales de salinité de surface simulées par les modèles CMIP3, entre 1970 et 1999, sont comparées aux tendances dérivées des deux analyses objectives (Figure 7.18). Tandis que les tendances du jeu EN3_OA sont toujours contenues dans le panache des tendances simulées, le jeu OBS est incohérent avec l’ensemble des simulations au nord de l’Equateur et vers 30°S dans le bassin Pacifique. Dans cette dernière région, l’incertitude associée aux tendances zonales observées a déjà été commentée. A l’Equateur et dans l’Hémisphère Sud, la grande dispersion (y compris en terme de signe) entre les modèles individuels mène à une tendance quasi-nulle en moyenne d’ensemble. Dans l’Hémisphère Nord, la moyenne d’ensemble des tendances de *SSS* indique une dé-salinitification des moyennes et hautes latitudes. L’analyse des tendances de *SSS* aux latitudes extra-tropicales n’est pas l’objet de notre étude. Notons simplement que le contraste entre les régions tropicales, où la *SSS* augmente, et les moyennes latitudes, où la *SSS* diminue, suggère un transfert d’humidité des basses vers les hautes latitudes. Ce résultat est cohérent avec une étude de Curry et al. (2003) basée sur des observations le long d’une section (de 50°S à 60°N) à travers l’Ouest de l’Océan Atlantique, entre le début des années 1950 et la fin des années 1990.

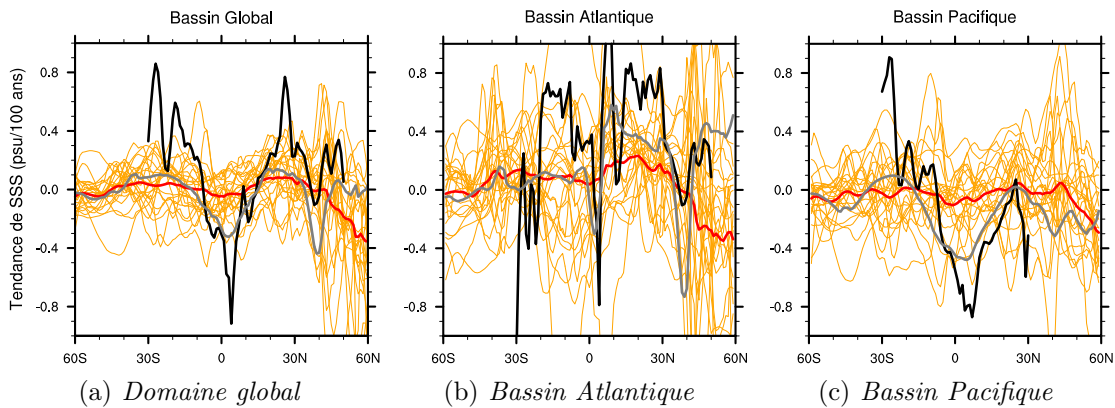


FIGURE 7.18 – *Tendances zonales observées et simulées de la salinité de surface*. Les tendances issues des analyses objectives OBS (courbe noire) et EN3_OA (courbe grise) et des simulations historiques CMIP3 sont calculées sur la période 1970-1999. Chaque courbe orange correspond à un modèle CMIP3. La moyenne d’ensemble est représentée en rouge.

La Figure 7.19b illustre la moyenne d’ensemble des tendances de salinité de surface simulée sur la période 1970 - 1999. Rappelons qu’on ne s’attend pas à ce que cette tendance soit identique à la

tendance observée. Tandis que la tendance observée est une combinaison entre le signal forcé et le bruit associé à la variabilité interne, la moyenne d'ensemble est principalement influencée par les forçages externes. Il n'est donc pas surprenant que l'amplitude des tendances soit plus faible pour la moyenne d'ensemble que pour les observations. En terme de signe, les principaux désaccords se situent entre 20°S et 30°S au large des côtes Est australiennes, ainsi qu'à l'Est du bassin Atlantique Nord. Au-delà de ces quelques différences, les principales structures spatiales des tendances observées (Figure 7.19a) et simulées en moyenne par les modèles CMIP3 (Figure 7.19b) présentent de nombreuses caractéristiques communes. En premier lieu, les deux cartes attestent d'une accentuation récente du contraste de *SSS* entre le bassin Pacifique Equatorial Ouest, où la salinité diminue, et le bassin Atlantique Subtropical Nord, où la salinité augmente.

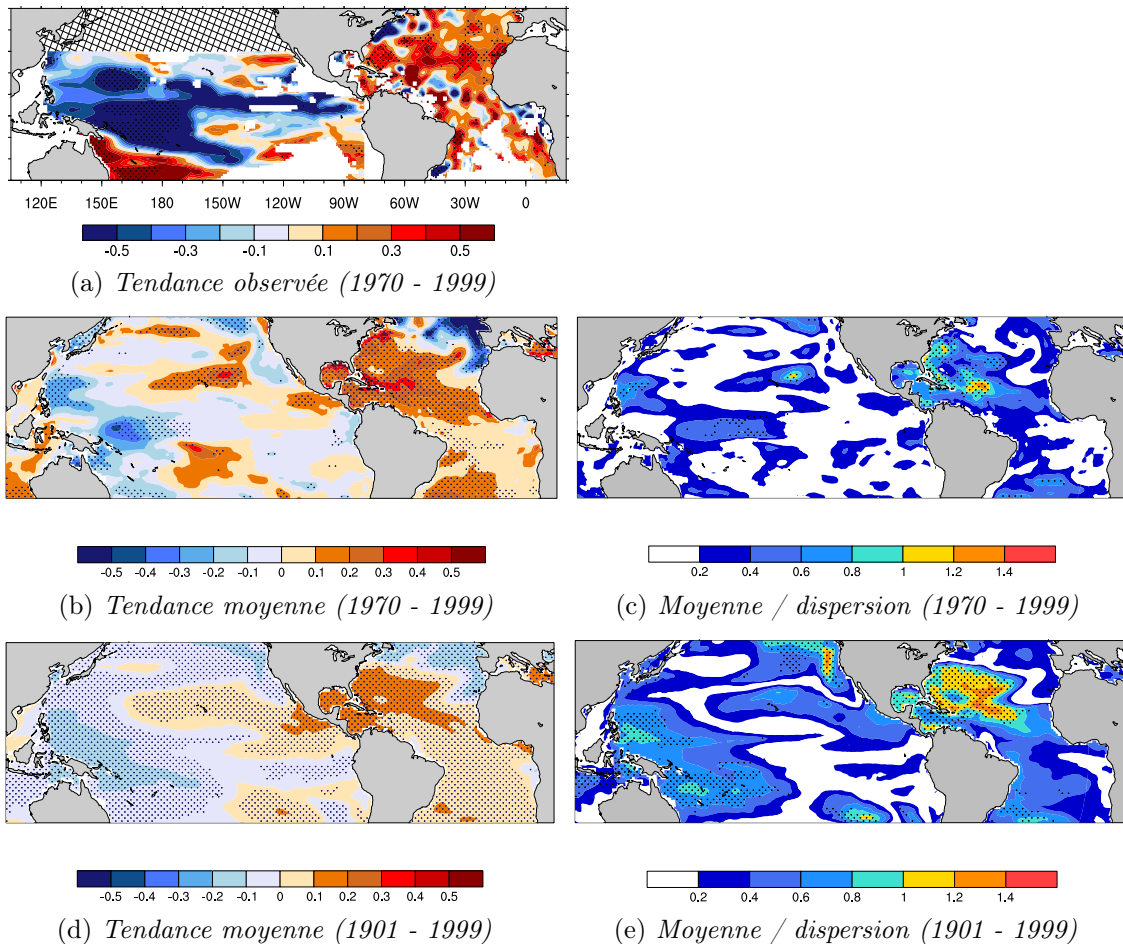


FIGURE 7.19 – **Tendances de *SSS* observées et simulées par les modèles CMIP3.** a) Pour faciliter la comparaison, les tendances (en *psu* par siècle) observées sont reproduites avec une échelle différente de celle utilisée Figure 7.6. Pour chacune des périodes (b et c) 1970–1999 et (d et e) 1901–1999, sont représentées les moyennes d'ensemble des tendances (en *psu* par siècle) de *SSS* (b et d), ainsi que les rapports entre les moyennes d'ensemble et la dispersion des tendances dérivées des modèles individuels (c et e). On considère que la moyenne d'ensemble reflète une tendance relativement robuste entre les modèles lorsque ce rapport est supérieur à 1 (couleur jaune et au-delà). Notons que les pointillés apportent des informations différentes sur les cartes de tendances et de rapports. En b et d, les pointillés désignent des tendances différentes de 0 à 95% (d'après un test de Student). En c et e, les pointillés indiquent les régions où plus de 80% des tendances issues des modèles individuels sont de même signe.

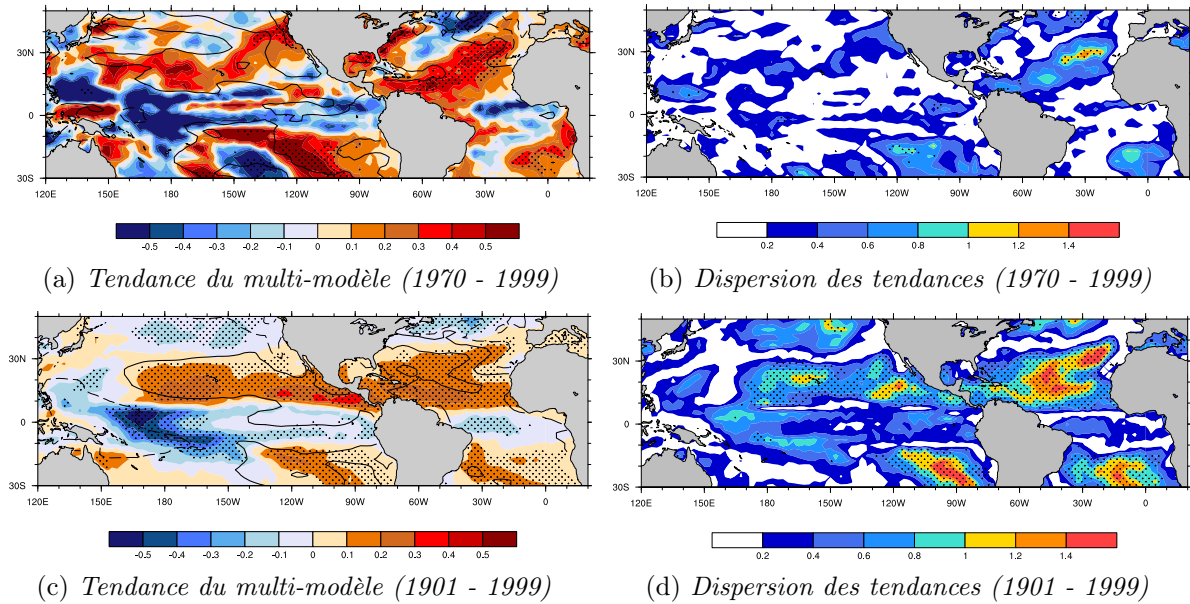


FIGURE 7.20 – **Tendances de $(E - P)$ simulées par les modèles CMIP3.** Idem que pour la Figure 7.19 : (a et c) les moyennes d'ensemble des tendances (en mm/jour/siècle) de $(E - P)$ (la ligne noire correspond au contour zéro des moyennes d'ensemble des tendances de SSS), et (b et d) les rapports entre les moyennes d'ensemble et la dispersion des tendances dérivées des modèles individuels. En a et c, les pointillés désignent des tendances différentes de zéro, au niveau 95% (d'après un test de Student). En b et d, les pointillés indiquent les régions où plus de 80% des tendances issues des modèles individuels sont de même signe.

7.5 Interprétation de la moyenne d'ensemble des tendances simulées

Comme pour la variable *Tiso14*, au Chapitre 5, nous comparons la moyenne d'ensemble des tendances calculées sur la période 1970–1999 avec celle calculée sur l'ensemble du 20^{ème} siècle (Figure 7.19d). Rappelons qu'un siècle est une période suffisamment longue pour considérer que la moyenne d'ensemble des tendances est représentative d'un changement à long terme, probablement influencé par des forçages externes. La moyenne d'ensemble des tendances calculées entre 1901 et 1999 atteste clairement d'une accentuation des contrastes spatiaux de SSS, non seulement entre le bassin Pacifique Ouest Equatorial et le bassin Atlantique Subtropical, mais aussi au sein du bassin Pacifique, entre les régions équatoriales et tropicales. Le relativement bon accord qualitatif entre la moyenne d'ensemble des tendances de salinité de surface et les observations semble indiquer que la signature des forçages externes pourrait être déjà perceptible dans les tendances observées. De plus, les tendances de SSS reflètent au premier ordre les tendances du bilan $(E - P)$ (Figure 7.20c). Dans le bassin Pacifique, la corrélation spatiale entre les moyennes d'ensemble des tendances de SSS et de $(E - P)$ s'élève à environ 0,6 (Figure 7.21c). Sur la période plus courte (1970-1999), ainsi que dans le bassin Atlantique, les plus faibles corrélations (Figure 7.21a, b et d) soulignent l'influence de l'advection océanique sur la forme des anomalies de SSS. A l'exception de la région Atlantique Equatoriale où la salinité de surface augmente tandis que le bilan $(E - P)$ diminue, les moyennes d'ensemble des tendances de SSS et $(E - P)$ sont cohérentes en terme de signe. Elles suggèrent que l'accroissement des contrastes spatiaux de salinité de surface pourrait être la signature océanique d'une intensification du cycle hydrologique influencée par des forçages externes.

Ces conclusions sont à nuancer au vu des Figures 7.19c et e. Celles-ci attestent d'une très

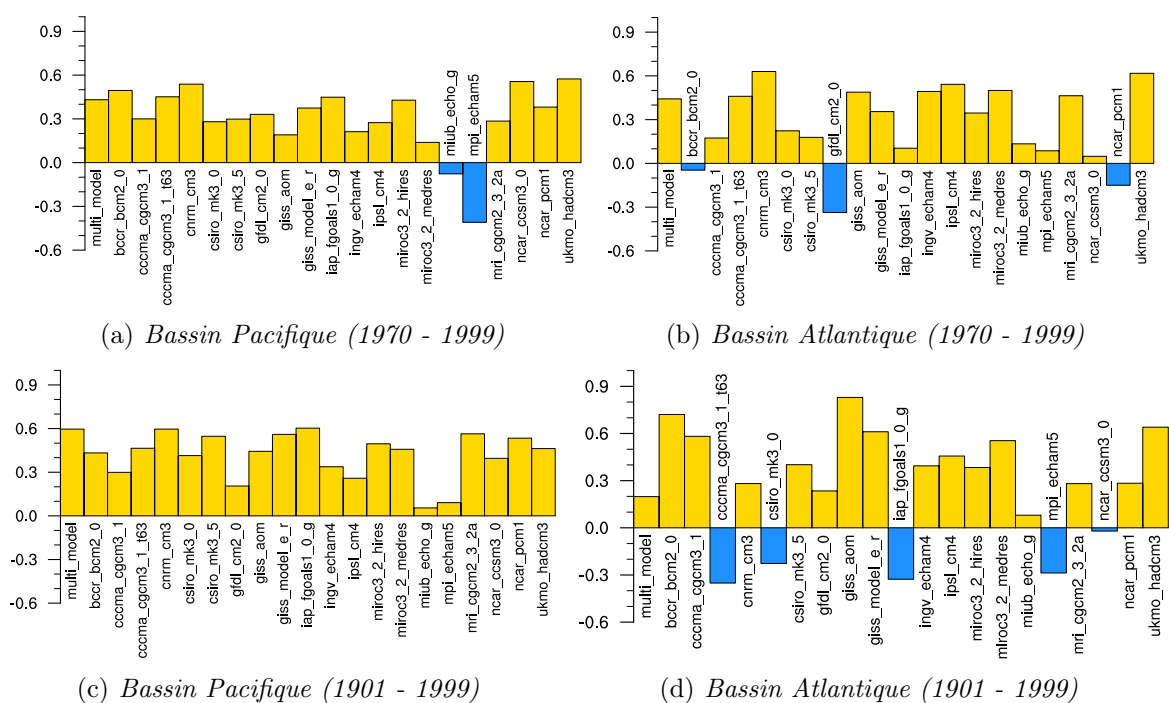


FIGURE 7.21 – **Corrélations spatiales entre les tendances de SSS et de (E-P) simulées par les modèles CMIP3.** La première colonne correspond à la moyenne d'ensemble et les colonnes suivantes aux modèles individuels. Deux périodes sont considérées : (a et b) 1970 - 1999, et (c et d) 1901 - 1999. Les corrélations spatiales entre les cartes de tendances sont calculées séparément sur chacun des bassins (a et c) Pacifique et (b et d) Atlantique Tropicau.

large dispersion entre les tendances de SSS simulées par les modèles individuels. Sur la période de trente ans en particulier, les zones géographiques où l'amplitude de la tendance du multi-modèle est supérieure à la dispersion entre les modèles sont extrêmement limitées (Figures 7.19c). On distingue principalement deux causes possibles de dispersions entre les tendances simulées : les différences de biais entre les modèles et les différences de chronologies de la variabilité interne entre les simulations individuelles. La diminution de la dispersion entre des tendances simulées sur des périodes, respectivement, de trente et cent ans, tend à confirmer l'influence de la variabilité interne. Cependant, même sur une période de cent ans, la majorité des modèles ne s'accordent toujours que sur l'augmentation de la salinité à l'Ouest du bassin Atlantique Subtropical Nord (Figures 7.19e). La dispersion entre les tendances simulées par les modèles individuels est telle qu'une grande incertitude est associée à la moyenne d'ensemble. Les Figures 7.20b) et d) pointent les désaccords entre les modèles en terme de tendances de (E - P) comme l'un des facteurs responsables de la dispersion entre les tendances de SSS. De nouveaux, les causes des désaccords entre les tendances des flux d'eau douce simulés peuvent être dues, soit à des différences de biais, soit à l'influence de la variabilité interne. Discriminer de manière plus précise le rôle de ces deux facteurs demanderait des analyses complémentaires. Notons simplement qu'aucune relation évidente ne semble exister entre les tendances et les biais climatologiques des précipitations simulées par les modèles CMIP3 (Figure 7.22). La large gamme des corrélations entre les tendances de SSS et de (E - P) (Figure 7.21) suggère que l'advection océanique propage les anomalies de salinité de surface de manière différente entre les modèles individuels. Des différences de dynamique océanique entre les modèles seraient donc un autre facteur responsable de la dispersion entre les tendances de SSS.

En résumé, la confrontation de données issues de jeux d'observations, de réanalyses océa-

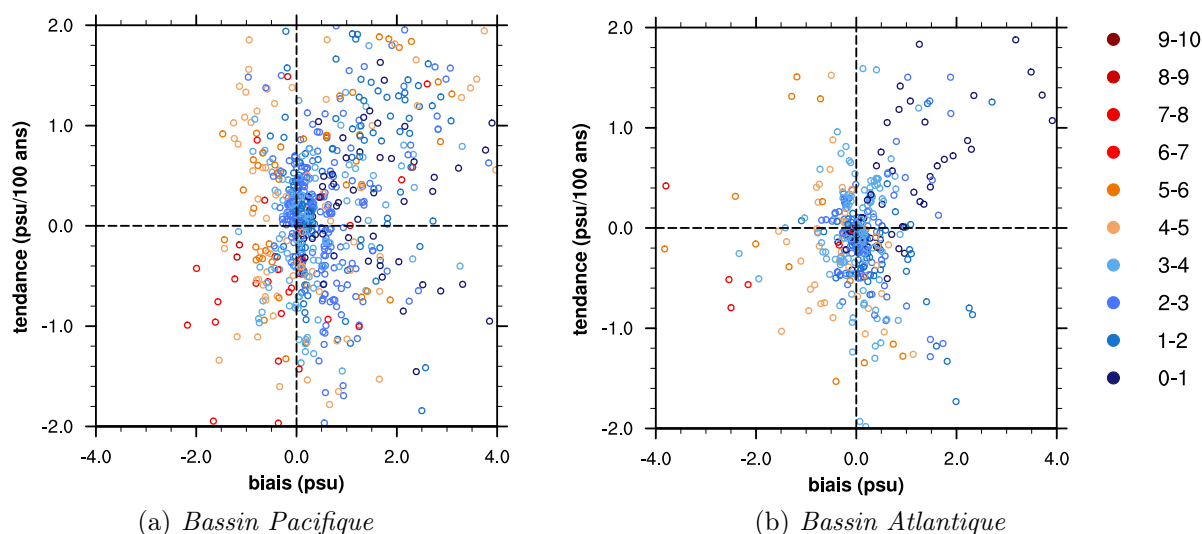


FIGURE 7.22 – *Rapports entre les biais climatologiques et les tendances des précipitations marines.* La couleur des points représente la valeur de la climatologie (en mm/jour) des précipitations simulées en chaque point de grille des deux domaines : a) Océan Pacifique Tropical ($30^{\circ}S - 30^{\circ}N$) et b) Océan Atlantique ($30^{\circ}S - 50^{\circ}N$). Le jeu OBS sert de référence pour le calcul des biais. Les données simulées sont issues de la simulation historique basée sur le modèles CNRM-CM3. Notons que nous avons vérifié que les conclusions ne dépendent pas du modèle choisi.

niques et de simulations historiques atteste d'une large dispersion en terme de tendance récente de salinité de surface. Les possibles sources d'incertitude à l'origine de cette dispersion sont multiples. Pour les jeux observés, elles sont essentiellement associées au manque de données disponibles, notamment au Sud du bassin Atlantique et au Sud-Est du bassin Pacifique Tropical. Dans les réanalyses océaniques, des incertitudes sont, de plus, introduites par les flux d'eau douce (utilisés pour construire des jeux de forçage pour les modèles d'océan) dont la connaissance est très imparfaite, et par la dynamique des modèles d'océan. Les tendances issues des réanalyses présentent des signes opposés à ceux des tendances observées dans de larges zones géographiques, comprenant la quasi-totalité du bassin Atlantique Tropical. Au vu de ces résultats, nous concluons que les réanalyses océaniques ne peuvent pas être utilisées en tant que pseudo-observations pour l'étude de l'évolution récente de la salinité de surface. La dispersion entre les tendances de *SSS* simulées par les modèles CMIP3 est aussi très large. Elle peut être due à des biais associés à la simulation des flux d'eau douce et/ou de l'advection océanique, ainsi qu'à l'influence de la variabilité interne.

En dépit de toutes ces incertitudes, certaines caractéristiques robustes de la tendance récente de *SSS* se dégagent de notre analyse. Citons, en premier lieu, l'accentuation du contraste entre les bassins Atlantique et Pacifique tropicaux, qui deviennent respectivement plus et moins salés. La robustesse de ces résultats est confirmée par des analyses récentes basées sur d'autres jeux observations, couvrant la période 1950 et 2000 (Durack and Wijffels, 2010) et la période Argo (Hosada et al., 2009). Si les tendances observées sont robustes, leur interprétation n'est pas simple pour autant. D'une part, dans les deux bassins étudiés, certaines caractéristiques spatiales des tendances de salinité de surface calculées sur la période 1970–1999 rappellent les signatures de *SSS* associées aux modes de variabilité interne. Les similitudes sont particulièrement frappantes dans le bassin Pacifique Ouest, entre les tendances et la signature du mode IPO en *SSS*. Dans le bassin Atlantique Subtropical Nord, il est probable que l'augmentation de la *SSS* ait été influencée par la chronologie récente des événements NAO. D'autre part, certains de nos résultats suggèrent que l'accentuation des contrastes spatiaux de *SSS* pourrait être la signature océanique d'une

intensification du cycle hydrologique marin, influencée par un forçage externe. Rappelons que l'intensification du cycle hydrologique marin est un des changements climatiques prévus par les modèles en réponse au réchauffement climatique d'origine anthropique (cf Chapitre 3). Dans le Chapitre suivant, nous cherchons à déterminer si, oui ou non, l'évolution récente de la salinité de surface a été influencée par le forçage anthropique. Pour cela, nous appliquons au jeu OBS les méthodes de détection spatiale, ainsi que temporelle, décrites au Chapitre 4.

Chapitre 8

Détection du signal anthropique

8.1 Near-surface salinity as Nature's rain gauge to detect human influence on the tropical water cycle

L'objectif de ce chapitre est de déterminer les causes possibles et la significativité des changements de salinité de surface qui ont eu lieu au cours des dernières décennies. L'analyse est basée sur les données du jeu OBS dans les bassins Atlantique et Pacifique Tropicaux, ainsi que sur des simulations numériques. Les deux méthodes de détection décrites au Chapitre 4 sont appliquées afin d'évaluer si les changements récents et grandes échelles de salinité de surface ont été influencés par le forçage anthropique. Les résultats ont donné lieu à une publication (Terray et al., 2011) sous presse dans *Journal of Climate*, que nous reproduisons ici dans son intégralité.

Résumé en français

Les changements de salinité de surface sont, dans un premier temps, abordés à l'échelle des bassins tropicaux. Les observations attestent d'une accentuation des contrastes géographiques moyens entre le bassin Pacifique qui devient de moins en moins salé, et le bassin Atlantique qui devient de plus en plus salé. La comparaison de ces signaux avec les simulations de contrôle basées sur les modèles CMIP3 montre qu'il est peu probable que les changements de *SSS* observés dans le bassin Pacifique, ainsi qu'en moyenne entre les deux bassins, soient uniquement dus à la variabilité interne climatique. En revanche, les changements dans le bassin Atlantique n'émergent pas du bruit de la variabilité interne, tel qu'évalué dans les modèles. Dans un second temps, la distribution spatiale des changements observés de *SSS* est comparée à celle des changements prévus par les modèles, en réponse au forçage anthropique, d'ici la fin du 21^{ème} siècle. Ces deux distributions présentent des structures très proches caractérisées par une dé-salinification de l'Ouest du Pacifique Equatorial et une salinification de l'Atlantique Subtropical Nord. Les résultats des deux méthodes de détection, l'une temporelle, et l'autre spatiale, confirment que ces changements ont effectivement été influencés par le forçage anthropique. S'il est probable que l'advection océanique soit aussi impliquée dans l'extension des faibles salinités de surface dans le bassin Pacifique, les changements de *SSS* reflètent, au premier ordre, les évolutions du cycle hydrologique marin. De manière cohérente avec les projections de l'évolution des flux d'eau douce marins, les principaux changements de *SSS* observés et projetés ont lieu dans les bassins Pacifique Ouest Equatorial et Atlantique Subtropical Nord. Ainsi, les changements de salinité de surface détectés suggèrent une intensification du cycle hydrologique marin aux latitudes tropicales, ainsi qu'une augmentation du transport d'humidité depuis le bassin Atlantique Tropical Nord vers le Pacifique.

Résumé en anglais

Changes in the global water cycle are expected as a result of anthropogenic climate change, but large uncertainties exist in how these changes will be manifest regionally. This is especially the case over the tropical oceans, where observed estimates of precipitation and evaporation disagree considerably. An alternative approach is to examine changes in near-surface salinity. Data sets of observed tropical Pacific and Atlantic near-surface salinity combined with climate model simulations are used to assess the possible causes and significance of salinity changes over the late twentieth century. Two different detection methodologies are then applied to evaluate the extent to which observed large-scale changes in near surface salinity can be attributed to anthropogenic climate change. Basin-averaged observed changes are shown to enhance salinity geographical contrasts between the two basins : the Pacific is getting fresher and the Atlantic saltier. While the observed Pacific and inter-basin averaged salinity changes exceed the range of internal variability provided from control climate simulations, Atlantic changes are within the model estimates. Spatial patterns of salinity change, including a fresher western Pacific warm pool and a saltier subtropical North Atlantic, are not consistent with internal climate variability. They are similar to anthropogenic response patterns obtained from transient 20th and 21st century integrations therefore suggesting a discernible human influence on the late 20th century evolution of the tropical marine water cycle. Changes in the tropical and mid-latitudes Atlantic salinity are not found to be significant compared to internal variability. Implications of the results for understanding of the recent and future marine tropical water cycle changes are discussed.

8.1.1 Introduction

Evidence is building that human-induced climate change is changing the global water cycle (Zhang et al., 2007; Santer et al., 2007; Willett et al., 2007) and precipitation frequency, intensity and spatial distribution with consequences on hydrological extreme events such as floods and droughts (Trenberth, 2010; Dai, 2011; Min et al., 2011). Increased heating will enhance land evaporation and surface drying, leading to more severe droughts, while increased air moisture due to increase in saturation vapour pressure with temperature will produce more intense precipitation enhancing the risks of floods. While much uncertainty still remains regarding the prediction of how much warming will occur through greenhouse gas buildup, observed and projected changes in the hydrological cycle have recently been undergoing increased levels of scrutiny. While there appears to be robust physical controls on the global hydrological cycle changes due to atmosphere energy balance constraint (Allen and Ingram, 2002; Held and Soden, 2006; Richter and Xie, 2008; Stephens and Ellis, 2008), it is much more problematic to project how regional precipitation and evaporation might change in the context of climate change. This is particularly relevant for the tropical oceans where projected hydrological cycle changes appear to be influenced by spatial variations of sea surface temperature (SST) change in addition to the wet get wetter and dry get drier pattern associated with quasi-uniform tropical SST warming (Xie et al., 2010). Despite common features among projected spatial patterns of SST change, deviations from uniform tropical SST warming differ between models leading to large uncertainty with regard to the future distribution of tropical precipitation and evaporation changes. Furthermore, early detection and attribution of these changes is also hampered by the difficulty and lack of long-term fresh water fluxes observations over the oceans and their high space and time variability. Present evidence for a changing tropical marine hydrological cycle must then be searched elsewhere. It is now well established that surface ocean salinity provides Nature's largest possible rain gauge and can be efficiently used as an indicator of the changing marine water cycle (Schmitt, 2008). Large-scale salinity variations are mainly shaped by the evaporation minus precipitation patterns and oceanic circulation. While the former mechanism acts to create salinity contrasts, ocean circulation

and small-scale mixing act to attenuate them. Furthermore and in contrast with SST, there are to first order no strong direct and local feedbacks between sea surface salinity (*SSS*) and surface fresh water fluxes. This is in particular relevant for the tropical oceans where *SSS* seasonal to decadal variability mainly reflects to first order fresh water flux changes linked to dominant variability modes such as El Nino Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO) for the Pacific Ocean (Delcroix, 1998; Delcroix et al., 2007). *SSS* thus appears to be an efficient integrated indicator of the marine hydrological changes. Here we use observed *SSS* data sets and large ensembles of climate model simulations to identify possible human-induced changes in the tropical marine hydrological cycle evolution over the last decades. The observed and model data used in this study are briefly described in the following section. Section 8.1.3 details the two detection methodologies applied to infer the nature of the surface salinity changes. Section 8.1.4 then reviews and compares the observed and simulated (past and future) changes in tropical surface salinity. Section 8.1.5 examines the question of the anthropogenic influence on the recent *SSS* changes. This section begins by comparing signal to noise ratio between *SSS* and fresh water fluxes. It then compares the basin-averaged and inter-basin observed *SSS* with model estimates of internal variability. It further examines the relevance of the pattern scaling or scalability assumption for the changes in response to anthropogenic forcing. Finally, two detection methods are applied to assess whether a human influence can be detected in the recent observed *SSS* changes. The paper concludes with a brief summary and a discussion of the results in the context of future marine water cycle and ocean changes.

8.1.2 Observed and model data

a. Observed salinity data

For this investigation, we use a compilation of Pacific (30°S-30°N, 1950-2008) and Atlantic (30°S-50°N, 1970-2002) *SSS* datasets, which consists of in situ salinity observations gridded on a monthly basis on a 1°x 1° grid (see Reverdin et al. 2007, and Delcroix et al. 2011 for full details about the various data sources and post-processing). Due to the use and mix of multiple instruments, observed sea surface salinity in this study is representative of near surface salinity, meaning the 0-10 m depth-averaged salinity. Given that the observed vertical gradient of salinity in the upper 10 m is 90% of the time less than 0.05 (Henocq et al., 2010) and our data processing and large-scale averaging, the mix of instruments and 0-10 depth sampling is highly unlikely to bias the present trend analysis. An optimal interpolation analysis is applied to the quality controlled *SSS* data to produce a monthly *SSS* gridded field at a 1° resolution. The algorithm solves a local problem at each grid point by using closely located data and accounting for spatial and temporal scales of the physical variable. In addition to the *SSS* values, it also yields an error field at each grid point, which is given as a percentage of the interannual variance. This allows us to estimate at least qualitatively the confidence we can have when computing multidecadal trends. Complete description of the datasets and optimal interpolation methodologies as well as additional references can be found at "<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/sss>". We only consider data with sufficient coverage and reasonable error estimates. We use observed *SSS* data from the full observational period, meaning January 1950-December 2008 and January 1970-December 2002 for the Pacific and Atlantic, respectively. We use *SSS* monthly means only at locations where data is present with an *SSS* error that is less than 90% of the *SSS* standard deviation. For the mean *SSS* climatology, we only consider grid cells which have at least 20% time coverage. For the overlap 1970-2002 period trend estimation, we only use grid cells containing at least 5 *SSS* observations during each of the 7 pentads. This leads to the definition of an observational spatial mask which is then used in the trend detection analysis. For the temporal detection analysis, we use regionally-averaged *SSS* annual means constructed from the selected

monthly means. Parts of the south-eastern tropical Pacific as well as a large area of the southern Atlantic are poorly sampled and are therefore excluded from the detection analysis. The practical salinity scale (pss-78) is used throughout the paper, meaning that salinity is a ratio and does not have physical units (Millero, 1993).

b. Model data

The modeled data used in this study are those of the coupled general circulation models archived by the World Climate Research Programme's (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project, Phase 3 (CMIP3) dataset (available online at "<http://www-pcmdi.llnl.gov/>" <http://www-pcmdi.llnl.gov/>). The three used datasets are referred to by the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) as the picntrl, 20c3m and sresa1b multimodel experiments (see Table 8.2 in Annexe, to see the model list and integrations used). The sresa1b simulations followed the Special Report Emission Scenario (SRES) A1B scenario for the anthropogenic forcing evolution. The 20c3m simulations have a wide variety of anthropogenic influences (such as well mixed greenhouse gases, ozone, sulphate and black carbon aerosols). Roughly half of them also include changes in natural forcings (including total solar irradiance and stratospheric aerosols following volcanic eruptions). The picntrl or control integrations have constant and preindustrial values for the anthropogenic and natural forcings. We consider only one realization from each of the 23 models under these experiments. It is worth noting that not all 23 models contribute to all calculated quantities studied in this paper when relevant data is missing or a specific subset of models is being looked at. We also use a 40-member ensemble for the period 2000-2061 performed with the Community Climate System Model version 3 (CCSM3) forced by the SRES A1B greenhouse gas emission and stratospheric ozone recovery scenarios (Branstator and Teng, 2010). Each member undergoes the same external forcing and starts from the same ocean, land and sea-ice initial conditions given by those on January 1st 2000 from a single 20th century CCSM3 integration. All members have different atmospheric initial conditions taken from days during December and January 2000 from the same CCSM3 integration and simulation differences are thus only due to the model internal variability. We only analyze model data between 30°S and 50°N to fit the observational geographical domain. To ease the analysis, all model *SSS* results have been first interpolated to a common regular grid (similar to the observational 1°x 1°grid) accounting for the model differences in land-sea mask. Before the trend analysis and detection part, observed and simulated *SSS* data were further gridded to a common 5°x 5°grid in order to remove small-scale noise and variability present in both observations and simulations. Model data were then processed in the same way as were the observations, so that the model values are only used at the same places as those indicated by the observational mask.

c. Fresh water flux observed estimates

We only use one precipitation and one evaporation datasets. The monthly means precipitation from the Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.1 are based on both satellite and gauge datasets and cover the 1979-2008 period (Huffman et al., 2009). Monthly means evaporation from the OAFflux objective analysis dataset are based on a blending of satellite retrievals and three atmospheric reanalyses as well as on the version 3.0 of the COARE bulk algorithm for the estimation of the turbulent fluxes and cover the 1958-2008 period (Yu and Weller, 2007). Here we use data over the period 1979-2008 to get the maximum overlap between the two data sets.

8.1.3 Detection methods

To assess the extent to which significant *SSS* changes may be detected as being significantly different from those expected from internal variability, we apply two different optimal detection methodologies. The first one, the optimal fingerprint approach (OF thereafter), has already been extensively used to detect changes in atmospheric temperature and precipitation among others (Allen et al., 2006; Hegerl et al., 2007). Here we use it to compare quantitatively current and future trends in observed and simulated *SSS*, respectively. The second approach, named here the temporal optimal detection approach (TOD thereafter), is a recently developed alternative to the standard optimal fingerprint analysis (Ribes et al., 2010). It consists in searching for a smooth temporal pattern in the observations. While any pattern can theoretically be used, we focus here on temporal patterns best suited at representing the mean response of the upper tropical and subtropical ocean to anthropogenic forcing. Consideration of the two approaches is interesting as they make very different assumptions and use different ways of enhancing the signal to noise ratio.

a. Optimal fingerprint methodology

It can be simply described as an optimal regression of the response guess-patterns (the fingerprints) to some given external forcings against the corresponding observed patterns. Here we are focusing on one (anthropogenic) signal. The optimal fingerprint method then assumes the following statistical model :

$$\psi_{s,t} = \psi_s^0 + \beta g_{s,t} + \epsilon_{s,t}, \quad (8.1)$$

where ψ is an observed climate variable (here annual mean *SSS*) and ψ^0 its climatological mean, g is the response to anthropogenic forcing, ϵ is a centered noise term representing internal variability and $s = 1, \dots, S$ et $t = t_0, \dots, T$ the spatial and temporal indices. The observations are thus represented as the sum of a scaled simulated response to anthropogenic forcing and internal variability. The fingerprints and observations are a priori depending on space and time. Due to the relatively short length of the tropical observed *SSS* record, we follow the common procedure and mask the time dimension by using linear trend and epoch difference spatial patterns for the observations and fingerprints, respectively. The observed patterns are taken to be 33-year *SSS* linear trends over the 1970-2002 period, thereby masking the time dimension from (1). Using a scalability hypothesis (see below), the fingerprint patterns are taken as multimodel ensemble mean epoch differences between the last 30-years of the 21st century (2070-2099) and that of the 20th century (1970-1999). In order to account for sampling noise not only in observations but also in signal estimates, the total least square (TLS) approach is used to derive unbiased estimates of the scaling regression coefficients and confidence intervals (Allen and Stott, 2003).

The optimal detection also requires two independent estimates of internal variability needed for optimisation (C_{n1}) and significance testing (C_{n2}). Simulated and observed spatial patterns are then projected onto a reduced space spanned by the leading p empirical orthogonal functions of (C_{n1}) (see the Appendix). The optimal detection then calculates scaling factor (regression coefficient) by which the simulated response guess-pattern can be scaled up or down while remaining consistent with the observed pattern. The 5 to 95 percentile uncertainty range in scaling factor is then assessed from the independent internal variability estimate (C_{n2}) and the anthropogenic forcing response pattern is detected if the scaling factor is found to be positive and inconsistent with zero at the 10% significance level.

b. Temporal detection methodology

The statistical model behind the temporal optimal detection approach can be written as :

$$\psi_{s,t} = \psi_s^0 + \mu_t g_s + \epsilon_{s,t}. \quad (8.2)$$

with the same definitions as above. Within this approach, the climate change signal is decomposed as a product $\mu_t g_s$ where g and μ are the climate change spatial and temporal patterns, therefore using the scalability assumption. The idea behind the TOD approach is to assume that μ is known from model simulations, while g is estimated from the observations via generalised regression. The TOD approach can then be seen as a two-step process : first, one needs to estimate μ_t . Here rather than using global mean surface air temperature (Ribes et al., 2010), we prefer using an oceanic integrated variable which can better reflect upper ocean thermal changes linked to changes in radiative forcing. The second step is the statistical test of the null hypothesis $H_0 : g_s = 0$ against $H_1 : g_s \neq 0$ assuming knowledge of μ_t (see Ribes et al. 2010). TOD also uses one assumption on the nature of ϵ , namely that ϵ is a stationary autoregressive process of order one in time (AR(1) or red noise, $\epsilon_{s,t} = \alpha \epsilon_{s,t-1} + \tilde{\epsilon}_{s,t}$ with $(\tilde{\epsilon}_{s,t})$ independent identically distributed random variables). The TOD hypothesis testing procedure requires $T \geq S + 2$ implying that it cannot be applied over at the global scale taking each individual grid-point into account. Instead we consider a small number of regions in each basin (see Section 8.1.5 and Figure 8.9a) based on mean *SSS* distribution and data availability and use the spatially-averaged annual mean *SSS* over these regions as pseudo-gridpoints in the detection test. Results from the TOD approach are presented in term of p-value, that is the probability of obtaining a value of the test statistic more extreme than that actually observed under the null hypothesis H_0 . The time evolution of the p-value is presented in order to illustrate the evolution of the anthropogenic signal and its emergence. The p-value for a given date, say 1990, is then the p-value of the detection test applied to the data over the period 1956-1990 and 1970-1990 for the Pacific and Atlantic, respectively.

8.1.4 Observed and future salinity changes

a. Observed and recent salinity changes

SSS changes over the past decades exhibit a strong Pacific freshening and Atlantic saltening leading to a strengthening of the mean *SSS* inter-basin contrast which reflects to a large extent the mean pattern of fresh water fluxes (Figure 8.1). The salty Atlantic due to net evaporation contrasts with a low salinity Pacific associated to a net input of fresh water. Regional *SSS* changes of large amplitude seem to follow the rich gets richer paradigm : the warm and fresh pool of the western Pacific has freshened (Cravatte et al., 2009) whereas the salty subtropical north Atlantic has become saltier (Gordon and Giulivi, 2008). The western equatorial Pacific and South Pacific convergence zone (SPCZ) salinity fronts have both migrated eastward during the last decades, leading to a spatial extension of the Pacific fresh pool (Cravatte et al., 2009). Saltening occurred in the western Coral Sea, south-eastern and central north Pacific. Atlantic changes are more contrasted with freshening of the deep tropical central and north-western part and saltier waters over the northern subtropics and southern regions. Whether the equatorial band freshening is due to decadal variability or represent a lower-frequency signal is still a matter of debate (Grodky et al., 2006). Although the density of *SSS* observations is scarce in the South Atlantic, the available data shows increased salinity on the eastern and western sides. The main spatial features of the tropical *SSS* trend seem to be robust to the inclusion or not of the recent Argo profiling float data (Hosada et al., 2009; Durack and Wijffels, 2010). Furthermore, the recent (2003-2008) Argo derived South Atlantic positive *SSS* anomaly suggests that the corresponding low frequency signal has a basin spatial scale. Further examination of Argo data also suggests

that the recent salinity changes are not restricted to the surface layer and extend at depth in particular in the subtropical Atlantic (Von Schuckmann et al., 2009; Durack and Wijffels, 2010).

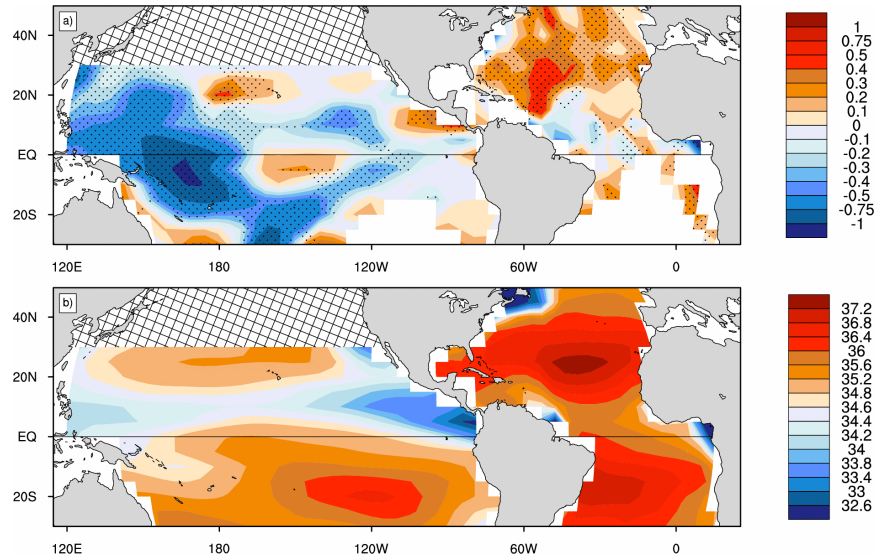


FIGURE 8.1 – **Observed SSS trend and mean** : a) The 33-year (1970-2002) linear surface salinity trend (per century) computed from monthly anomalies. White grid boxes indicate regions with insufficient or no data and stippling denotes areas where trends are statistically significant from 0 at the 5% level using a two-sided Student's t test. b) Climatological mean observed surface salinity estimated over 1950-2008 and 1970-2002 for the Pacific and Atlantic respectively. Geographical masks were applied in order to prevent mixing of data across the land boundaries.

The observed SSS evolution thus shows intensified spatial contrasts suggesting an increase in the marine tropical hydrological cycle strength. These SSS changes have been documented in recent studies using related or independent datasets (Curry et al., 2003; Boyer et al., 2005; Bindoff et al., 2007; Reverdin et al., 2007; Cravatte et al., 2009; Durack and Wijffels, 2010). However, none of these studies has tried to formally detect an anthropogenic fingerprint in the observed tropical SSS changes. A first attempt using a one-model detection and attribution study has recently been done and focused only on the Atlantic using as detection vector SSS zonal means from a coarser observed dataset (Stott et al., 2008).

To support the idea that recent tropical SSS evolution may reflect changes in the tropical marine hydrological cycle, we compare recent observed trends in fresh water flux estimates with that of SSS . As we recognize that there are still large uncertainties regarding the recent evolution of the two main components of the ocean fresh water flux, we are only interested in the presence or lack of qualitative agreement with SSS changes. Consequently, we view differences in observed SSS and fresh water trend estimates as indicative of observed datasets biases and/or the importance of ocean circulation changes in addition to that of the fresh water forcing. Coherent changes with recent SSS evolution include increased fresh water fluxes in the western Pacific and along the south and intertropical convergence zones as well as decreased ones in the central equatorial Pacific and central-eastern subtropics (Figure 8.2). The observed saltening along the east Australian coast seems to be partly related to an increase in evaporation combined with reduced precipitation. Changes in precipitation usually dominate evaporation ones in particular in the convergence zones. The much larger zonal and meridional extent of the negative SSS anomalies in the western Pacific may be explained through the spread of SSS anomalies due to the influence of mean advection including the Ekman divergent drift near the equator and weakening of the South equatorial current (Huang et al., 2005). The comparison is even more difficult for the

Atlantic as the overlap period between the *SSS* and fresh water component datasets is smaller and decadal variability is strong in particular in the tropics questioning the use of a linear trend to represent the observed changes. Nevertheless, both fresh water components seem to contribute to more saline surface waters in the northern subtropics and midlatitudes and to a freshening in the western tropical Atlantic.

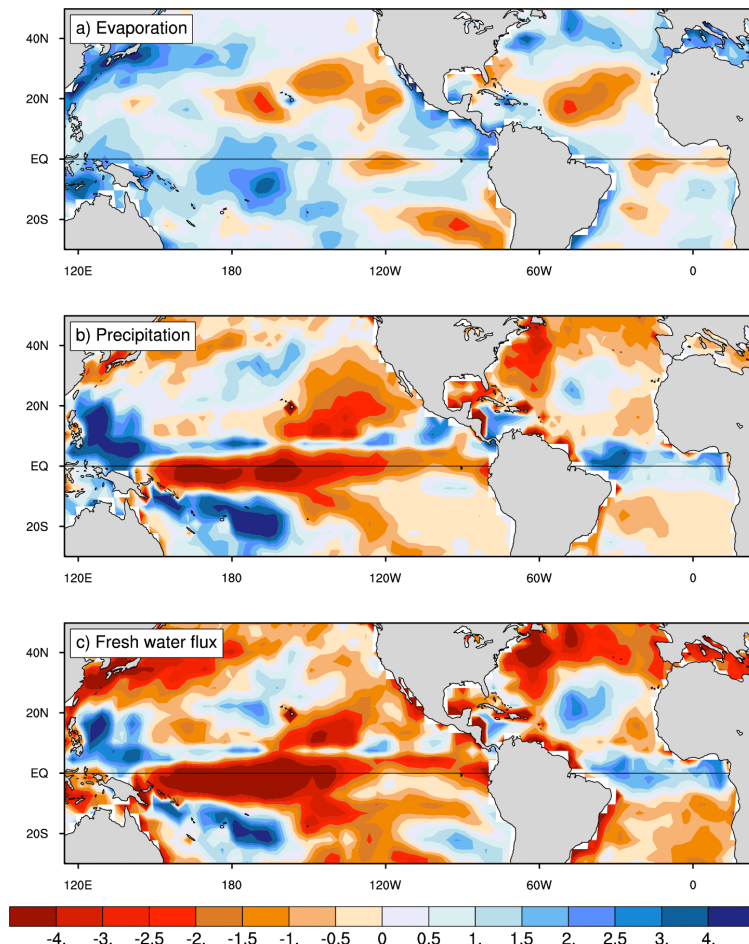


FIGURE 8.2 – **Observed fresh water flux trends** : 30-year (1979-2008) linear trends using annual means for a) evaporation from OAFlex b) precipitation from GPCP c) Total fresh water flux defined as precipitation minus evaporation. Units are mm day⁻¹ per 100 years.

b. Projected and future salinity changes

Before formally addressing the detection question, we first compare observed *SSS* trends with 21st century climate model simulations. A first guess of the *SSS* response to anthropogenic forcing is simply the changes over the 21st century as simulated by the CMIP3 multimodel average. The multimodel mean *SSS* change displays large-scale features very similar to the observed trend with an increased inter-basin contrast as well as a strong freshening of the western Pacific warm pool and a saltier subtropical north Atlantic (Figure 8.3a,b). Main differences are located in the equatorial and midlatitude North Atlantic as well as in the equatorial and subtropical central Pacific. The projected 21st century equatorial Atlantic saltening and mid-latitude freshening suggests that the recent and corresponding observed trend may not necessarily reflect the long-term response to anthropogenic forcing. We further note that most individual models consistently

exhibit quite similar large-scale spatial patterns suggesting that the multimodel mean can be used as a robust estimate of the response to anthropogenic forcing, at least in the tropical and subtropical oceans (Figure 8.3 and Figure 8.12). Although most models indicate freshening north of 50°N, it has been suggested that the 21st century evolution of north Atlantic *SSS* may not be necessarily linear due to the competing influence between advection of saltier water from the tropics and local precipitation and evaporation changes (Stott et al., 2008). Finally, there is no systematic difference in projected *SSS* changes between models with and without fresh water flux corrections suggesting that they can both be used to characterize the response to anthropogenic forcing. This also indicates that there is no clear relationship between model skills in simulating the mean state and in capturing the response to anthropogenic forcing (Santer et al., 2009).

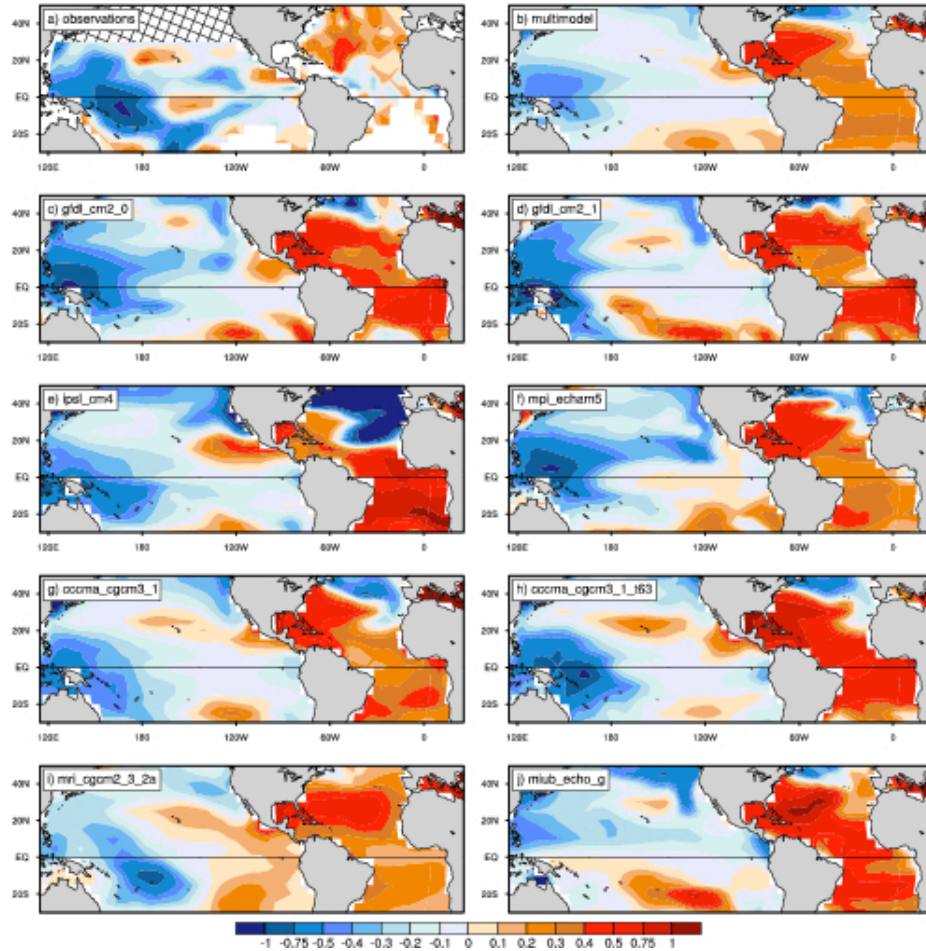


FIGURE 8.3 – *Rate of observed and modeled future SSS changes* : a) Recent (1970-2002) observed *SSS* trend (per century) and b) Multimodel average *SSS* changes (per century) between the end of the 21st and 20th centuries (2070-2099 - 1970-1999). Simulated changes for individual models : c), d), e), f) without fresh water flux adjustments and g), h), i), j) with fresh water flux adjustments. The individual model without flux adjustments are the ones selected in Delcroix et al. (2011).

c. Evaluation of model performance in simulating variability

Most detection studies use climate model control simulations in which there is no change in forcing as pseudo-observations to provide an estimate of the distribution of the detection statistic under scrutiny under the null hypothesis of no anthropogenic change. It then would be relevant

to assess confidence in the realism of the model representation of internal climate variability. However the *SSS* observed period is marked by increasing external forcing precluding any direct comparison with model internal variability. Here we prefer evaluating the models ability to realistically simulate tropical *SSS* variability (see also Delcroix et al. 2011). We compare observed and 20th century simulated *SSS* changes averaged over three different regions characterized by large observed monthly and interannual variability. The first two are in the western Pacific and characterize the variations of the western equatorial and SPCZ salinity fronts which exhibit variability at all time scales due to natural modes such as ENSO and PDO. The third one is located in the subtropical north Atlantic and is under the influence of the North Atlantic Oscillation (NAO) and Atlantic decadal variability. The model average temporal standard deviation is actually close to (similar in the SPCZ front and underestimated by a majority of models in the Western equatorial Pacific) or even larger (Atlantic) than the observed variability (Figure 8.4). There is no sign of a systematic model underestimation of the monthly to interannual variability neither is there any sign of a uniform bias across models in term of the mean state. However, the model spread is large suggesting that a number of models suffer from mean state biases possibly due to inadequate fresh water fluxes. A majority of models underestimate variability in the south Pacific region likely due to a misrepresentation of SPCZ mean and shifts related to ENSO or PDO. Interestingly, we find a sign agreement between the multimodel average and observed trends. While there is no indication of a systematic bias in low-frequency trend amplitude for the equatorial Pacific and Atlantic regions, most models have smaller trend amplitude than the observed (Figure 8.4b,d,f). As expected from independent model initialization and internal variability, the modelled Pacific trends show a large spread while most models agree on a saltening trend (with different amplitudes) for the Atlantic. The similarity of observed trend values with different ending dates illustrates that the 1998 ENSO is not strongly impacting the low-frequency trends. Furthermore, the Pacific regions have very similar observed *SSS* trends while their linearly detrended and 2-year filtered time series are actually negatively correlated at interannual time scale (correlation of -0.57 significant at the 99% level using a phase-scrambling bootstrap test accounting for time series autocorrelation, Davison and Hinkley 1997). This suggests that the two regional *SSS* trends may be caused by a common low-frequency mechanism different from those related to ENSO or PDO. Alternatively, this inverse relationship between the different time scales could also indicate a change in ENSO-related *SSS* pattern due for instance to an increased frequency of central Pacific El Niño events which could occur in response to global warming (Yeh et al., 2009).

8.1.5 Detection of human influence on salinity changes

a. Signal to noise ratio : salinity versus fresh water fluxes

In studying the human influence on the tropical water cycle, it is relevant to first consider the question of signal to noise ratio between different climate variables. Here we compare a simple measure of signal to noise ratio for *SSS*, fresh water flux and its different components. We use the 40-member CCSM3 ensemble to assess the signal to noise ratios associated to a linear trend diagnostic applied to the different variables of the marine hydrological cycle. Here the signal refers to the *SSS* forced response to the anthropogenic forcing and is estimated by the 40-member ensemble mean linear trend. The noise refers to pure internal variability and is estimated by the ensemble dispersion of individual trends. As all members share the same ocean and land initial conditions, it is possible that the ensemble provides a biased low estimate of internal variability. However, previous analysis of the 40-member ensemble has suggested that the memory associated to the ocean initial conditions is lost within less than a decade (Branstator and Teng, 2010). To account for this effect in the signal to noise ratio analysis, we use annual

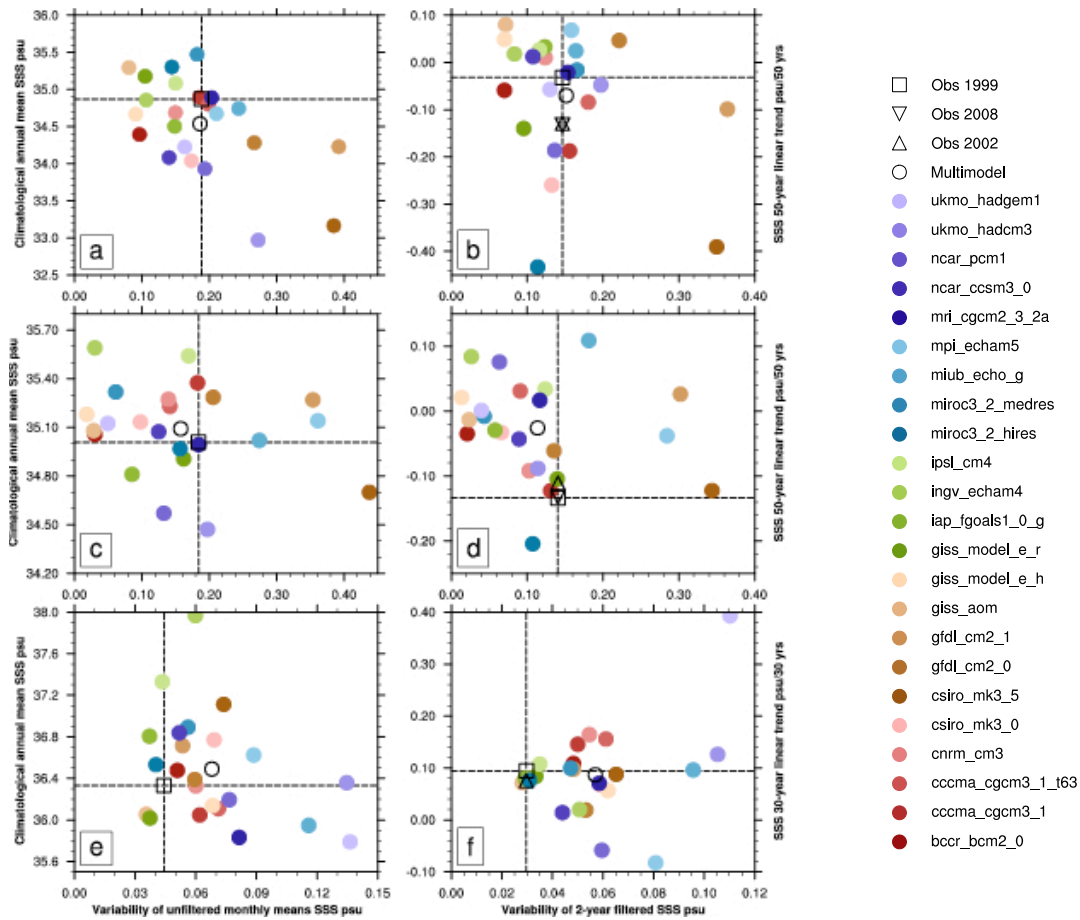


FIGURE 8.4 – *Observed and simulated 20th century SSS mean and variability* : Comparison of simulated and observed means, variability and trends for sea surface salinity averaged over three tropical regions : a), b) Western south Pacific [20S-10S; 160E-180] over the 1950-1999 period c), d) Western equatorial Pacific [5S-5N; 170E-170W] over the 1950-1999 period e), f) Subtropical north Atlantic [15N-30N; 70W-50W] over the 1970-1999 period. Scatter plots show the relationships between the temporal standard deviation of unfiltered SSS monthly means anomalies and the climatological annual means SSS a), c), e), the temporal standard deviation of 2-year filtered SSS monthly means anomalies and 50(30)-year linear trends in SSS over 1950(1970)-1999 for the Pacific (Atlantic) regions b), d), f). All standard deviations were estimated from linearly detrended data. The dashed lines indicate the location of the observed values to ease the visual comparison of observed and simulated values. The multimodel average values are indicated by an unfilled circle and the observed values by an unfilled square. In b), d), f) additional trend observed values (unfilled triangles) over periods with the same initial date but ending in 2002 (both basins) and 2008 (Pacific only) have been added.

means and calculate 50-year linear trends covering the 2011-2060 period (similar results are obtained if epoch differences are used). The left panel of Figure 8.5 shows the forced response for precipitation, evaporation, total fresh water flux defined here as precipitation minus evaporation and sea surface salinity. There is a good spatial correspondence between regions of fresher water with regions with increased total fresh water flux defined (and vice versa), in particular over the western Pacific, the tropical Atlantic and the Indian ocean. The SSS change also exhibits a much larger spatial scale pattern than the fresh water fluxes suggesting the influence of ocean circulation in spreading the fresh water anomaly. Statistical significance of the forced response is reached over a large fraction of the tropical oceanic regions for the four variables. Yet precipitation and total water flux exhibit a significantly larger area with no significant forced response than

evaporation or surface salinity. This is more clearly seen in the right panel of Figure 8.5 which shows as a simple measure of signal to noise ratio, N_{min} the minimum number of members needed to detect a significant forced response (meaning a non zero ensemble mean trend). It is computed by inverting the formula for the standard error of the mean : $N_{min} = 8/(X/\sigma)^2$ where X is the ensemble mean trend and σ is the standard deviation of the 40 individual trends (Deser et al., 2010). Only a few members ($N_{min} < 3$) are needed to detect a significant *SSS* response over the quasi-majority of the tropical oceans while precipitation and total fresh water flux generally present lower signal to noise ratios or no detectable response, in particular over the western Pacific, the tropical Atlantic and the equatorial Indian ocean.

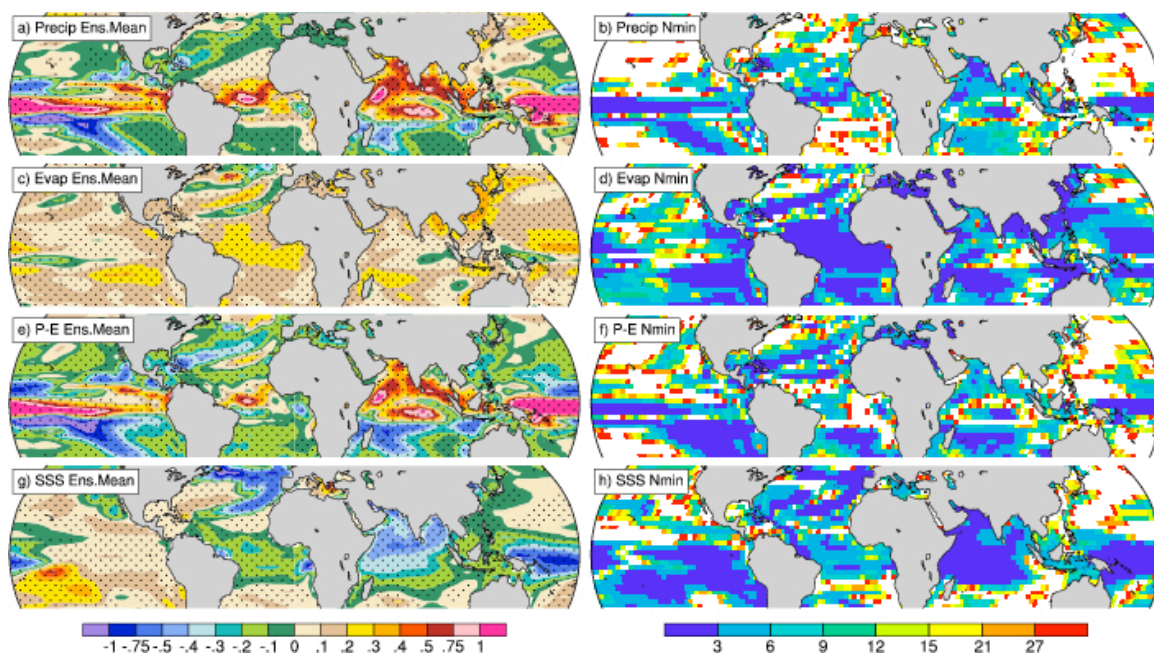


FIGURE 8.5 – Signal to noise ratio : *SSS* versus fresh water fluxes : (Left) *CCSM3* 40-member ensemble 50-year linear trend (2011-2060) and (Right) Minimum number of ensemble members needed to detect a significant linear trend response for annual means a, b) Precipitation c, d) Evaporation e, f) Precipitation minus evaporation g, h) Sea surface salinity. In a), c), e), and g), stippling indicates 50-year linear trends significantly different from 0 at the 5% confidence level relative to the spread of the 40 50-year linear trends using a 2-sided Student's *t*-test. In b), d), f), and h) white areas indicate locations where the 40-member ensemble mean response is not significant at the 5% confidence level. Units for a), c), e) are mm day⁻¹ per 50 years and per 50 years for d).

b. Observed and internal variability basin-averaged salinity trends

A first simple approach to the detection question is simply to assess whether the recent *SSS* trends are outside of the range due to internal variability alone. Here we use the CMIP3 control simulations to provide a trend distribution estimate purely due to internal variability. We deliberately focus on a few integrated *SSS* signals : the Atlantic and Pacific basin averages and the basins contrast. We consider averages over the entire observation domain for each basin to estimate the mean basin and inter-basin contrast *SSS* time series. We then seek evidence for rejection of the null hypothesis that the observed basin average and inter-basin contrast *SSS* trends could be due to internal variability alone. As several models exhibit significant non linear drifts, we first detrend the control simulations by systematically removing a second-order polynomial trend to each grid point time series to prevent artificially inflating the width of the

distribution. We then calculate the three annual mean time series from each CMIP3 model.

From each model, the distribution of 33-year trends is obtained by fitting linear trends to all 33-year overlapping segments (years 1-33, 2-34, ...). We then pool the results from the various models to form a multimodel distribution of unforced trends. The control simulations used here comprise a total of 8620 years of unforced data. This yields 7914 non independent samples of overlapping 33-year linear trends only driven by internal variability. Assuming that the model generated internal variability is reliable, it is unlikely to be the sole factor of the observed mean Pacific *SSS* decrease and increase in *SSS* inter-basin contrast as very few of the unforced trends exceed the observed 1970-2002 trend (Figure 8.6). However, the null hypothesis cannot be rejected for the Atlantic where the observed trend is well within internal variability estimates. This is coherent with the sign differences noted previously between recent observed and future simulated Atlantic *SSS* trends in response to anthropogenic forcing. This lack of evidence for the Atlantic does not rule out the possible detection of a spatial pattern instead of an integrated measure such as a basin average.

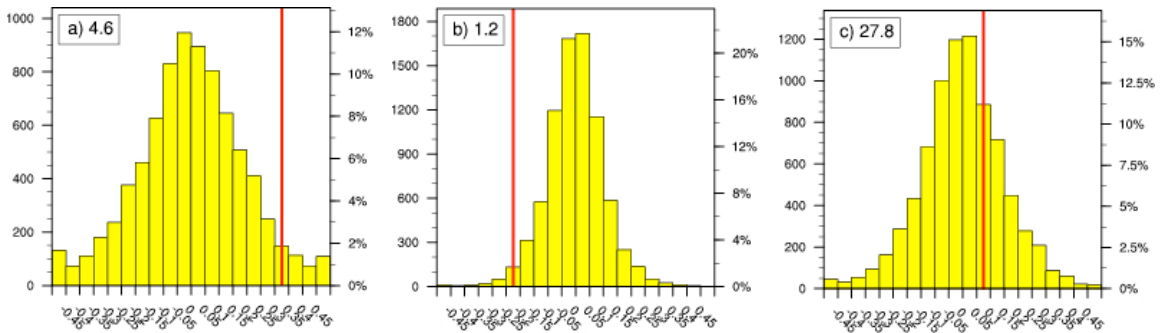


FIGURE 8.6 – **Distribution of unforced basin-average *SSS* trends** : comparison of observed *SSS* trends (per century) with model simulations of unforced trends for : a) The inter-basin *SSS* contrast b) the basin-averaged ($30^{\circ}S-30^{\circ}N^{\circ}$) Pacific *SSS* c) the basin-averaged ($30^{\circ}S-50^{\circ}N^{\circ}$) Atlantic *SSS*. The red line indicates the observed values. The sampling distribution of the unforced 33-year *SSS* trends was calculated as described in the main text. The left and right vertical axes indicate number and percentage of trend occurrence for each bin, respectively. The number given in the upper left box is the percentage of simulated trends smaller (Pacific) or greater (inter-basin or Atlantic) than the observed value. Using a two-sided test leads to *p*-values twice as large (0.024 and 0.092 for the Pacific and inter-basin trends).

c. The scalability hypothesis

Our implementation of both detection approaches rely upon the scalability hypothesis, namely saying that the spatial structure of the transient forced response is quasi-invariant with time given a homothetic transformation (note that this hypothesis is likely too severe for very long time scales, as in stabilization experiments, where the slow adjustment of long memory components such as the deep ocean and ice sheets will usually lead to different response patterns). While it may seem to be a rather strong hypothesis, it is possible to test its validity for the 20th and 21st century transient integrations using the CMIP3 data. Figure 8.7 shows that the hypothesis is fairly reasonable for tropical *SSS*. The centered spatial patterns of the different epoch changes are similar which is to be expected if the scalability hypothesis holds. We further note that it is likely to be also the case for surface air temperature as suggested by the simple scaling relating patterns of simulated temperature change between different SRES scenarios (Meehl et al., 2007). Consideration of global *SSS* maps show that this assumption is more doubtful for subpolar latitudes due to non linearities in particular linked to strong sea ice melting. It is also worth pointing out that the simulated mean tropical Atlantic (averaged over $30^{\circ}S-50^{\circ}N$) across the

20th and 21st centuries is continuously getting saltier while the Pacific (with the same latitudinal average) is getting fresher.

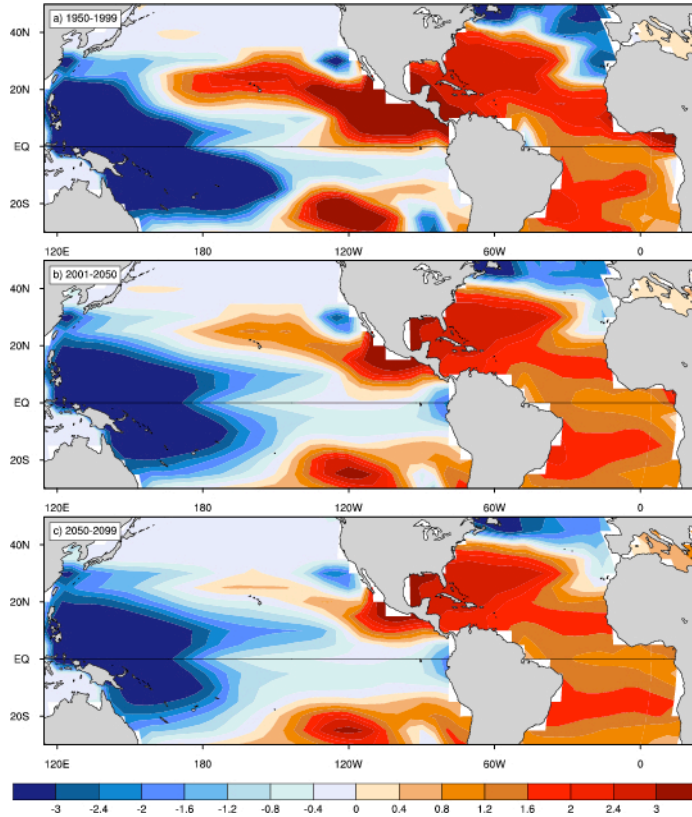


FIGURE 8.7 – **Validity of the scalability hypothesis** : time evolution of the multimodel climate change spatial distribution defined as the centered pattern difference between three 50-year periods a) 1950-1999 b) 2001-2049 c) 2050-2099 and the 1900-1950 period. The Atlantic and Pacific SSS changes are further normalized by the mean SSS change averaged over the Atlantic and Pacific 30° S-50° N domains, respectively.

d. Internal variability and temporal pattern estimation

We now examine some assumptions on the nature of internal variability in the two detection methodologies. We also describe the rationale behind the choice of the temporal patterns within the TOD framework.

Optimal Fingerprint

The two noise covariance matrices (C_{n1} and C_{n2}) are provided by sampling 33-year linear trends from CMIP3 control simulations with constant pre-industrial forcings. As previously, we first detrend and then divide each CMIP3 control integration into non-overlapping 33-year samples which yields a set of 254 33-year unforced linear trends. We then split the control integrations in such a way that every model is evenly represented in the covariance matrix estimates C_{n1} and C_{n2} . We want to assess if model uncertainty is biasing our estimates of internal variability as represented by the C_{n1} and C_{n2} matrices. We compare the main modes of SSS 33-year linear trend variability due to pure internal variability deduced from the 40-member CCSM3 ensemble with those estimated from the C_{n1} and C_{n2} matrices. We use the period 2021-2053 to

calculate the set of 40 trends from each individual CCSM3 member. An empirical orthogonal function (EOF) analysis based on an area-weighted covariance matrix is then computed on the set of 40 trend maps separately for each ocean basin. We note that due to the removal of the ensemble mean trend in the EOF analysis, the first EOF modes depict the dominant patterns of the internal variability component of the trends. A similar EOF analysis is also applied to the set of 254 *SSS* 33-year linear trends from the C_{n1} and C_{n2} matrices. The leading modes have similar structure in the two sets for each basin suggesting that the model uncertainty is not strongly biasing our noise estimates (Figure 8.8). The spatial structure of the Pacific dominant noise pattern is reminiscent of meridional (zonal) displacements of the ITCZ (SPCZ) while that of the Atlantic shows a dipolar structure between the tropical and subtropical regions and the midlatitudes.

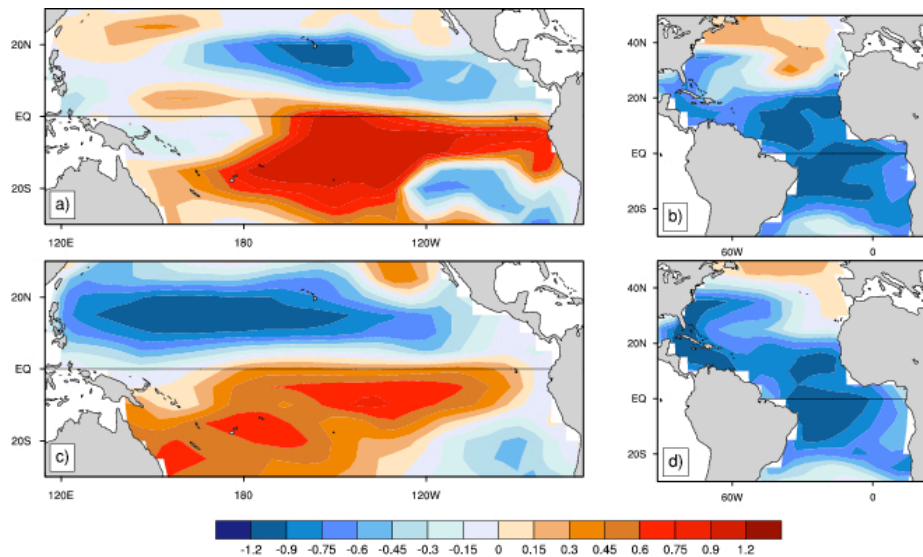


FIGURE 8.8 – *Model uncertainty and internal variability leading modes* : the leading EOF of *SSS* 33-year trends (in per 50 yrs) from the 40-member CCSM3 ensemble a), b) and from the 254-member trend set from the control CMIP3 simulations ensemble c), d). The analysis is done separately for the two basins.

Temporal detection method

Internal variability in the TOD method is assumed to have an AR(1) structure. It is first required to estimate the persistence parameter, that is the α parameter. The choice of the α value is addressed by using the CMIP3 control simulations and fitting AR(1) processes to grid point annual mean *SSS* for each model. Figure 8.9a shows the spatial distribution of the ensemble mean value for α . Low values are present in the deep Tropics while the subtropics and midlatitudes are characterized by higher values (thus greater persistence). However and as mentioned in Section b., TOD is applied on a small set of spatial domains (Figure 8.9a) rather than at the grid point scale. Table 8.1 provides a multi-model mean estimate of α over the 12 regional domains involved into the analysis. Based on these results, we choose to use the $\alpha = 0.7$ value for the analysis over the full domain. The next question is whether such a parametric model for internal climate variability allows to properly account for the multi-decadal variability or for a potential long range memory effect in *SSS* variability. In order to address this question, we verify that over 33-year periods (the period used in our full tropical analysis), the internal variability from the CMIP3 control simulations is consistent with the one assumed in the TOD

method. This is shown in Figure 8.9b, by estimating the distribution of the p-values obtained by applying the TOD method to the full set of overlapping 33-year periods taken from CMIP3 control simulations. If the TOD's assumptions are appropriate, this distribution is expected to be uniform (within sampling errors) over the $[0; 1]$ interval. If the internal variability is underestimated (resp. overestimated) in the TOD method, then the probability to find small p-values will be increased (decreased). Figure 8.9b shows that our assumption is fairly reasonable, with a multi-model distribution close to uniform. However, It must be noted that this multi-model mean result is somewhat model-dependent, with some individual models simulating a lower (higher) persistence and then a conservative (permissive) testing procedure with the $\alpha = 0.7$ value (not shown). Similar diagnoses have been performed to estimate appropriate values of α when the analysis is applied over different domains (such as those used in Figure 8.10, see legend).

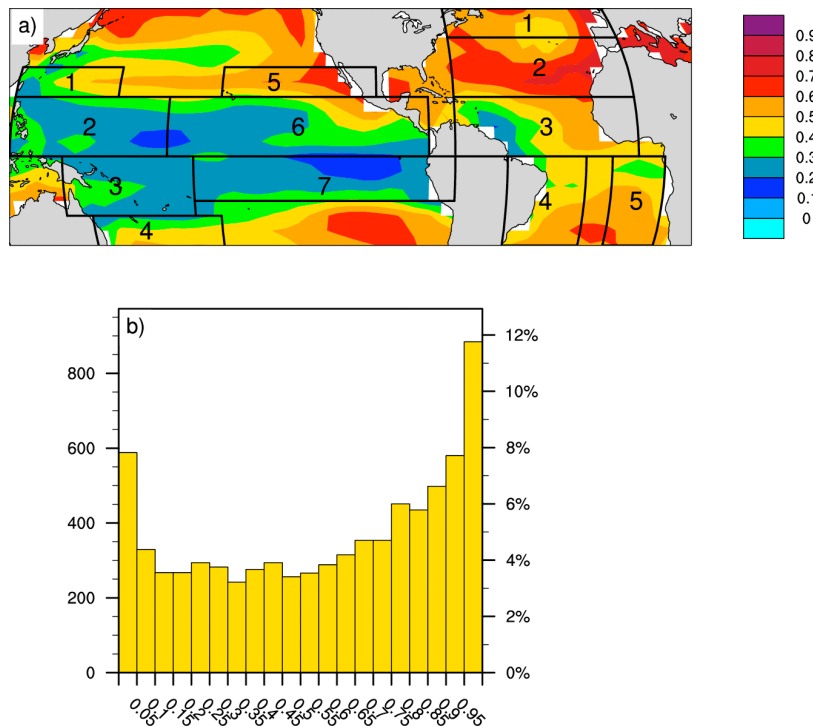


FIGURE 8.9 – **Temporal detection method** : a) Mean (across the 21 CMIP3 models) value of the coefficient α of the AR(1) process fitted to annual mean SSS grid point time series derived from the CMIP3 control integrations. The black boxes indicate regions where annual mean SSS values were spatially averaged before being used in the detection test of the temporal detection approach. b) Distribution of the p-values provided by the TOD procedure when applied to all overlapping 33-year periods from CMIP3 control simulations, with the same parameters (α and μ_t as for observations).

We now examine the choice of the temporal pattern μ_t . As suggested by recent studies Palmer et al. (2007, 2009), we choose the mean temperature between the surface and the 14°C isotherm as our proxy for upper ocean warming (Tiso14). Using Tiso14 filters out part of the internal variability from climate simulations and better captures the externally forced component of tropical and subtropical upper ocean temperature evolution over the 20th century. We then calculate μ_t using simulated annual mean values of Tiso14 from the CMIP3 20th century integrations with anthropogenic forcing only and impose a smoothing constraint using four degrees of freedom in the minimization procedure as in Ribes et al. (2010) (Figure 8.10). The smoothness constraint allows filtering out a large part of the remaining internal variability thereby further increasing the signal to noise ratio. The patterns have similar shapes, namely a very slow increase for the first 70 years followed by a sharp rise over the last three decades. Note that the detection test

Number	Atlantic	Pacific
1	0.73	0.50
2	0.80	0.55
3	0.64	0.54
4	0.61	0.47
5	0.68	0.67
6		0.55
7		0.44

TABLE 8.1 – Mean (across the 21 CMIP3 models) value of the coefficient α of the $AR(1)$ process fitted to the time series of annual mean SSS averaged over the 12 regions defined in Figure 9a, derived from the CMIP3 control integrations.

does not depend on the mean or amplitude of μ_t but only on its shape.

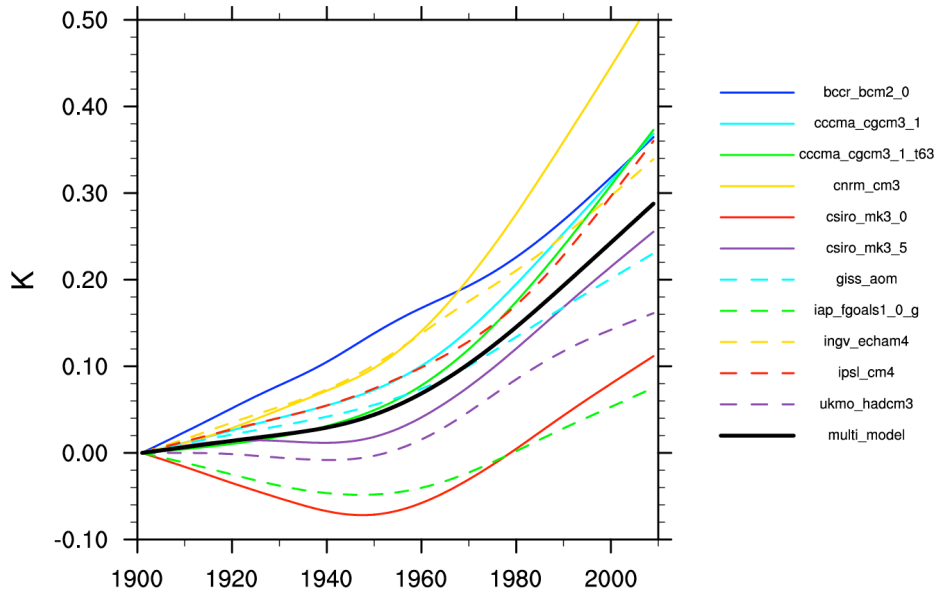


FIGURE 8.10 – Estimates of the temporal patterns μ_t (in K) derived from annual mean *Tiso14* from individual models using the CMIP3 20th and 21st integrations with 1900 as a time reference for all curves. We only consider models with only anthropogenic forcings prescribed during the 20th century (no natural forcings). The black line shows the multimodel temporal pattern.

e. Detection results

We estimate the effect of anthropogenic forcing on observed SSS evolution first on both basins together and then separately. When considering the full Atlantic-Pacific domain, the SSS response to anthropogenic forcing is detected using the OF method (Figure 8.11a, p-value $\approx 10\%$), but not detected with the TOD method (Figure 8.11b, p-value $\geq 20\%$). Such difference may be explained as follows : in addition to the temporal information used in both methods, OF also uses the expected spatial pattern of change, which is very similar to the observed trends (see Figure 8.3)). In such a case, OF does a better discrimination between anthropogenic change and internal variability, while TOD is expected to be efficient when the expected spatial pattern of change is inaccurately estimated. This result from the OF method suggests that

anthropogenic forcing acts to increase the inter-basin *SSS* contrast, which is confirmed by the TOD results when TOD is applied to only two large boxes covering the Pacific and Atlantic basins (Figure 8.11c,d). These results also confirm the simple linear trend distribution analysis (Figure 8.6). An anthropogenic influence upon Pacific *SSS* alone can also be detected with both approaches (Figure 8.11a, e). Furthermore residual and internal variability are found to be consistent within the OF framework, and the two-basin and Pacific scaling factors are found to be consistent with one, indicating consistency between simulations and observations (Allen and Tett, 1999; Allen et al., 2006). The temporal approach suggests that the anthropogenic signal is robustly detected in the Pacific starting in the late 1990's. Applying the temporal approach to individual tropical Pacific regions shows robust detection in the whole western Pacific fresh pool (regions 1, 2 and 3, see Figure 8.9a) and no detection in other regions. No anthropogenic forcing response can yet be robustly detected in the observed *SSS* for the full Atlantic domain (Figure 8.11a, f). The scaling factor 5-95% uncertainty range includes 0 meaning that one cannot reject the null hypothesis. Further insight can be gained using the temporal approach. While p-values are below the 10% confidence threshold during the 1980's, it is no longer the case for the most recent period where they are very close to or above it. This holds with most temporal patterns due to their similarity over the 1970-2002 period. It is worth noting that the HadCM3 model temporal pattern (which is the lowest value of the model range in Figure 8.11f) is detected at the end of the period although not very strongly, in agreement with a previous detection study (Stott et al., 2008). However, we find that an anthropogenic forcing response can be detected for the subtropical North Atlantic alone (Figure 8.11a, g) or in combination with the Pacific while detection fails for the other regions when taken separately (not shown). These results are coherent with our previous findings regarding the influence of internal decadal variability upon the recent observed Atlantic trends and the spatial differences between the observed trends and projected 21st century change.

8.1.6 Summary and discussion

Together with previous related studies on atmospheric water vapour (Santer et al., 2007) and surface humidity (Willett et al., 2007), our findings suggest that there is an emerging anthropogenic signal in the recent evolution of the tropical marine hydrological cycle. The main results of our study can be summarized as follows :

- (i) Near-surface salinity observations of the recent decades show a tropical Pacific freshening and Atlantic saltening suggesting enhanced inter-basin salinity contrast. The mean-basin *SSS* 33-year trends are significantly different from what is expected from internal variability alone for the Pacific and inter-basin contrast while they are indistinguishable for the Atlantic.
- (ii) Twenty-first century projected *SSS* changes in response to anthropogenic forcing display a freshening of the western tropical and equatorial Pacific and a widespread tropical and subtropical Atlantic saltening. Two regions have changes which contrast with the mean basin trend : the southeast Pacific is getting saltier while the mid-latitude Atlantic is getting fresher.
- (iii) Anthropogenic forcing contributed significantly to the observed tropical Pacific freshening and to Atlantic saltening. Robustness of the detection is suggested by the results consistency between two different methodologies. This enhanced *SSS* contrast is consistent with the projected enhanced moisture transport from the tropical north Atlantic to the Pacific under increased greenhouse gas forcing (Richter and Xie, 2010).
- (iv) The spatial patterns of observed and projected *SSS* change reflect the rich gets richer paradigm (Held and Soden, 2006). The Pacific fresh pool and the subtropical North Atlantic experience the largest *SSS* changes in agreement with projections of fresh water atmospheric forcing (Seager et al., 2010). The observed and projected extension of the western Pacific fresh pool

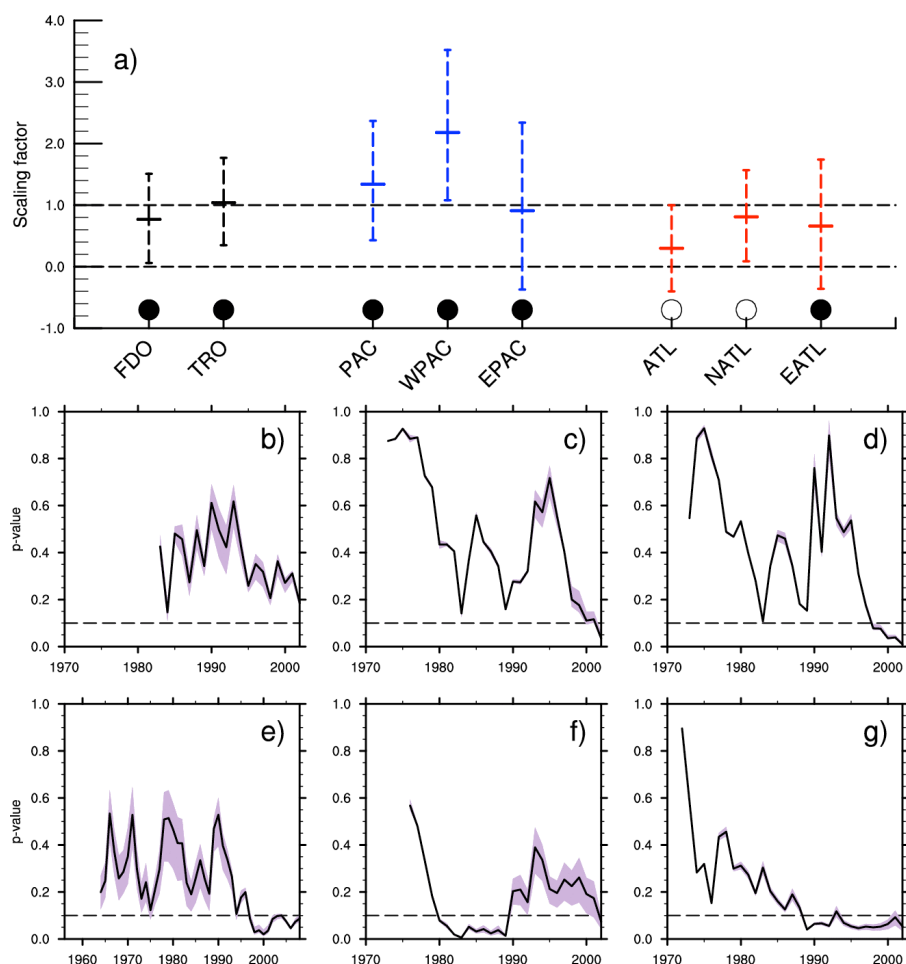


FIGURE 8.11 – **Detection results** a) From detection analysis of SSS 33-year trends : scaling factors best-estimate and their 5-95% uncertainty range are given from one-signal (anthropogenic) fingerprint analysis using the total least square approach for different regions : full domain (FDO), Tropics (TRO, 30°S - 30°N), Pacific (PAC, 30°S - 30°N), west Pacific (WPAC, 120°E - 160°W), east Pacific (EPAC, 160°W - 80°W), Atlantic (ATL, 30°S - 50°N), subtropical north Atlantic (NATL, 20°N - 40°N) equatorial Atlantic (EATL, 20°S - 20°N). Black filled dots indicate when the residual consistency test passes with a truncation of 16 whereas empty circles indicate a needed higher truncation to pass the test. From temporal detection analysis applied to observed annual mean SSS : b) All Pacific and Atlantic regions (with $\alpha = 0.7$) c) Two basin-scale regions : the full Atlantic and Pacific domains (with $\alpha = 0.75$) d) Same as c) but with centered data e) All Pacific regions ($\alpha = 0.65$) f) All Atlantic regions ($\alpha = 0.75$) g) Subtropical Atlantic (region 2) only ($\alpha = 0.8$). For b-g, the statistical test p-value is shown for the multi-model temporal pattern as the black solid line. Shading shows the minimum and maximum of the p-value range of all temporal patterns. The black dashed line indicates the 90% confidence threshold and rejection of H_0 for a given model is achieved when the associated curve is under this line. Note that the time axis differs between the Pacific only and other regions.

likely involves additional influence of ocean dynamics, including changes in the South Equatorial Current, divergent Ekman flows and poleward western boundary currents (Huang et al., 2005).

These results may have important implications on the future evolution of climate variability modes. A fresher and warmer western Pacific pool may potentially lead to changes in mixed layer depth and barrier layer thickness although quantitative estimates require consideration of additional factors such as mixing induced by wind changes (Carton et al., 2008). These potential changes in upper-ocean stratification may influence Pacific variability modes such as ENSO.

A saltier subtropical Atlantic ocean suggests that increasing northward salinity transport may influence the meridional overturning circulation (MOC) multi-decadal variability and compete with an externally-forced or internal variability high-latitude enhanced fresh water input (Par-daens et al., 2008). As the time scales of these processes may be different and vary among climate models, there is still a large uncertainty as to the future MOC evolution. Our study also suggests that sea surface salinity is a good candidate for further detection and attribution of an anthropogenic fingerprint in the oceans and marine hydrological cycle changes, including the Indian Ocean. The Argo salinity program as well as ongoing (SMOS) and future (AQUARIUS) remote sensing measurements will be key players to document current and future salinity variations on a global scale (Lagerloef et al., 2010). However, one of the forthcoming challenges will be to design a multi-decadal salinity dataset minimizing the effects of spatio-temporal non homogeneity associated to the use of the different data sources. This highlights the strong need for the continuation and extension of existing long time series based on weather ships and repeat hydrographic lines which currently are the only data sources with the capability of providing observed records of multi-decadal salinity changes.

Acknowledgment : The authors thank Jim Hurrell for his comments and suggestions and Adam Phillips for helping with model datasets and graphic tricks. This work was supported by the European Community via the 7th framework program COMBINE project under contract EVK2-CT-2001-00156. Some of the research was also conducted with the support of the National Center for Atmospheric Research, which is sponsored by the National Science Foundation. We acknowledge the modeling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP's Working Group on Coupled Modeling for their roles in making available the WCRP CMIP3 dataset. Support of this dataset is provided by the Office of Science, US Department of Energy.

Appendix 1 : 21st century *SSS* changes

Appendix 2 : Optimal fingerprint methodology

Choice of the truncation space

Guidance on the number p of EOFs to retain in the optimal fingerprint analysis can be obtained by performing a residual consistency test (Allen and Tett, 1999). As mentioned in Allen et al. (2006), there is always ambiguity in interpretation of results from these consistency tests. We thus do not use them as an essential constraint of our analysis. We prefer focusing on the signal detection and then use the consistency tests to specify the range for which uncertainty estimates are likely to be biased. Carrying out the detection analysis on the full domain gives robust and positive detection results when p is greater than 12. Figure 8.13 shows that observed and model variability are consistent at the 10% significance level within the $p=13-16$ EOF range. More than 80(90)% of observations (signal and noise) variance is retained at the truncation $p=16$ which is then used in detection tests for the other domains. At this truncation, the analysis over almost all domains shows consistency between simulated and observed internal variability. Two domains, the full and subtropical north Atlantic, needed a larger truncation ($p=42$) in order to pass the test suggesting that more modes are needed in the north Atlantic to represent a large amount of *SSS* internal variability as the major low-frequency modes (ENSO, NAO) only explain a small part of the total variance (Reverdin et al., 2007).

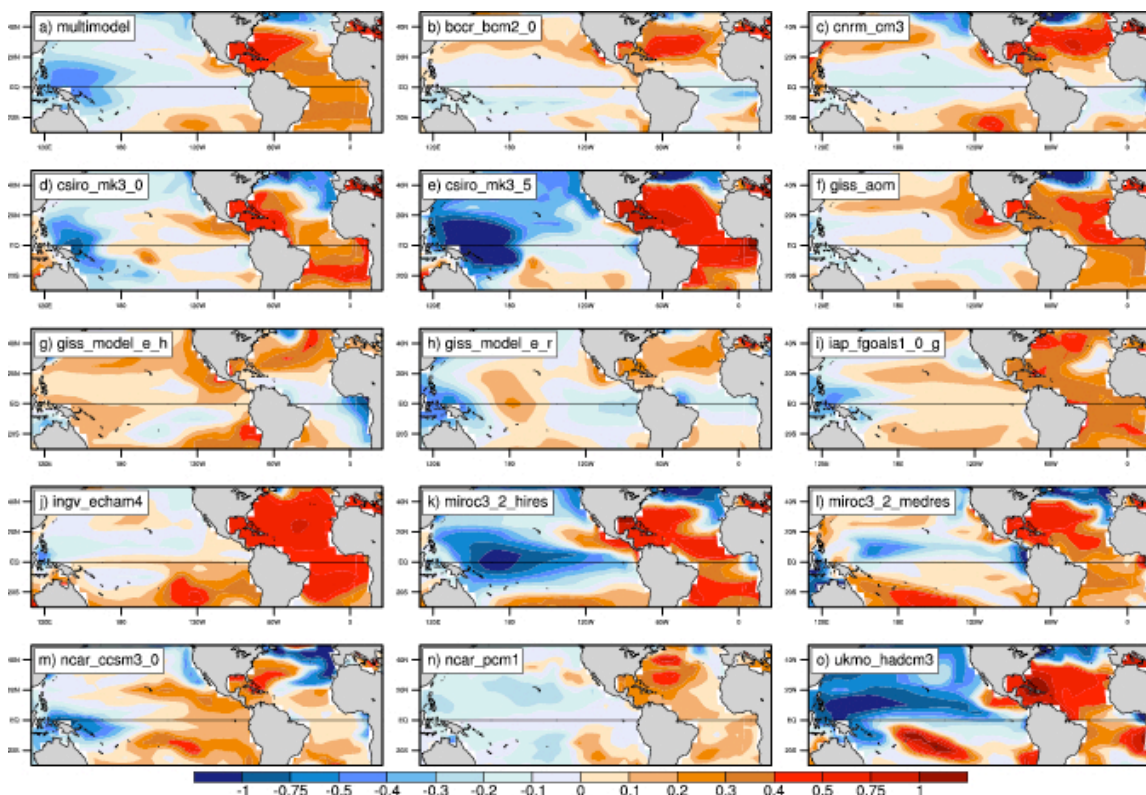


FIGURE 8.12 – *21st century SSS changes* : a) Full CMIP3 multimodel average SSS change (per century) between the end of the 21st and 20th centuries (2070-2099 - 1970-1999) b) up to o) Simulated changes as above for CMIP3 individual models not included in Figure 8.3.

Model uncertainty bias in signal estimates

Use of a single-model ensemble mean to derive the forced signal has often been adopted in classical detection and attribution studies. The simple rationale behind it is that it allows reducing the bias in the signal estimate due to internal variability. However, even averaging across a large set of model members will not lead to a fully unbiased estimate of the forced signal due to the always finite ensemble size. A conservative and standard approach is thus to use the total least square (TLS) algorithm which accounts for uncertainty in the signal estimates due to internal variability. Even when the ensemble size is large (say greater than 4-6), use of TLS is still advised as it gives a more realistic estimate of the upper uncertainty range for the scaling coefficients. Recent studies have also suggested that use of a multi-model ensemble is also beneficial to the specification of various climate responses to anthropogenic forcing due to the reduced multi-model bias compared to individual model ones (Gillett et al., 2002). However this also introduces further complications as the signal estimate is then also influenced by structural uncertainty associated to model error in response patterns. A slight modification of the total least square algorithm (the error-in-variables variant) has recently been suggested to account for the two sources of bias in the signal estimates (Huntingford et al., 2006). Nevertheless the standard total least-square approach can still be used based on the assumption that the covariance structure of the structural (model error) uncertainty is reasonably similar to that of internal variability. We thus implicitly assume that inter-model fluctuations about a common mean signal are mostly due to purely internal variability and not to different and plausible representations of the response to anthropogenic forcing. To ensure that this is a reasonable hypothesis, we compare inter-model variability in CMIP3 model-derived signals with various pure internal variability

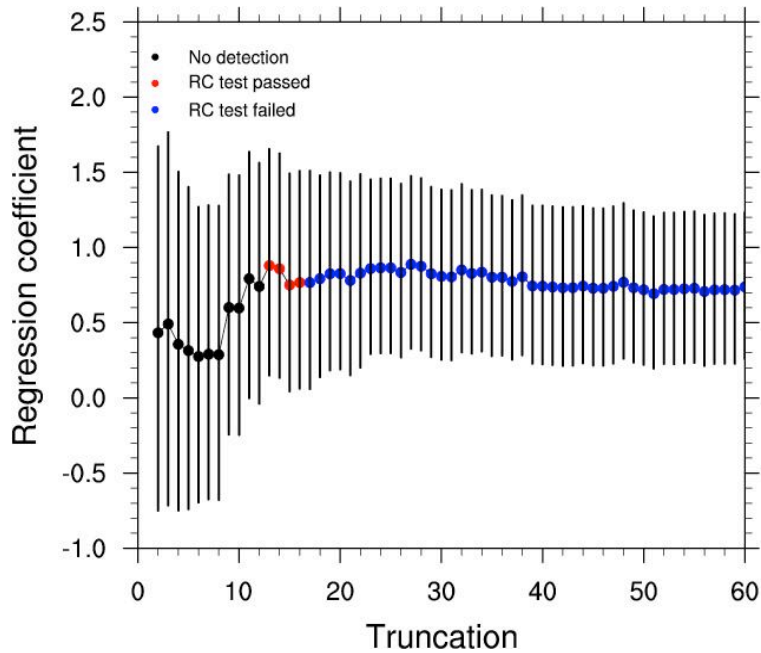


FIGURE 8.13 – *Scaling factors best-estimate (dots) and their 5-95% uncertainty range (bars) are given from one-signal (anthropogenic) fingerprint analysis using the total least square approach for the full domain as a function of EOF truncation. Black dots indicate no detection while red and blue dots indicate a positive detection result. Simulated and observed residual variability are consistent for $p=13-16$ (red dots) while simulated internal variability is overestimated for p greater than 16 (blue dots).*

estimates and find no obvious and systematic differences (Figure 8.14). The regions of inter-model maximum variance always have a counterpart in one or several of the internal variability estimates. Furthermore, the signal inter-model variability modes are closely related to the main modes of internal variability (Figure 8.8).

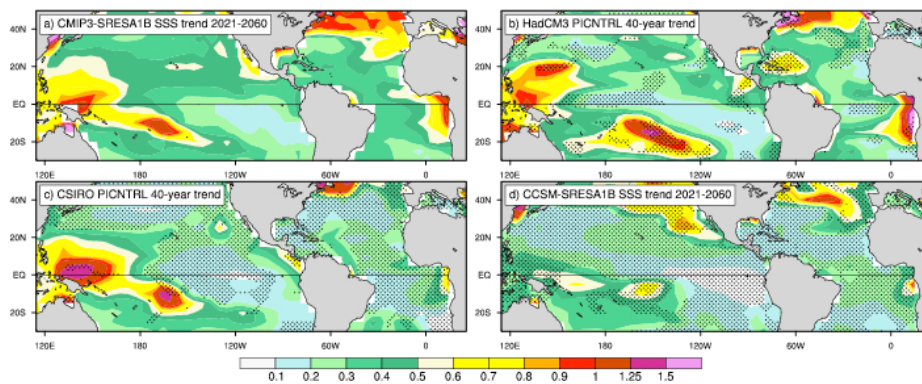


FIGURE 8.14 – *Model uncertainty in signal and internal variability : standard deviation of 40-year SSS trends from a) CMIP3 sres-A1B simulations for the 2021-2060 period b) 40-member CCSM3 ensemble for the 2021-2060 period c) the full set of non-overlapping 40-year trend from the CSIRO control simulation d) the full set of non-overlapping 40-year trend from the HADCM3 control simulation. Variability in a) comes a priori from both internal variability and model uncertainty while it is only due to the former for b), c) and d). Stippling in b), c) and d) indicates regions where variances differ from that in a) using a 2-sided F-test at the 10% significance level.*

8.2 Mécanismes responsables des changements futurs de salinité de surface

L'étude de détection (Section 8.1) a démontré une influence significative du forçage anthropique sur l'évolution récente de la salinité de surface dans les bassins Atlantique et Pacifique Tropicaux. Ses résultats reposent notamment sur la grande ressemblance qualitative entre les structures spatiales des changements de SSS observés et prévus par les modèles en réponse à l'augmentation des GES. Cette dernière section porte sur les mécanismes responsables des changements de SSS ($\Delta(SSS)$) prévus par les modèles CMIP3 dans les Océans Tropicaux, entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle, sous les hypothèses du scénario A1B (Figure 3.6). L'analyse porte uniquement sur la moyenne d'ensemble des changements. La structure spatiale de la moyenne d'ensemble des changements de SSS (Figure 8.15a) reflète, au premier ordre, les changements du bilan ($E - P$). La SSS diminue dans les régions qui deviennent plus humides et augmente dans les régions qui deviennent plus sèches. Dans l'Océan Arctique, l'apport d'eau douce induit par la fonte de la glace de mer vient s'ajouter à l'augmentation des précipitations. Il en résulte la plus forte baisse de SSS à l'échelle du globe. Sur notre domaine d'étude, aux latitudes tropicales et subtropicales, la diminution la plus marquée est prévue dans l'Ouest du bassin Pacifique Equatorial, alors que l'augmentation la plus marquée est prévue aux latitudes subtropicales du bassin Atlantique Nord. La Figure 8.15b indique que ces deux signaux sont robustes entre les différents modèles. Les changements de SSS suggèrent donc une continuation au 21^{ème} siècle de l'accentuation du gradient de SSS observée au cours des dernières décennies. Celle-ci est cohérente avec l'augmentation du transfert d'humidité depuis le bassin Atlantique vers le bassin Pacifique, également prévue sous les hypothèses du scénario A1B (Richter and Xie, 2010).

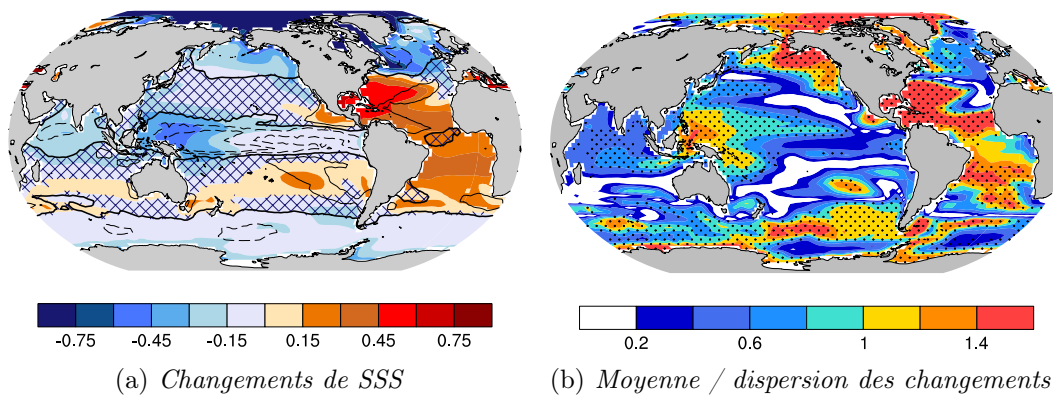


FIGURE 8.15 – **Changements futurs de SSS .** a) Distribution spatiale de la moyenne d'ensemble des changements de SSS (en psu) prévus par les modèles CMIP3, sous les hypothèses du scénario A1B. Le changement moyen du bilan ($E - P$) est superposé en contours (contours de -0.8 à 0.8 , tous les 0.4 mm/jour, en pointillés pour les valeurs négatives). Les changements sont calculés comme les différences spatiales entre deux périodes de trente ans, l'une à la fin du 21^{ème} siècle (2070 - 2099) et l'autre à la fin du 20^{ème} siècle (1970 - 1999). Les hachures désignent les zones où le signe des changements de SSS n'est pas cohérent avec celui des changements des flux d'eau douce. b) Rapport entre la moyenne d'ensemble et la dispersion des changements prévus des modèles individuels. Les pointillés désignent les régions où au moins 80% des modèles s'accordent sur le signe du changement.

De manière générale, les modèles s'accordent bien mieux sur les changements de salinité de surface prévus d'ici la fin du 21^{ème} siècle que sur les tendances récentes (Figure 7.19). La diminution de la dispersion entre les modèles est cohérente avec l'hypothèse selon laquelle, à la fin du 21^{ème} siècle, le signal est suffisamment fort pour émerger du bruit de la variabilité interne.

Les régions où les changements de SSS ne sont pas représentatifs des changements du bilan ($E - P$) rappellent que la distribution des anomalies de SSS est aussi influencée par l'advection océanique. Contrairement aux anomalies de SST , les anomalies de SSS ne sont pas atténuées par des rétroactions entre l'Océan et l'Atmosphère (Hall and Manabe, 1997). Elles peuvent donc être transportées par les courants océaniques sur de longues distances, pendant de longues périodes. Le rôle de l'advection océanique dans la propagation des anomalies de SSS est souligné par la confrontation des Figures 8.16a et b. En b), sont représentés les changements de salinité de surface ($\Delta(SSS_{flux})$) induits uniquement par les changements des flux d'eau douce (soit dans un cas idéalisé où l'advection océanique est nulle). Ces changements s'écrivent :

$$\Delta(SSS_{flux}) = \frac{\overline{SSS}}{\bar{h}} \Delta(E - P), \quad (8.3)$$

où \overline{SSS} et \bar{h} représentent respectivement la salinité de surface moyenne (d'après la moyenne d'ensemble des simulations historiques CMIP3 entre 1970 et 1999) et la profondeur moyenne de la couche de mélange océanique dérivée d'observations (De Boyer Montégut et al., critère en densité). Notons que nous faisons ici l'hypothèse supplémentaire que la profondeur de la couche de mélange ne change pas.

Dans l'ensemble, les deux cartes (Figure 8.16a et b) s'accordent sur le signe des changements de SSS . On note cependant d'importantes divergences en terme d'amplitude et d'extension géographique des changements. Il apparaît clairement que les anomalies négatives de salinité engendrées par l'excès de précipitation dans le Pacifique Equatorial Ouest sont propagées vers les moyennes latitudes par les courants océaniques. Sur la carte illustrant $\Delta(SSS_{flux})$, la diminution de la SSS dans le Pacifique Tropical est concentrée le long de l'Equateur, avec un maximum bien marqué à l'Ouest. Sur la carte illustrant $\Delta(SSS)$, la propagation des anomalies négatives de SSS induit une diminution locale de l'amplitude des changements à l'Equateur et une large extension géographique des régions où la salinité de surface diminue. Dans la direction Nord, l'extension est telle que les anomalies négatives de SSS engendrées à l'Equateur rejoignent les eaux subpolaires vers 40°N . Il en résulte une diminution généralisée de la salinité de surface dans tout le bassin Pacifique Tropical et Subtropical Nord. Ces résultats sont cohérents avec une étude idéalisée de Huang et al. (2005) qui montre que des anomalies négatives de SSS engendrées dans le Pacifique Equatorial Ouest par un forçage négatif en ($E - P$) pourraient être propagées par les courants moyens divergents d'Ekman sur l'ensemble du bassin Pacifique Tropical et Subtropical. Il semble, de plus, que les anomalies négatives de SSS engendrées dans le Pacifique sont aussi transportées vers l'Océan Indien par le Throughflow Indonésien. Dans l'Océan Atlantique, les anomalies positives de salinité de surface induites par le forçage positif en ($E - P$), le long des côtes vénézuéliennes et dans le Golfe du Mexique, sont propagées vers le Nord et le Centre du bassin. A l'Equateur, $\Delta(SSS)$ diffère de $\Delta(SSS_{flux})$ en ne montrant pas de diminution de la salinité de surface.

Une étape supplémentaire dans l'interprétation des changements de SSS consiste à calculer la part des changements de salinité de surface ($\Delta(SSS_{CC})$) liée aux changements thermodynamiques des flux d'eau. Rappelons que ces derniers correspondent aux changements du bilan ($E - P$) directement imputables au réchauffement atmosphérique, sous les hypothèses d'humidité relative constante et de circulation atmosphérique constante. Les changements $\Delta(SSS_{CC})$ s'écrivent alors :

$$\Delta(SSS_{CC}) = \frac{\overline{SSS}}{\bar{h}} \alpha \Delta T (E - P). \quad (8.4)$$

\overline{SSS} et \bar{h} sont tels que définis pour l'Equation 8.3. E et P représentent respectivement l'évaporation et les précipitations moyennes (d'après la moyenne d'ensemble des simulations historiques CMIP3 entre 1970 et 1999). ΔT représente le changement de la température de l'air à deux

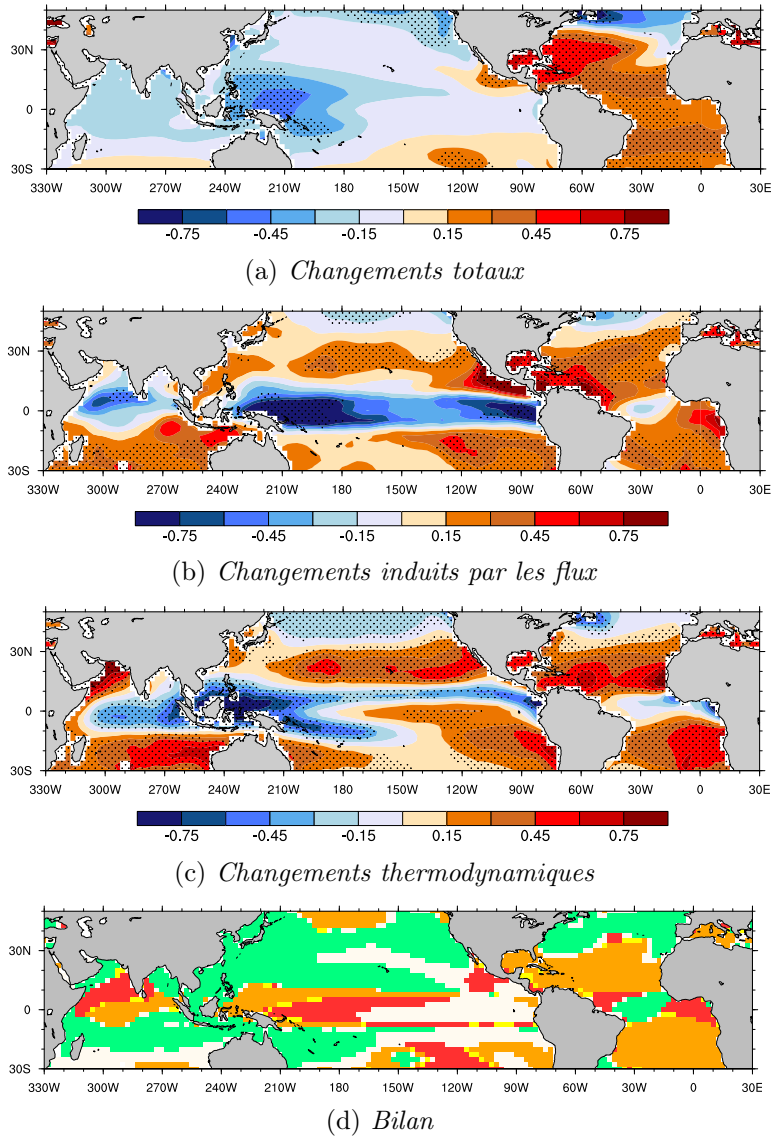


FIGURE 8.16 – *Changements futurs de SSS dans les Océans Tropicaux.* Les trois premières cartes représentent des moyennes d'ensemble de changements (en psu) prévus par les modèles CMIP3, entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle, sous les hypothèses du scénario A1B. Les pointillés désignent les régions où au moins 80% des modèles s'accordent sur le signe du changement. a) Changements de SSS ($\Delta(SSS)$), b) changements de SSS dus aux changements des flux d'eau douce ($\Delta(SSS_{flux})$), et c) changements de SSS dus aux changements thermodynamiques des flux d'eau douce ($\Delta(SSS_{cc})$). d) Bilan des mécanismes prédominants pour les changements de SSS : changements des flux thermodynamiques (orange), changements des flux non thermodynamiques (rouges), advection (vert), ou aucun (blanc ou jaune, voir explication dans le texte).

mètres d'altitude prévus par les modèles entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle. Le terme α dépend de T , selon l'Equation 1.2 (Chapitre 1). Rappelons que pour $T \approx 15^\circ\text{C}$, $\alpha = 6,45\%$ et pour $T \approx 25^\circ\text{C}$, $\alpha = 5,97\%$.

Les caractéristiques spatiales de $\Delta(SSS_{cc})$ sont le miroir de la climatologie du bilan ($E - P$). La grande ressemblance entre $\Delta(SSS_{flux})$ et $\Delta(SSS_{cc})$ (Figure 8.16b et c) souligne l'influence des changements thermodynamiques des flux d'eau douce sur les changements de salinité de surface. Les différences entre les deux cartes met en évidence les régions où l'hypothèse de circulation at-

mosphérique constante est à remettre en cause. Par exemple, dans le Pacifique Equatorial, tandis que sur la Figure 8.16c ($\Delta(SSS_{cc})$), la diminution de la salinité de surface est strictement localisée sous les zones de convergence atmosphérique (ITCZ et SPCZ), sur la Figure 8.16b ($\Delta(SSS_{flux})$), elle concerne toute la bande de latitudes comprises entre 10°S et 10°N. Dans cette région, les changements de précipitations sont positivement corrélés à l'écart entre le changement local de SST et le réchauffement moyen des Océans Tropicaux. Ce dernier est lui-même négativement corrélé avec les changements des vents (Xie et al., 2010). Ainsi, dans le bassin Pacifique, des anomalies de vents d'ouest seraient responsables d'un maximum de réchauffement à l'Equateur. Ce dernier serait à l'origine de l'augmentation marquée des précipitations qui génère des anomalies négatives de salinité de surface entre 10°S et 10°N, ensuite advectées par les courants d'Ekman divergents vers les moyennes latitudes. Les mêmes mécanismes, mais inversés, s'appliquent dans l'anticyclone subtropical Sud (vers 120°Ouest au Sud de 20°S) où un renforcement des vents induit une augmentation de l'évaporation qui se traduit par une forte augmentation de la SSS .

Finalement, la Figure 8.16d indique, en chaque point de grille, lequel des mécanismes (entre les changements thermodynamiques, les changements de flux non thermodynamiques, ou l'advection océanique) a le plus d'influence sur le changement de SSS , d'après la moyenne d'ensemble des modèles CMIP3. L'influence de l'advection et des autres processus océaniques (mélange turbulent et entraînement), notée $\Delta(SSS_{adv})$, est estimée comme la différence locale entre le changement total et le changement lié aux flux ($\Delta(SSS_{adv}) = \Delta(SSS) - \Delta(SSS_{flux})$). Dans la mesure où le terme $\Delta(SSS_{flux})$ est calculé sous l'hypothèse d'une profondeur constante de la couche de mélange, les changements de salinité de surface associés aux changements de la profondeur de la couche de mélange sont aussi inclus dans le terme $\Delta(SSS_{adv})$. En chaque point de grille, le mécanisme "prédominant" les changements de salinité de surface est défini de la manière suivante :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{cas 1 : } 0,8 < \frac{\Delta(SSS_{adv})}{\Delta(SSS)} < 1,25 & \longrightarrow \text{aucun mécanisme ne prédomine (couleur blanche)} \\ \text{cas 2 : } \frac{\Delta(SSS_{adv})}{\Delta(SSS)} > 1,25 & \longrightarrow \text{l'advection prédomine (couleur verte)} \\ \text{cas 3 : } \frac{\Delta(SSS_{adv})}{\Delta(SSS)} < 0,8 & \longrightarrow \text{le changement des flux prédomine} \end{array} \right. \quad (8.5)$$

Dans ce dernier cas, on détermine si c'est le changement thermodynamique ($\Delta(SSS_{cc})$), ou non thermodynamique ($\Delta(SSS_{flux}) - \Delta(SSS_{cc})$) des flux qui prédomine :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{cas 3a : } 0,8 < \frac{(\Delta(SSS_{flux}) - \Delta(SSS_{cc}))}{\Delta(SSS_{cc})} < 1,25 & \longrightarrow \text{aucun mécanisme ne prédomine entre les} \\ & \text{deux changements de flux (couleur jaune)} \\ \text{cas 3b : } \frac{(\Delta(SSS_{flux}) - \Delta(SSS_{cc}))}{\Delta(SSS_{cc})} > 1,25 & \longrightarrow \text{le changement non thermodynamique} \\ & \text{prédomine (couleur rouge)} \\ \text{cas 3c : } \frac{(\Delta(SSS_{flux}) - \Delta(SSS_{cc}))}{\Delta(SSS_{cc})} < 0,8 & \longrightarrow \text{le changement thermodynamique prédomine} \\ & \text{(couleur orange).} \end{array} \right. \quad (8.6)$$

De nettes différences sont visibles entre les différents bassins. Dans le bassin Atlantique, sur la grande majorité des latitudes tropicales, les changements de SSS sont dominés par les changements thermodynamiques. A l'équateur, les mécanismes sont plus complexes et impliquent à la fois les changements de flux non thermodynamiques et l'advection. Au Nord de 30°N, c'est l'advection océanique qui prédomine, notamment dans la région du Gulf Stream. L'advection

est également le mécanisme prédominant dans les régions des courants de bords Ouest dans le bassin Pacifique, et sur la majeure partie des latitudes subtropicales Nord de ce bassin. Au Nord de 40°N , les changements thermodynamiques deviennent prédominants, ainsi que dans une partie de l'anticyclone subtropical Sud et au niveau des zones de convections, dans le Pacifique Equatorial Ouest. La prédominance des changements de flux non thermodynamiques, le long de l'Equateur et au Sud de 10°S vers 120°Ouest , met en évidence les zones de fort couplage entre les changements de vent, les changements de *SST*, et les changements de *SSS*. Dans le bassin Indien, les changements de *SSS* sont principalement influencés par les flux au centre du bassin tandis que l'advection prédomine tout autour. Sur une large part des régions tropicales, la Figure 8.16d souligne l'importante influence de l'advection océanique sur les changements attendus de salinité de surface. La question suivante reste encore en suspens : les changements de *SSS* induits par les changements du bilan $E - P$, puis propagés par l'advection océanique moyenne suffisent-ils à expliquer l'ensemble des changements de *SSS* prévus ? Ou des changements d'advection océanique entrent-ils également en jeu ?

Synthèse

- **Objectifs**

Mettre en évidence la signature du forçage anthropique sur la salinité de surface océanique, ainsi que son émergence par rapport à la variabilité interne.

- **Que montrent les tendances observées sur les dernières décennies ?**

Les principales caractéristiques des tendances de salinité de surface observées sont une désalinification du bassin Pacifique Equatorial Ouest et une salinification du bassin Atlantique Subtropical Nord. Elles suggèrent une accentuation des contrastes halins de surface entre ces deux bassins. Une accentuation des contrastes est également observée au sein du bassin Pacifique, entre la région Equatoriale qui devient moins salée et les anticyclones subtropicaux qui deviennent plus salés.

- **Les réanalyses océaniques peuvent-elles être utilisées comme pseudo-observations pour échantillonner l'incertitude sur l'évolution récente de la salinité de surface observée ?**

Non. De trop larges incertitudes sont associées aux tendances de salinité de surface dérivées des réanalyses pour utiliser ces dernières en tant que pseudo-observations. Des incertitudes sont notamment associées aux flux d'eau douce qui sont utilisés pour forcer les modèles océaniques. Dans de larges régions océaniques, les tendances de salinité de surface dérivées des réanalyses sont en désaccord avec les tendances observées.

- **Les tendances observées ressemblent-elles à la signature de la salinité de surface associée aux modes de variabilité ?**

Oui, en particulier dans le bassin Pacifique. La signature de l'Oscillation Inter-décennale du Pacifique (IPO) est caractérisée par un dipôle d'anomalies à l'Ouest du bassin, de signe négatif à l'Equateur et positif plus au Sud, pendant les phases positives de l'IPO. Cette structure ressemble qualitativement à celle de la tendance observée sur la période 1970–1999 dans cette région.

- **Les tendances observées ressemblent-elles à la signature de la réponse forcée, telle qu'estimée par la moyenne d'ensemble des modèles CMIP3 ?**

Oui. La distribution spatiale des tendances observées est qualitativement cohérente avec celle de la réponse forcée, que celle-ci soit évaluée comme la moyenne d'ensemble des tendances simulées sur la période observée, sur tout le 20^{ème} siècle, ou comme le changement simulé entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle. Dans tous les cas, ces distributions soulignent le contraste entre le bassin Pacifique qui devient de moins en moins salé et le bassin Atlantique qui devient de plus en plus salé. Tandis que la dispersion entre les tendances simulées est encore large sur le 20^{ème} siècle, elle est faible à la fin du 21^{ème}, indiquant qu'à cette date, le signal a clairement émergé du bruit.

- **La contribution anthropique sur ces changements est-elle confirmée par les résultats des tests statistiques de détection ?**

Oui. A l'échelle des bassins tropicaux, les changements observés en moyenne sur le bassin Pacifique, et entre les bassins Pacifique et Atlantique, sont incompatibles avec la variabilité

interne, telle que simulée par les modèles CMIP3. Ce n'est pas le cas dans le bassin Atlantique, où les changements n'émergent pas du bruit de la variabilité interne. Les résultats de deux méthodes de détection, l'une temporelle, et l'autre spatiale, confirment que les changements, caractérisés par une dé-salinification de l'Ouest du Pacifique Equatorial et une salinification de l'Atlantique Subtropical Nord ont été influencés par le forçage anthropique.

• **Quelles sont les influences relatives des mécanismes physiques responsables des changements projetés ?**

Les influences relatives de trois mécanismes ont été investiguées :

- les changements thermodynamiques du bilan ($E - P$) qui constituent la réponse des flux d'eau douce marins à l'augmentation de la température atmosphérique sous les hypothèses d'humidité relative constante et de circulation atmosphérique constante.
- les changements non thermodynamiques du bilan ($E - P$) qui résultent du couplage entre les changements des vents, des températures de surface de la mer et du cycle hydrologique
- l'advection océanique.

A l'échéance de la fin du 21^{ème} siècle, les premiers impliquent une dé-salinification sous les zones de convergence et une salinification des Tropiques. Ils constituent le principal mécanisme responsable des changements de salinité de surface aux latitudes tropicales du bassin Atlantique. Les seconds sont prédominants dans la région Pacifique Equatoriale, où ils induisent une dé-salinification. L'advection influence aussi la forme finale des anomalies de salinité de surface, notamment via la propagation des faibles salinités de surface du Pacifique Equatorial vers les latitudes tropicales.

Conclusion, limites et perspectives

Mettre en évidence des signatures du changement climatique d'origine anthropique dans les Océans Tropicaux, tel était l'objectif de ce travail de thèse. Le réchauffement et l'intensification du cycle hydrologique sont les deux changements sur lesquels nous nous sommes concentrés. Le réchauffement constitue la première manifestation du changement climatique attendu en réponse à l'augmentation des émissions anthropiques de gaz à effet de serre. D'après des considérations thermodynamiques simples, basées sur l'équation de Clausius-Clapeyron, l'augmentation des températures atmosphériques implique une intensification du cycle hydrologique.

Résumé

Au long d'une première partie introductive, en grande partie basée sur la littérature établie, nous avons présenté les grandes lois fondamentales qui régissent le système climatique. La description du système climatique révèle toute sa complexité et la multitude des mécanismes impliqués. Ainsi, la variabilité climatique résulte toujours d'une superposition entre les variabilités interne (*bruit*) et forcée (*signal*); cette dernière pouvant être d'origine naturelle et/ou anthropique. Dès lors, apparaît la principale difficulté pour caractériser la signature du forçage anthropique : séparer les différentes contributions. La poursuite de cet objectif nous a mené vers les variables océaniques qui enregistrent et intègrent les variations des flux de surface, en maximisant le rapport *signal / bruit*. Dans les deux autres parties du manuscrit, nous nous sommes successivement consacrés à l'étude de la température de subsurface et de la salinité de surface océanique. Les variables choisies, ainsi que la disponibilité des observations, ont fixé les limites géographiques et temporelles de notre étude aux océans tropicaux et subtropicaux, au cours des 3 à 5 dernières décennies.

Dans la mesure du possible, nous nous sommes attaché à échantillonner l'incertitude associée à nos résultats via l'utilisation d'un grand nombre de données différentes : plusieurs jeux d'observations, des réanalyses océaniques et l'ensemble des vingt-et-un modèles CMIP3. De notre point de vue, cette multiplicité des données constitue un point fort de cette thèse qui renforce d'autant la robustesse de nos résultats. Avant de les utiliser, une étape importante de notre travail a consisté à évaluer et intercomparer les différents produits. C'est ainsi que nous avons confirmé que les réanalyses océaniques peuvent être utilisées pour échantillonner l'incertitude sur l'évolution observée des températures de subsurface. En revanche, trop d'incertitudes, associées notamment au forçage en eau douce, invalident la possibilité d'utiliser les réanalyses dans l'étude de la salinité de surface. Concernant les modèles, de nombreux progrès restent à faire pour réduire leurs biais, mais bien qu'imparfaits, ils sont capables de reproduire nombre des changements récents observés. Ils représentent des outils précieux, pleins de potentiel et en tout état de cause, ils sont l'instrument unique pour l'étude du climat futur. Dans cette thèse, les modèles CMIP3 ont été utilisés essentiellement à deux fins :

- évaluer la variabilité interne climatique (*le bruit*)
- évaluer la réponse du système climatique aux forçages externes (*le signal forcé*)

Dans le premier cas, nous avons eu recours à de longues simulations de contrôle pour lesquelles les forçages externes sont prescrits de manière constante. Dans le second cas, nous avons utilisé la moyenne d'ensemble, soit des tendances simulées sur le 20^{ème} siècle, soit des changements simulés entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle.

Nous résumons ici les principaux résultats qui se sont dégagés de l'étude des températures de subsurface océaniques d'une part, et de la salinité de surface océanique d'autre part. Pour ces deux études, une même démarche nous a guidés. La première étape a consisté en l'analyse qualitative des tendances observées, autour de deux questions-clés : ces tendances ressemblent-elles à la signature des modes de variabilité interne ? Ressemblent-elles à la signature de la réponse forcée telle que simulée par la moyenne d'ensemble des modèles ? La seconde étape a consisté en l'application de méthodes statistiques de détection de la réponse au forçage anthropique.

Résultats de l'étude des températures de subsurface océaniques

Trois variables ont été considérées : la température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C (*Tiso14*), la profondeur de l'isotherme 14°C (*Diso14*), et la température moyennée entre la surface et la profondeur fixe 250 mètres (*T250m*). Leur confrontation nous a permis de diagnostiquer des changements dans l'absorption de chaleur locale, ainsi que dans la distribution verticale et la redistribution horizontale de chaleur. Nos résultats confirment que la température moyennée jusqu'à une isotherme fixe filtre partiellement les changements de température induits par des mouvements verticaux d'isothermes, souvent associés à des processus dynamiques internes. Son évolution est ainsi représentative, en premier lieu, des modifications des flux de chaleur à la surface. De plus, elle est peu sensible aux biais instrumentaux, deux qualités qui en font un bon candidat pour la détection de la réponse au forçage anthropique dans l'océan. En moyenne globale, l'évolution temporelle observée de *Tiso14* est très cohérente avec celle du signal forcé, tel qu'estimé par la moyenne d'ensemble des modèles CMIP3. A contrario, elle est incompatible avec la variabilité interne simulée par les modèles. Spatialement, les observations attestent d'un réchauffement relativement homogène sur l'ensemble des bassins tropicaux et subtropicaux, tandis que des zones de refroidissement apparaissent autour de l'Equateur. Cette structure est qualitativement différente de la signature de modes de variabilité interne décennale connus (Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique et Oscillation Inter-décennale du Pacifique), et proche de la signature du signal forcé. L'influence anthropique sur ces changements est confirmée par les résultats de l'étude de détection appliquée à température moyennée entre la surface et l'isotherme 14°C, dérivée de six jeux d'observations récents. A l'exception d'un jeu (dont la qualité est contestée par ailleurs), l'hypothèse nulle, selon laquelle les changements observés seraient uniquement dus à la variabilité interne, est rejetée au niveau de confiance 90%. La signature du changement détecté est notamment caractérisée par un réchauffement, supérieur à 0,2°C, des bassins Pacifique et Atlantique Subtropical Nord au cours des quarante dernières années.

Résultats de l'étude de la salinité de surface océanique

L'analyse des tendances récentes de la salinité de surface océanique (*SSS*), sur les bassins Pacifique et Atlantique Tropicaux, fait clairement apparaître deux types de régions aux comportements contraires : les régions en moyenne peu salées, où la *SSS* a diminué au cours des dernières décennies, et les régions en moyenne salées, où la *SSS* a augmenté. Le contraste le plus marqué est celui entre la dé-salinification du bassin Pacifique Equatorial Ouest et la salinification du bassin Atlantique Subtropical Nord. Ce résultat suggère une accentuation du gradient de salinité de surface entre les deux bassins tropicaux. La ressemblance entre la distribution spatiale des tendances observées et de la réponse forcée est une première indication, qualitative, de l'influence probable du forçage anthropique. Cette ressemblance est constatée, que la réponse forcée soit estimée par la moyenne d'ensemble des tendances simulées sur le 20^{ème} siècle, ou par

le changement simulé entre la fin du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle. La contribution significative de l'influence anthropique dans les changements de salinité observés est confirmée par la concordance des résultats de plusieurs tests statistiques : une simple comparaison entre les tendances observées et dérivées de simulations de contrôle, ainsi que deux méthodes de détection de la réponse au forçage anthropique, basées sur des hypothèses différentes.

Une étape supplémentaire a consisté en l'interprétation des mécanismes physiques à l'origine des changements de salinité de surface, tels que projetés par les modèles CMIP3 pour la fin du 21^{ème}. Nos résultats soulignent le rôle de l'advection océanique sur la distribution spatiale des anomalies de *SSS*, notamment via la propagation des faibles salinités de surface du Pacifique Equatorial vers les latitudes tropicales. Au premier ordre, cependant, les changements de *SSS* reflètent les changements des flux d'eau douce marins. Ces derniers sont, dans l'ensemble, cohérents avec une intensification du cycle hydrologique. En termes de flux d'eau douce, l'interprétation des changements détectés pour la salinité de surface, implique une augmentation du transfert d'humidité depuis le bassin Atlantique Subtropical Nord vers le Pacifique. Celle-ci est cohérente avec les projections des changements d'humidité atmosphérique pour le 21^{ème} siècle (Richter and Xie, 2010).

Conséquences océaniques des changements détectés

Nous avons mené deux études indépendantes, l'une sur la salinité de surface océanique, l'autre sur les températures de subsurface océanique. Dans les deux cas, les deux mêmes régions ont particulièrement retenu notre attention. Il s'agit de l'Ouest du bassin Pacifique Equatorial et des latitudes subtropicales du bassin Atlantique Nord. La mise en commun des résultats obtenus pour les différentes variables suggère des modifications de la stratification océanique de subsurface, et/ou des propriétés des masses d'eau dont les potentielles conséquences méritent d'être commentées.

L'Ouest du bassin Pacifique Equatorial devient plus chaud et moins salé. Ces deux changements impliquent une diminution de la densité. Cette dernière est cohérente avec une stabilisation des couches de surface et une remontée de la thermocline, telle qu'observée sur les quarante dernières années. La relation de causalité entre les changements thermodynamiques et ceux de la profondeur de la thermocline n'est cependant pas immédiate car les effets du mélange et des changements de vents doivent aussi être pris en compte (Carton and Santorelli, 2008). En outre, la remontée de la thermocline est également cohérente avec un affaiblissement de la circulation atmosphérique zonale (Vecchi et al., 2006), et a probablement été influencée par des processus d'origine interne sur la période observée. Les conséquences potentielles des changements observés dans cette région sont multiples. Elles concernent, par exemple, de possibles évolutions des modes de variabilité, notamment l'ENSO dont la dynamique est largement influencée par la région Ouest Equatoriale du bassin Pacifique (Cravatte et al., 2009). D'autres concernent des évolutions de la circulation atmosphérique, en réponse aux modifications des gradients de température de surface de l'océan (Yu et al., 2003). La circulation océanique pourrait aussi être affectée, et ce jusqu'aux latitudes tropicales où l'apport d'eaux peu denses, par les courants d'Ekman divergents, implique une accélération de la circulation de gyre (Huang et al., 2005). A plus long terme, la stabilisation des couches de surface océaniques suppose une réduction de la capacité de l'océan à séquestrer de manière durable, dans ses couches profondes, la chaleur et le carbone qu'il absorbe à la surface. L'absorption de carbone pourrait aussi être réduite, en réponse à la diminution des apports de sels nutritifs dans la couche de mélange, si les échanges entre les eaux de surface et de subsurface étaient affaiblis.

De leur côté, les latitudes subtropicales du bassin Atlantique Nord deviennent plus chaudes et plus salées. La circulation océanique de l'Atlantique Nord implique que les eaux subtropicales

sont transportées vers les hautes latitudes où elles rencontrent les eaux subpolaires. La région Atlantique Nord joue un rôle clé dans le climat à l'échelle globale, car c'est là que se forment les eaux profondes. Le taux de formation des eaux profondes est directement lié à la densité des eaux de surface dans cette région. Les changements mis en évidence suggèrent des influences contradictoires sur la densité, avec une compétition, au sein des eaux subtropicales, entre les effets de la température et de la salinité, ainsi qu'entre les eaux subtropicales et les eaux subpolaires. D'après les projections climatiques basées sur le modèle HADCM3, Pardaens et al. (2008) suggèrent un renversement, autour de 2050, des principaux effets influençant les propriétés des masses d'eau dans l'Atlantique Nord ; l'influence des eaux subtropicales devenant prépondérante vers la fin du siècle. Les projections de ces changements restent, cependant, empreintes d'incertitudes car les échelles de temps de ces mécanismes diffèrent d'un modèle CMIP3 à l'autre. L'analyse de ces mécanismes dans les simulations basées sur la nouvelle génération de modèles climatiques (CMIP5) constitue une piste intéressante d'investigation pour l'avenir. La rédaction de cette thèse précède de peu la publication prochaine de ces simulations réalisées dans le cadre de la préparation du 5ème Rapport du GIEC. Dans ce contexte, il sera intéressant de vérifier si l'ensemble des changements que nous avons mis en évidence sont confirmés.

Perspectives : l'attribution

Les nouvelles simulations basées sur les modèles CMIP5 vont aussi permettre d'ouvrir une perspective naturelle pour notre travail, qui consistera en l'attribution des causes des changements détectés. Ce travail d'attribution requiert un grand nombre de simulations incluant différentes combinaisons des forçages externes. Outre la distinction entre les influences anthropiques et naturelles, les combinaisons de forçages envisagées dans le cadre du prochain rapport du GIEC devraient aussi permettre de séparer, au sein des forçages anthropiques, les contributions des gaz à effet de serre de celles des aérosols.

Limites et perspectives pour les variables de détection

Les principales limites associées à l'utilisation de la variable *Tiso14* concernent l'exclusion des hautes latitudes, d'une part, et de l'océan profond, d'autre part. Dans cette thèse, nous nous sommes accommodés de ces limites, dans la mesure où le domaine couvert par *Tiso14* correspond aussi au domaine où la densité des observations est la plus importante. Il reste que l'océan profond et les hautes latitudes océaniques sont deux éléments clés pour les projections du réchauffement global futur : l'océan profond parce que le réchauffement de surface dépendra notamment de la capacité de l'océan à absorber la chaleur et la séquestrer de manière durable dans ses couches profondes (Collins et al., 2007) ; les hautes latitudes océaniques car l'intense mélange vertical qui y règne pourrait constituer une "porte" vers l'océan profond (Russell et al., 2006).

Un moyen d'adapter l'analyse isotherme à l'étude des hautes latitudes serait de considérer la température moyennée dans la couche de mélange océanique. Différents critères peuvent être utilisés pour définir la profondeur de la couche de mélange. Celle-ci peut, par exemple, correspondre à la profondeur de la thermocline (maximum de gradient de température sur la verticale). Elle est aussi parfois définie comme la profondeur à laquelle la température est égale à celle de surface moins un delta fixé, par exemple à $0,2^{\circ}\text{C}$ (De Boyer Montégut et al., 2004). Aux hautes latitudes, un critère en densité serait plus adapté, dans la mesure où il permettrait de tenir compte de l'effet de la salinité. Une telle approche est cependant inenvisageable à l'échelle globale, au vu de la faible couverture des données de salinité.

La faible couverture des données a également constitué le principal écueil aux études de l'océan profond. Ce n'est que depuis le début de ce siècle, et le déploiement des flotteurs Argo, que nous disposons d'observations de la température océanique jusqu'à 2000 mètres de profondeur.

Des études récentes suggèrent que si l'on veut suivre, au sein du système climatique, l'énergie additionnelle induite par le déséquilibre au sommet de l'atmosphère, il est nécessaire de considérer le contenu de chaleur océanique global intégré jusqu'à des profondeurs supérieures à 700 mètres (Palmer et al., 2011). La Figure 8.17a illustre l'évolution de la température de surface océanique globale, dérivée de cinq membres d'une simulation du climat futur (Meehl et al., 2011). Au cours de certaines décennies, la température de surface présente des tendances faibles, voire négatives. Les "décennies de *Hiatus*" sont définies comme les périodes au cours desquelles la tendance est inférieure à -0.10 °C par dix ans. En moyenne sur ces périodes, le flux net entrant dans l'atmosphère est très proche de celui calculé sur toutes les autres décennies (Figure 8.17b), et vaut environ $+1$ W/m². Un tel déséquilibre du bilan énergétique au sommet de l'atmosphère devrait se traduire par un réchauffement dans l'une, au moins, des sphères du système climatique. De manière cohérente avec les tendances de surface, les tendances du contenu de chaleur entre 0 et 300 mètres sont faibles au cours des décennies *Hiatus*. Au contraire, elles sont plus fortes que celles des autres décennies dans les couches océaniques plus profondes. Dans cette simulation, l'atténuation du réchauffement de surface est donc corrélative à une augmentation de l'absorption de chaleur par l'océan profond. Des mécanismes similaires sont peut-être à l'origine de l'atténuation du réchauffement de l'océan de subsurface observé entre 2000 et 2009 qui n'est pas cohérente avec le déséquilibre énergétique observé au cours de cette décennie (avec un flux net entrant au sommet de l'atmosphère d'environ 1 W/m²) (Hansen et al., 2005; Trenberth et al., 2009).

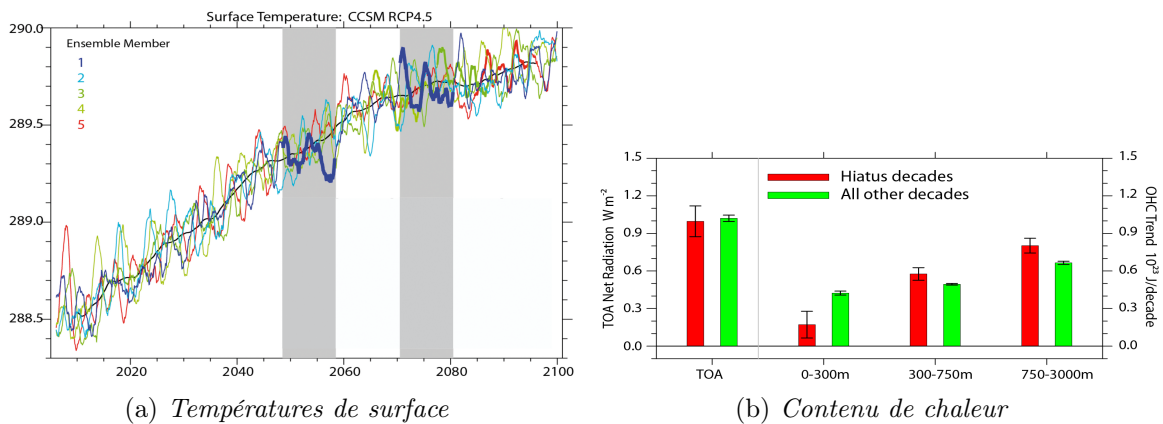


FIGURE 8.17 – **Relation entre les températures de surface et le contenu de chaleur océanique.** a) Moyennes annuelles de température (en Kelvin) de surface dérivées de cinq membres (courbes de couleur) d'une simulation du climat futur et de leur moyenne d'ensemble (courbe noire). Les zones grisées indiquent deux décennies *Hiatus* au cours desquelles la tendance de la température de surface est négative. b) A gauche : tendances moyennes sur les décennies *Hiatus* (en rouge) et toutes les autres décennies (en vert) pour le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère (TOA radiation, des valeurs positives correspondent à un flux net entrant). A droite : tendances du contenu de chaleur océanique global pour la couche de subsurface (0–300 mètres) et deux couches plus profondes (300–750 mètres, et de 750 mètres jusqu'au fond). Source : Meehl et al. (2011)

Une seconde critique qui pourrait être faite à l'utilisation de la variable *Tiso14* est liée à son caractère peu sensible aux changements de la dynamique océanique. Par construction, la variable *Tiso14* met en évidence les changements de température induits par les changements des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Certaines études suggèrent que l'effet du forçage anthropique sur l'océan implique aussi des changements de la circulation océanique, forcés soit par des changements des vents, soit par des changements des contrastes thermohalins. Leur mise

en évidence passe par l'étude des variables plus sensibles aux modifications d'advection océanique, telle que la profondeur de la couche de mélange ou la profondeur de l'isotherme 14°C (*Diso14*). Nous avons identifié la signature des changements observés de *Diso14* dont l'évolution temporelle est cohérente avec celle de la réponse forcée, telle que simulée par les modèles CMIP3. Cette signature est notamment caractérisée par une remontée de la *Diso14* dans les régions équatoriales des bassins Pacifique et Indien, et, au contraire, par un approfondissement dans l'Atlantique Nord Subtropical. Dans le Pacifique Equatorial, Vecchi et al. (2006) suggèrent que la remontée de la thermocline serait la signature océanique d'un affaiblissement de la circulation de Walker dans le Pacifique Tropical, en réponse au forçage anthropique. La remontée de la thermocline pourrait aussi résulter d'une augmentation de la stratification près de la surface, cohérente avec les changements thermo-dynamiques observés dans cette région (Cravatte et al., 2009). Tester la significativité de ces changements nécessiterait d'appliquer les méthodes de détection à la variable *Diso14*. Cependant, en raison de la faible amplitude des changements par rapport à la précision des données, une grande incertitude serait associée à une telle étude. A titre d'ordre de grandeur, l'amplitude des changements de *Diso14* que nous avons mis en évidence, dans les observations sur les quarante dernières années, dépasse rarement 20 mètres. La précision de l'estimation de la profondeur associée aux données de température mesurées par le réseau TAO dans le Pacifique Equatorial, est, quant à elle, d'environ 50 mètres (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/index.shtml>). Il n'est pas exclu que des tendances plus marquées puissent être observées en considérant la profondeur d'une autre isotherme (par exemple l'isotherme 20°C dont la profondeur correspond en moyenne au milieu de la thermocline équatoriale) ou la profondeur du maximum de gradient vertical de température (Vecchi and Soden, 2007). Ainsi, la mise en évidence de changements de la profondeur de la thermocline passe probablement par une investigation plus poussée de la variable à considérer.

Dans le cas de la salinité de surface océanique, nos résultats confirment la contribution du forçage anthropique dans l'accentuation des contrastes régionaux de salinité de surface. Dans le bassin Pacifique Tropical, une accentuation des contrastes saisonniers a aussi été suggérée dans les observations (Cravatte et al., 2009) : la salinité de surface diminue plus au cours du minimum saisonnier, et inversement. L'amplitude du cycle saisonnier pourrait ainsi constituer une nouvelle variable de détection.

Limites et perspectives méthodologiques

La méthode de détection temporelle (TOD) a été récemment développée, et n'avait jusqu'à présent été appliquée qu'à des variables continentales, à l'échelle de la France ou du Bassin Méditerranéen (Ribes et al., 2010). Notre thèse a été l'occasion d'appliquer, pour la première fois, cette méthode à des variables océaniques, et à l'échelle des trois bassins tropicaux. Dans cette démarche, nous avons été confrontés à un certain nombre de difficultés.

La première est liée à la taille de la dimension spatiale de nos domaines d'étude qui dépasse largement celle de la dimension temporelle (correspondant au nombre d'années de la période observée). Dans ces conditions, l'application du test TOD impose une réduction de la dimension spatiale. Pour cela, chacun des domaines considérés, correspondant soit à la variable *Tiso14*, soit à la variable *SSS*, a été découpé selon un nombre défini de boîtes. Ainsi, le test de détection évalue la significativité de la structure de grande échelle des changements, définie sur la base de ces boîtes. L'augmentation progressive du nombre de boîtes, pour une détection à échelle de plus en plus fine, ne peut passer que par l'augmentation de la dimension temporelle. C'est pourquoi nous insistons sur la nécessité de maintenir et développer des systèmes d'observations pérennes pour obtenir plus de recul temporel sur les variables océaniques.

Les autres principales limitations concernent les hypothèses utilisées pour représenter la varia-

bilité interne. Le choix des processus AR(1) pour représenter la part temporelle de la variabilité interne mérite, notamment, d'être discuté. Les AR(1) sont des processus de courte mémoire. A ce titre, ils présentent peu de variance au-delà de l'échelle décennale. Il est donc légitime de se demander si la représentation paramétrique de la variabilité interne par un processus AR(1) permet de prendre en compte la variabilité multi-décennale ou une potentielle mémoire à long terme de la variabilité océanique. Un résultat important de cette thèse a été de montrer que, lorsque le paramètre de persistance (α) du processus AR(1) est correctement choisi, cette approximation paramétrique n'est pas plus permissive qu'une estimation de la variabilité interne entièrement basée sur les simulations de contrôle. Cependant, l'évaluation de ce paramètre est empreinte d'incertitude, dans la mesure où elle est effectuée à partir de simulations de contrôle qui divergent quant à leur estimation de la "meilleure" valeur possible pour α . Nous avons ici basé notre choix sur un critère multi-modèle. Un moyen de renforcer la robustesse des résultats serait de tester la sensibilité des résultats à différentes valeurs de α comprises entre les valeurs maximales et minimales dérivées des modèles individuels. De plus, des tests supplémentaires menés sur les simulations de contrôle suggèrent que, si l'hypothèse AR(1) est acceptable pour les variables océaniques tropicales considérées dans cette étude, ce n'est pas le cas de toutes les variables océaniques. Par exemple, même avec une valeur de α égale à 0,9, l'approximation paramétrique sous-estime la variabilité interne de la variable T250m, telle que simulée par les modèles, dans l'Océan Global. Dans ce cas, l'utilisation d'un processus AR(1) n'est pas adapté.

L'hypothèse de séparabilité de la variabilité interne, sur laquelle repose la méthode TOD, peut aussi être critiquée. Celle-ci suppose que les caractéristiques temporelles de cette variabilité sont les mêmes en tous points de l'espace. Nous avons pu constater que cette hypothèse n'est pas respectée dans l'océan, en particulier lorsque le domaine spatial est large. La remise en cause de l'hypothèse de séparabilité signifie que le test de détection n'est plus optimal. Il reste cependant applicable, voire même conservatif, à condition d'avoir correctement choisi le paramètre décrivant la mémoire de la variabilité interne.

Face à ces limitations, une piste de progrès envisageable serait de développer une méthode optimale qui n'utiliserait pas l'hypothèse de séparabilité de la variabilité interne. Un tel objectif pourrait être atteint en estimant la totalité de variabilité interne dans les modèles climatiques, de la même manière que pour la méthode des empreintes optimales. Cette possibilité n'est cependant pas pleinement satisfaisante non plus, et ce pour deux raisons. La première est directement liée à l'incertitude associée à la représentation de la variabilité climatique par les modèles. La seconde est liée à la grande taille de la matrice de covariance de la variabilité interne. Même en ayant recours à un ensemble d'une vingtaine de longues simulations de contrôle (de 100 à 1000 ans), les données disponibles restent insuffisantes pour estimer la totalité de cette matrice. La solution utilisée pour réduire la dimension du problème consiste à projeter les données observées et simulées dans un espace réduit, défini par les p premières composantes principales de la matrice de covariance de la variabilité interne. Cette étape est source d'incertitude à cause du manque de critère objectif pour choisir le nombre p définissant le nouvel espace de détection.

Ouverture

Notre thèse s'inscrit au côté de nombreuses études de détection qui démontrent que les changements prévus par les modèles climatiques commencent déjà à émerger dans les observations. Ces études qui s'appuient sur des méthodes statistiques reposant sur différentes hypothèses, utilisant des modèles différents, suggèrent, toutes, l'influence humaine dans maintes variables. Outre les deux variables auxquelles s'est consacré notre travail, on peut lister, entre autres, la température de surface (par exemple Tett et al.), la température troposphérique (Thorne et al., 2003), le contenu de chaleur océanique (par exemple Barnett et al., 2005), la pression de surface

(Gillett et al., 2003), les précipitations continentales (Zhang et al., 2007).

La charge orchestrée, en 2010, par les climato-sceptiques contre l'hypothèse de l'influence de l'homme sur les changements climatiques s'est ainsi vue contrecarrée par tous ces travaux de recherche. En même temps qu'ils constituent un argument fort en faveur du réalisme des modèles et scénarios utilisés pour projeter le climat futur, ces travaux confirment la contribution anthropique dans les évolutions climatiques observées. Il semble bien donc qu'aujourd'hui on ne soit plus à l'heure du débat mais à l'heure des décisions politiques susceptibles d'enrayer un processus qui soulève nombre d'inquiétudes. De la prise en compte, par les décideurs, des résultats mis à leur disposition par la communauté scientifique dépendra la possibilité de limiter ou non l'effet des activités humaines sur le climat.

Bibliographie

- AchutaRao, K., B. Santer, P. Gleckler, K. Taylor, D. Pierce, T. Barnett, and T. Wigley, 2006 : Variability of ocean heat uptake : Reconciling observations and models. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05 019, doi :10.1029/2005JC003 136.
- AchutaRao, K., et al., 2007 : Simulated and observed variability in ocean temperature and heat content. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **104**, 10 768–10 773.
- Adler, R., et al., 2009 : The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Adler, R. F., et al., 2003 : The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Allen, M. and W. Ingram, 2002 : Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, **419 (6903)**, 224–232.
- Allen, M. and P. Stott, 2003 : Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, part i : Theory. *Climate Dyn.*, **21 (5)**, 477–491.
- Allen, M. and S. Tett, 1999 : Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Climate Dyn.*, **15 (6)**, 419–434.
- Allen, M., et al., 2006 : Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change. *Surveys in Geophys.*, **27 (5)**, 491–544.
- Ammann, C., G. Meehl, W. Washington, and C. Zender, 2003 : A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **30 (12)**, 1657.
- Balmaseda, M., K. Mogensen, F. Molteni, and A. Weaver, 2010 : The nemovar-combine ocean re-analysis. combine technical report. Tech. rep.
- Banks, H. and R. Wood, 2002 : Where to look for anthropogenic climate change in the ocean. *J. Climate*, **15 (8)**, 879–891.
- Barnett, T., D. Pierce, K. AchutaRao, P. Gleckler, B. Santer, J. Gregory, and W. Washington, 2005 : Penetration of human-induced warming into the world’s oceans. *Science*, **309 (5732)**, 284.
- Barnett, T., D. Pierce, and R. Schnur, 2001 : Detection of anthropogenic climate change in the world’s oceans. *Science*, **292 (5515)**, 270.
- Barnett, T., et al., 1999 : Detection and attribution of recent climate change : A status report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80 (12)**, 2631–2660.

- Barsugli, J., S. Shin, and P. Sardeshmukh, 2006 : Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. *Climate Dyn.*, **27** (5), 483–492.
- Beckers, J. and M. Rixen, 2003 : Eof calculations and data filling from incomplete oceanographic datasets. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20** (12), 1839–1856.
- Berger, A., J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman, 1984 : Milankovitch and climate : Understanding the response to astronomical forcing. *Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop held 30 November - 4 December, 1982 in Palisades, NY. Edited by A. Berger, J. Imbrie, H. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman. Dordrecht : D. Reidel Publishing, 1984.*
- Bindoff, N. and T. Mcdougall, 1994 : Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *J. Phys. Oceanogr.*, **24** (6), 1137–1152.
- Bindoff, N., et al., 2007 : *Observations : Oceanic Climate Change and Sea Level. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)].* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Boé, J., 2007 : Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France, 256 pp.
- Boé, J., A. Hall, and X. Qu, 2009 : Deep ocean heat uptake as a major source of spread in transient climate change simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (22), L22701.
- Bojariu, R. and G. Reverdin, 2002 : Large-scale variability modes of freshwater flux and precipitation over the Atlantic. *Climate Dyn.*, **18** (5), 369–381.
- Boyer, T., S. Levitus, J. Antonov, R. Locarnini, and H. Garcia, 2005 : Linear trends in salinity for the world ocean, 1955-1998. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01604, doi :10.1029/2004GL021791.
- Branstator, G. and H. Teng, 2010 : Two limits of initial-value decadal predictability in a CGCM. *J. Climate*, **23** (23), 6292–6311.
- Broccoli, A., K. Dixon, T. Delworth, T. Knutson, R. Stouffer, and F. Zeng, 2003 : Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *J. Geophys. Res.*, **108** (D24), 4798.
- Carton, J., S. Grodsky, and H. Liu, 2008 : Variability of the oceanic mixed layer, 1960-2004. *J. Climate*, **21** (5), 1029–1047.
- Carton, J. and A. Santorelli, 2008 : Global decadal upper-ocean heat content as viewed in nine analyses. *J. Climate*, **21** (22), 6015–6035.
- Cassou, C., 2001 : Role de l’océan dans la variabilité basse fréquence de l’atmosphère sur la région nord atlantique-europe. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France.
- Cassou, C. and E. Guilyardi, 2007 : Modes de variabilité et changement climatique synthèse du quatrième rapport d’évaluation du GIEC. *Météorologie*, (59), 22–30.
- Chen, M., P. Xie, J. Janowiak, and P. Arkin, 2002 : Global land precipitation : A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol.*, **3** (3), 249–266.

- Collins, M., C. Brierley, M. MacVean, B. Booth, and G. Harris, 2007 : The sensitivity of the rate of transient climate change to ocean physics perturbations. *J. Climate*, **20** (10), 2315–2320.
- Corre, L., L. Terray, M. Balmaseda, A. Ribes, and A. Weaver, 2010 : Can oceanic reanalyses be used to assess recent anthropogenic changes and low-frequency internal variability of upper ocean temperature? *Climate Dyn.*, **sous presse**, URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-010-0950-8>.
- Covey, C., K. AchutaRao, U. Cubasch, P. Jones, S. Lambert, M. Mann, T. Phillips, and K. Taylor, 2003 : An overview of results from the coupled model intercomparison project. *Global and Planetary Change*, **37** (1-2), 103–133.
- Cox, P., R. Betts, C. Jones, S. Spall, and I. Totterdell, 2000 : Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408** (6809), 184–187.
- Cravatte, S., T. Delcroix, D. Zhang, M. McPhaden, and J. Leloup, 2009 : Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool. *Climate Dyn.*, **33** (4), 565–589.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev, 2003 : A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **426**, 826–829.
- Dai, A., 2006a : Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J. Climate*, **19** (18), 4605–4630.
- Dai, A., 2006b : Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *J. Climate*, **19** (15), 3589–3606.
- Dai, A., 2011 : Drought under global warming : a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, **2** (1), 45–65.
- Dai, A. and K. Trenberth, 2002 : Estimates of freshwater discharge from continents : latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, **3** (6), 660–687.
- Davey, M., et al., 2002 : Stoic : a study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Climate Dyn.*, **18**, 403–420.
- Davey, M., et al., 2006 : Multi-model multi-method multi-decadal ocean analyses from the EN-ACT project. *CLIVAR Exchanges*, **11**, 22–25.
- Davison, A. and D. Hinkley, 1997 : Bootstrap methods and their application. Cambridge University Press (Cambridge and New York, NY, USA).
- De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, 2004 : Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, **109** (C12), C12003.
- Delcroix, T., 1998 : Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical pacific at seasonal and enso timescales : a tentative overview. *J. Geophys. Res.*, **103** (C9), 18 611–18 618.
- Delcroix, T., G. Alory, S. Cravatte, T. Corrège, and M. McPhaden, 2011 : A gridded sea surface salinity dataset for the tropical pacific with sample applications (1950-2008). *Deep-Sea Res.*, **58**, 38–48.
- Delcroix, T., S. Cravatte, and M. McPhaden, 2007 : Decadal variations and trends in tropical pacific sea surface salinity since 1970. *J. Geophys. Res.*, **112**, C03012.

- Delcroix, T., C. Henin, V. Porte, and P. Arkin, 1996 : Precipitation and sea-surface salinity in the Tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **43**, 1123–1141.
- Deser, C., A. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng, 2010 : Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate Dyn.*, **sous presse**, doi :10.1007/s00382-010-0977-x.
- Dewitte, S., D. Crommelynck, S. Mekaoui, and A. Joukoff, 2004 : Measurement and uncertainty of the long-term total solar irradiance trend. *Solar Phys.*, **224 (1)**, 209–216.
- Dickinson, R., K. Oleson, G. Bonan, F. Hoffman, P. Thornton, M. Vertenstein, Z. Yang, and X. Zeng, 2006 : The community land model and its climate statistics as a component of the community climate system model. *J. Climate*, **19 (11)**, 2302–2324.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker, and J. R. Dunn, 2008 : Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, **453**, 1090–1094.
- Dufresne, J. and S. Bony, 2008 : An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Climate*, **21 (19)**, 5135–5144.
- Durack, P. and S. Wijffels, 2010 : Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. *J. Climate*, **23 (16)**, 4342–4362.
- Forster, P., et al., 2007 : *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Foukal, P. and J. Lean, 1988 : Magnetic modulation of solar luminosity by photospheric activity. *Astrophys. J.*, **328**, 347–357.
- Frohlich, C., 2004 : Solar irradiance variability. *Geophys. Monograph.*, **141**, 97–110.
- Frohlich, C., 2007 : *Solar Irradiance Variability Since 1978*, Vol. 43. Springer New York, 53–65 pp.
- Gent, P. and G. Danabasoglu, 2004 : Heat uptake and the thermohaline circulation in the community climate system model, version 2. *J. Climate*, **17 (20)**, 4058–4069.
- Gillett, N., F. Zwiers, and A. W. P. Stott, 2003 : Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422 (6929)**, 292.
- Gillett, N., F. Zwiers, A. Weaver, G. Hegerl, M. Allen, and P. Stott, 2002 : Detecting anthropogenic influence with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, **29 (20)**, 31–1.
- Gordon, A. and C. Giulivi, 2008 : Sea surface salinity trends over fifty years within the subtropical north atlantic. *Oceanogr.*, **21 (1)**, 20–29.
- Gouretski, V. and K. Koltermann, 2007 : How much is the ocean really warming? *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01610, doi :10.1029/2006GL027834.
- Gregory, J., H. Banks, P. Scott, J. Lowe, and M. Palmer, 2004 : Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15312, doi :10.1029/2004GL020258.

- Grodsky, S., J. Carton, and F. Bingham, 2006 : Low frequency variation of sea surface salinity in the tropical atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (14), L14 604.
- Hall, A. and S. Manabe, 1997 : Can local linear stochastic theory explain sea surface temperature and salinity variability? *Climate Dyn.*, **13** (3), 167–180.
- Hamon, M., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin, 2011 : Empirical correction of xbt fall rate and its impact on heat content analysis. *Ocean Science Discussions*, **8** (1), 291–320, doi :10.5194/osd-8-291-2011, URL <http://www.ocean-sci-discuss.net/8/291/2011/>.
- Hanawa, K., P. Rual, R. Bailey, A. Sy, and M. Szabados, 1995 : A new depth-time equation for sippican or tsk t-7, t-6 and t-4 expendable bathythermographs (xbt). *Deep-Sea Res.*, **42**, 1423–1451.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato, 1992 : Potential climate impact of mount pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **19** (2), 215–218.
- Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, M. Imhoff, W. Lawrence, D. Easterling, T. Peterson, and T. Karl, 2001 : A closer look at united states and global surface temperature change. *J. Geophys. Res.*, **106** (D20), 23–947.
- Hansen, J., et al., 2005 : Earth’s energy imbalance : Confirmation and implications. *Science*, **308** (5727), 1431.
- Harries, J. and J. Futyran, 2006 : On the stability of the earth’s radiative energy balance : Response to the mt. pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (23), L23 814.
- Hasselmann, K., 1979 : On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies. *Meteorology over the tropical oceans*, Royal Meteorological Society, 251–259.
- Hasselmann, K., 1993 : Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change. *J. Climate*, **6** (10).
- Hegerl, G., K. Hasselmann, U. Cubasch, J. Mitchell, E. Roeckner, R. Voss, and J. Waszkewitz, 1997 : Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Climate Dyn.*, **13** (9), 613–634.
- Hegerl, G., T. Karl, M. Allen, N. Bindoff, N. Gillett, D. Karoly, X. Zhang, and F. Zwiers, 2006 : Climate change detection and attribution : beyond mean temperature signals. *J. Climate*, **19** (20), 5058–5077.
- Hegerl, G., H. Von Storch, K. Hasselmann, B. Santer, U. Cusbach, and P. Jones, 1996 : Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Climate*, **9** (10), 2281–2306.
- Hegerl, G., et al., 2007 : *Understanding and Attributing Climate Change*. In : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Held, I. and B. Soden, 2006 : Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19** (21), 5686–5699.

- Henocq, C., J. Boutin, G. Reverdin, F. Petitcolin, S. Arnault, and P. Lattes, 2010 : Vertical variability of near-surface salinity in the tropics : Consequences for l-band radiometer calibration and validation. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **27** (1), 192–209.
- Hosada, S., T. Suga, N. Shikama, and K. Mizuno, 2009 : Global surface layer salinity change detected by argo and its implication for hydrological cycle intensification. *J. Oceanogr.*, **65** (4), 579–586.
- Huang, B., V. Mehta, and N. Schneider, 2005 : Oceanic response to idealized net atmospheric freshwater in the pacific at the decadal time scale. *J. Phys. Oceanogr.*, **35** (12), 2467–2486.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, and G. Gu, 2009 : Improving the global precipitation record : Gpcp version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (17), L17808.
- Huntingford, C., P. Stott, M. Allen, and F. Lambert, 2006 : Incorporating model uncertainty into attribution of observed temperature change. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (5), L05710.
- Hurrell, J., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, (Eds.) , 2003 : *The North Atlantic Oscillation : Climate Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph Series, AGU, Washington.
- Ingleby, B. and M. Huddleston, 2007 : Quality control of ocean temperature and salinity profiles - historical and real-time data. *J. Mar. Syst.*, **65**, 158–175.
- Ishii, M. and M. Kimoto, 2009 : Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying xbt and mbt depth bias. *J. Oceanogr.*, **65**, 287–299, DOI 10.1007/s10872-009-0027-7.
- Ishii, M., M. Kimoto, and M. Kachi, 2003 : Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Wea. Rev.*, **131** (1), 51–73.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006 : Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62** (2), 155–170.
- John, V., R. Allan, and B. Soden, 2009 : How robust are observed and simulated precipitation responses to tropical ocean warming? *Geophys. Res. Lett.*, **36** (14), L14702.
- Jones, P. and G. Hegerl, 1998 : Comparisons of two methods of removing anthropogenically related variability from the near-surface observational temperature field. *J. Geophys. Res.*, **103** (D12), 13777–13.
- Kalnay, E., et al., 1996 : The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77** (3), 437–471.
- Karoly, D. and Q. Wu, 2005 : Detection of regional surface temperature trends. *J. Climate*, **18** (21), 4337–4343.
- Kerr, R., 2000 : A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288** (5473), 1984.
- Kharin, V., F. Zwiers, X. Zhang, and G. Hegerl, 2007 : Changes in temperature and precipitation extremes in the ipcc ensemble of global coupled model simulations. *J. Climate*, **20** (8), 1419–1444.

- Knight, J. R., 2009 : The atlantic multidecadal oscillation inferred from the forced climate response in coupled general circulation models. *J. Climate*, **22** (7), 1610–1625.
- Knutson, T., et al., 2006 : Assessment of twentieth-century regional surface temperature trends using the gfdl cm2 coupled models. *J. Climate*, **19** (9), 1624–1651.
- Lagerloef, G., et al., 2010 : Resolving the global surface salinity field and variations by blending satellite and in situ observations. in *Proceedings of OceanObs'09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2), Venice, Italy, 21-25 September 2009*, Hall, J., Harrison, D.E. and Stammer, D., Eds., ESA Publication WPP-306, doi :10.5270/OceanObs09.cwp.51.
- Lambert, S. and G. Boer, 2001 : Cmpi1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dyn.*, **17** (2), 83–106.
- Latif, M., et al., 2001 : Ensip : the el niño simulation intercomparison project. *Climate Dyn.*, **18**, 255–276.
- Lean, J., 2000 : Evolution of the sun's spectral irradiance since the maunder minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (16), 2425–2428.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 2005 : Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02 604, doi :10.1029/2004GL021 592.
- Levitus, S., J. Antonov, T. Boyer, R. Locarnini, H. Garcia, and A. V. Mishonov, 2009 : Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07 608, doi :10.1029/2008GL037 155.
- Levitus, S., J. Antonov, J. Wang, T. Delworth, K. Dixon, and A. Broccoli, 2001 : Anthropogenic warming of earth's climate system. *Science*, **292** (5515), 267.
- Lockwood, M., R. Harrison, T. Woollings, and S. Solanki, 2010 : Are cold winters in europe associated with low solar activity? *Environment. Res. Lett.*, **5**, 024 001.
- Lorenz, E., 1963 : Deterministic nonperiodic flow1. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130–141.
- Lozier, M., S. Leadbetter, R. Williams, V. Roussenov, M. Reed, and N. Moore, 2008 : The spatial pattern and mechanisms of heat-content change in the north atlantic. *Science*, **319** (5864), 800.
- Lyman, J., S. Good, V. Gouretski, M. Ishii, G. Johnson, M. Palmer, D. Smith, and J. Willis, 2010 : Robust warming of the global upper ocean. *Nature*, **465** (7296), 334–337.
- Madec, G., 2008 : Nemo ocean engine. Notes du pôle modélisation, Institut Pierre Simon Laplace(IPSL), France.
- McAvaney, B., et al., 2001 : *Model evaluation. In : Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mechoso, C., et al., 1995 : The seasonal cycle over the tropical pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **123** (9), 2825–2838.
- Meehl, G., J. Arblaster, J. Fasullo, A. Hu, and K. Trenberth, 2011 : Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Climate Change*, doi :10.1038/NCLIMATE1229.

- Meehl, G., C. Covey, B. McAvaney, M. Latif, and R. Stouffer, 2005 : Overview of the coupled model intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86** (1), 89–93.
- Meehl, G., A. Hu, and B. Santer, 2009 : The mid-1970s climate shift in the Pacific and the relative roles of forced versus inherent decadal variability. *J. Climate*, **22** (3), 780–792.
- Meehl, G., W. Washington, J. Arblaster, and A. Hu, 2004 : Factors affecting climate sensitivity in global coupled models. *J. Climate*, **17** (7), 1584–1596.
- Meehl, G., et al., 2007 : *Global climate projections. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mignot, J. and C. Frankignoul, 2004 : Interannual to interdecadal variability of sea surface salinity in the atlantic and its link to the atmosphere in a coupled model. *J. Geophys. Res.*, **109**, C04005, doi :10.1029/2003JC002005.
- Millero, F., 1993 : What is psu ? *Oceanogr.*, **6** (3), 67.
- Min, S., X. Zhang, F. Zwiers, and G. Hegerl, 2011 : Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, **470** (7334), 378–381.
- Minnis, P., E. Harrison, L. Stowe, G. Gibson, F. Denn, D. Doelling, and W. Smith, 1993 : Radiative climate forcing by the mount pinatubo eruption. *Science*, **259** (5100), 1411.
- Mitchell, J., D. Karoly, G. Hegerl, F. Zwiers, M. Allen, J. Marengo, et al., 2001 : *Detection of climate change and attribution of causes. In : Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mitchell, J., C. Wilson, and W. Cunningham, 1987 : On co2 climate sensitivity and model dependence of results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113** (475), 293–322.
- Mogensen, K., M. Balmaseda, A. Weaver, M. Martin, and A. Vidard, 2009 : NemoVar : A variational data assimilation system for the nemo ocean model. *ECMWF Newsletter*, **120**, 17–22.
- Murphy, J., M. Collins, F. Doblas-Reyes, and T. Palmer, 2009 : *Development of ensemble prediction systems*, Vol. ENSEMBLE : Climate Change and its Impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLE project. van der Linden P., and J.F.B. Mitchell (eds.), Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160pp.
- North, G. and M. Stevens, 1998 : Detecting climate signals in the surface temperature record. *J. Climate*, **11** (4), 563–577.
- Pachauri, R. and A. Reisinger, 2007 : *Climate Change 2007 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Palmer, M., S. Good, K. Haines, N. Rayner, and P. Stott, 2009 : A new perspective on warming of the global ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L20709, doi :10.1029/2009GL039491.

- Palmer, M. and K. Haines, 2009 : Estimating oceanic heat content change using isotherms. *J. Climate*, **22 (19)**, 4953–4969.
- Palmer, M., K. Haines, S. Tett, and T. Ansell, 2007 : Isolating the signal of ocean global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23,610.
- Palmer, M., et al., 2010 : Future observations for monitoring global ocean heat content. *in Proceedings of OceanObs'09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2), Venice, Italy, 21-25 September 2009, Hall, J., Harrison, D.E. and Stammer, D., Eds., ESA Publication WPP-306.*
- Palmer, M. D., D. J. McNeall, and N. J. Dunstone, 2011 : Importance of the deep ocean for estimating decadal changes in earth's radiation balance. *Geophys. Res. Lett.*, **38 (13)**, L13707.
- Pardaens, A., M. Vellinga, P. Wu, and B. Ingleby, 2008 : Large-scale Atlantic salinity changes over the last half-century : A model-observation comparison. *J. Climate*, **21 (8)**, 1698–1720.
- Peixoto, J. and A. Oort, 1992 : *Physics of climate*. American Institute of Physics, 520 pages.
- Pierce, D., T. Barnett, K. AchutaRao, P. Gleckler, J. Gregory, and W. Washington, 2006 : Anthropogenic warming of the oceans : observations and model results. *J. Climate*, **19 (10)**, 1873–1900.
- Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999 : Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dyn.*, **15 (5)**, 319–324.
- Qian, T., A. Dai, K. Trenberth, and K. Oleson, 2006 : Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. part i : Forcing data and evaluations. *J. Hydrometeorol.*, **7 (5)**, 953–975.
- Räisänen, J., 2007 : How reliable are climate models? *Tellus*, **59A**, 2–29.
- Randall, D., et al., 2007 : *Climate models and their evaluation. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rayner, N., D. Parker, E. Horton, C. Folland, L. Alexander, D. Rowell, E. Kent, and A. Kaplan, 2003 : Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108 (D14)**, 4407.
- Reichert, B., R. Schnur, and L. Bengtsson, 2002 : Global ocean warming tied to anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **29 (11)**, 20–1.
- Reverdin, G., E. Kestenare, C. Frankignoul, and T. Delcroix, 2007 : Surface salinity in the Atlantic Ocean (30°S-50°N). *Prog. in Oceanogr.*, **73**, 311–340.
- Reynolds, R., N. Rayner, T. Smith, D. Stokes, and W. Wang, 2002 : An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15 (13)**, 1609–1625.
- Ribes, A., J. Azais, and S. Planton, 2010 : A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Climate Dyn.*, **35 (2)**, 391–406.
- Richter, I. and S. Xie, 2008 : Muted precipitation increase in global warming simulations : A surface evaporation perspective. *J. Geophys. Res.*, **113**, D24118.

- Richter, I. and S. Xie, 2010 : Moisture transport from the atlantic to the pacific basin and its response to north atlantic cooling and global warming. *Climate Dyn.*, **35 (2)**, 551–566.
- Roemmich, D. and B. Cornuelle, 1987 : Digitization and calibration of the expendable bathythermograph. *Deep-Sea Res.*, **34 (2)**, 299–307.
- Russell, J., K. Dixon, A. Gnanadesikan, R. Stouffer, and J. Toggweiler, 2006 : The southern hemisphere westerlies in a warming world : Propping open the door to the deep ocean.
- Santer, B., T. Wigley, T. Barnett, and E. Anyamba, 1996 : *Detection of climate change and attribution of causes. In : Climate Change 1995 : The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T. et al. (eds.)].* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Santer, B., et al., 2003 : Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, **301 (5632)**, 479.
- Santer, B., et al., 2007 : Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **104 (39)**, 15 248.
- Santer, B., et al., 2009 : Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **106 (35)**, 14 778.
- Sato, M., J. Hansen, M. McCormick, and J. Pollack, 1993 : Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990. *J. Geophys. Res.*, **98 (D12)**, 22 987–22.
- Scafetta, N. and B. West, 2007 : Phenomenological reconstructions of the solar signature in the northern hemisphere surface temperature records since 1600. *J. Geophys. Res.*, **112 (D24)**, D24S03.
- Schmitt, R., 2008 : Salinity and the global water cycle. *Oceanogr.*, **21 (1)**, 12–19.
- Schmitt, R., T. Boyer, G. Lagerloef, J. Schanze, S. Wijffels, and L. Yu, 2010 : Salinity and the global water cycle. in *Proceedings of OceanObs'09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 1), Venice, Italy, 21-25 September 2009, Hall, J., Harrison, D.E. and Stammer, D., Eds., ESA Publication WPP-306, doi :10.5270/OceanObs09.pp.34.*
- Seager, R., N. Naik, and G. Vecchi, 2010 : Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *J. Climate*, **23 (17)**, 4651–4668.
- Shin, S. and P. Sardeshmukh, 2011 : Critical influence of the pattern of tropical ocean warming on remote climate trends. *Climate Dyn.*, **36 (7)**, 1577–1591.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007 : Era-interim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25–35.
- Smith, T., R. Reynolds, T. Peterson, and J. Lawrimore, 2008 : Improvements to noaa's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J. Climate*, **21 (10)**, 2283–2296.
- Soden, B., D. Jackson, V. Ramaswamy, M. Schwarzkopf, and X. Huang, 2005 : The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310 (5749)**, 841.

- Soden, B., R. Wetherald, G. Stenchikov, and A. Robock, 2002 : Global cooling after the eruption of mount pinatubo : A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296 (5568)**, 727.
- Solanki, S., M. Schüssler, and M. Fligge, 2002 : Secular variation of the sun's magnetic flux. *Astron. & Astrophys.*, **383 (2)**, 706–712.
- Stammer, D., 2006 : Report of the 1st CLIVAR Workshop on Ocean Reanalysis, 8-10 November 2004, Boulder USA. *ICPO Publication Series*, **93**, WCRP Informal Publication 9/2006.
- Stephens, G. and T. Ellis, 2008 : Controls of global-mean precipitation increases in global warming gcm experiments. *J. Climate*, **21 (23)**, 6141–6155.
- Stone, D., M. Allen, F. Selten, M. Kliphuis, and P. Stott, 2007a : The detection and attribution of climate change using an ensemble of opportunity. *J. Climate*, **20 (3)**, 504–516.
- Stone, D., M. Allen, and P. Stott, 2007b : A multimodel update on the detection and attribution of global surface warming. *J. Climate*, **20 (3)**, 517–530.
- Stott, P., R. Sutton, and D. Smith, 2008 : Detection and attribution of Atlantic salinity changes. *Geophys. Res. Lett.*, **35 (21)**, L21 702.
- Stott, P., S. Tett, G. Jones, M. Allen, W. Ingram, and J. Mitchell, 2001 : Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dyn.*, **17 (1)**, 1–21.
- Stott, P., S. Tett, G. Jones, M. Allen, J. Mitchell, and G. Jenkins, 2000 : External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290 (5499)**, 2133.
- Taylor, K., 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106 (D7)**, 7183–7192.
- Terray, L., L. Corre, S. Cravatte, T. Delcroix, G. Reverdin, and A. Ribes, 2011 : Near-surface salinity as nature's rain gauge to detect human influence on the tropical water cycle. *J. Climate, sous presse*, doi : 10.1175/JCLI-D-10-05 025.1.
- Tett, S., P. Stott, M. Allen, W. Ingram, and J. Mitchell, 1999 : Causes of twentieth-century temperature change near the earth's surface. *Nature*, **399 (6736)**, 569–572.
- Tett, S., et al., 2002 : Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, **107 (D16)**, 4306.
- Thompson, D., J. Kennedy, J. Wallace, and P. Jones, 2008 : A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, **453 (7195)**, 646–649.
- Thorne, P., et al., 2003 : Probable causes of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Climate Dyn.*, **21 (7)**, 573–591.
- Trenberth, K., 2010 : Changes in precipitation with climate change. *Climate Res.*, **47**, 123–138.
- Trenberth, K. and A. Dai, 2007 : Effects of mount pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophys. Res. Lett.*, **34 (15)**, L15 702.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen, and D. Parsons, 2003 : The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84 (9)**, 1205–1218.

- Trenberth, K. and J. Fasullo, 2009 : Global warming due to increasing absorbed solar radiation. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (7).
- Trenberth, K. and J. Fasullo, 2010 : Simulation of present-day and twenty-first-century energy budgets of the southern oceans. *J. Climate*, **23** (2), 440–454.
- Trenberth, K., J. Fasullo, and J. Kiehl, 2009 : Earth’s global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90** (3), 311–323.
- Trenberth, K. and L. Smith, 2005 : The mass of the atmosphere : A constraint on global analyses. *J. Climate*, **18** (6), 864–875.
- Trenberth, K., L. Smith, T. Q. ans A. Dai, and J. Fasullo, 2007 : Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *J. Hydrometeorol.*, **8** (4), 758–769.
- Troccoli, A. and P. Källberg, 2004 : Precipitation correction in the ERA-40 reanalysis, ERA-40 Project Report Series, era- 40 project report series. Tech. rep.
- Turner, A., P. Inness, and J. Slingo, 2005 : The role of the basic state in the enso–monsoon relationship and implications for predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (607), 781–804.
- Uppala, S. et al., 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vecchi, G. and B. Soden, 2007 : Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20** (17), 4316–4340.
- Vecchi, G., B. Soden, A. Wittenberg, I. Held1, A. Leetmaa, and M. Harrison, 2006 : Weakening of tropical pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **441**, 73–76. doi :10.1038/nature04744.
- Von Schuckmann, K., F. Gaillard, and P. Le Traon, 2009 : Global hydrographic variability patterns during 2003-2008. *J. Geophys. Res.*, **114** (C09007), 1–17.
- Walker, S. et al., 1924 : *Correlation in Seasonal Variations of Weather, IX : Further Study of World-weather*. Meteorological Office.
- Wang, Y., J. Lean, and N. Sheeley Jr, 2005 : Modeling the sun’s magnetic field and irradiance since 1713. *Astrophys. J.*, **625**, 522.
- Weaver, A., C. Deltel, E. Machu, S. Ricci, and N. Daget, 2005 : A multivariate balance operator for variational ocean data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (613), 3605–3625.
- Weyl, P., 1968 : The role of the oceans in climatic change : a theory of the ice ages. *Meteor. Monogr.*, **8**, 37–62.
- Wielicki, B., B. Barkstrom, E. Harrison, R. Lee, G. Smith, and J. Cooper, 1996 : Clouds and the earth’s radiant energy system (ceres) : An earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77** (5), 853–868.
- Wielicki, B., T. Wong, N. Loeb, P. Minnis, K. Priestley, and R. Kandel, 2005 : Changes in earth’s albedo measured by satellite. *Science*, **308** (5723), 825.
- Wielicki, B., et al., 2002 : Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science*, **295** (5556), 841.

- Wigley, T., R. Smith, and B. Santer, 1998 : Anthropogenic influence on the autocorrelation structure of hemispheric-mean temperatures. *Science*, **282** (5394), 1676.
- Wijffels, S., J. Willis, C. Domingues, P. Baker, N. White, A. Cronell, K. Ridgway, and J. Church, 2008 : Changing expendable bathythermograph fall-rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *J. Climate*, **21** (21), 5657–5672.
- Willett, K., N. Gillett, P. Jones, and P. Thorne, 2007 : Attribution of observed surface humidity changes to human influence. *Nature*, **449** (7163), 710–712.
- Willis, J., J. Lyman, G. Johnson, and J. Gilson, 2009 : In situ data biases and recent ocean heat content variability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26** (4), 846–852.
- Willson, R. and A. Mordvinov, 2003 : Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21–23. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (5), 1199.
- Xie, P. and P. Arkin, 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xie, S., J. Ma, C. Deser, H. Teng, G. Vecchi, and A. Wittenberg, 2010 : Global warming pattern formation : Sea surface temperature and rainfall. *J. Climate*, **23** (4), 966–986.
- Yeh, S., J. Kug, B. Dewitte, M. Kwon, B. Kirtman, and F. Jin, 2009 : El niño in a changing climate. *Nature*, **461** (7263), 511–514.
- Yu, L. and R. Weller, 2007 : Objectively analyzed air-sea heat fluxes (oafux) for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88** (5).
- Yu, L., R. Weller, and W. Liu, 2003 : Case analysis of a role of ENSO in regulating the generation of westerly wind bursts in the western equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **108** (10.1029).
- Zhang, X., F. Zwiers, G. Hegerl, F. Lambert, N. Gillett, S. Solomon, P. Stott, and T. Nozawa, 2007 : Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, **448** (7152), 461–465.
- Zhang, Y., W. Rossow, A. Lacis, V. Oinas, and M. Mishchenko, 2004 : Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets : Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, **109** (D19), D19105.

Annexe

Résumé des simulations utilisées

Modèles	Contrôles	Historiques	Projections (A1B)
BCM2.0	250	ANT	X
CGCM3.1 (T47)	1001	ANT	X
CGCM3.1 (T63)	400	ANT	X
CNRM-CM3	500	ANT	X
CSIRO-MK3.0	380	ANT	X
CSIRO-MK3.5	950	ANT	X
GFDL-CM2.0	500	ALL	X
GFDL-CM2.1	300	ALL	X
GISS-AOM	251	ANT	X
GISS-EH	400	ALL	X
GISS-ER	500	ALL	X
IAP-FGOALS	350	ANT	X
INGV-ECHAM4	100	ANT	X
IPSL-CM4	500	ANT	X
MIROC3.2-HRES	100	ALL	X
MIROC3.2-MRES	500	ALL	X
MIUB-ECHOG	341	ALL	X
MPI-ECHAM5	N	ANT	X
MRI-CGCM2.3.2a	350	ALL	X
NCAR-CCSM3.0	455	ALL	X
NCAR-PCM	N	ALL	X
UKMO-HADCM3	422	ANT	X
UKMO-HADGEM1	70	ANT	N

TABLE 8.2 – Résumé des modèles et simulations utilisées. Pour les simulations de contrôle, le nombre d'années de la simulation est indiqué. Pour les simulations historiques, le type de forçages externes utilisé est précisé (ANT : uniquement anthropiques) et (ALL : anthropiques et naturels). La lettre X indique que la simulation est utilisée. La lettre N indique que les données correspondantes ne sont pas disponibles.

Evolution récente des Océans Tropicaux : le rôle de l'influence humaine.

AUTEUR : Lola CORRE
DIRECTEUR : Laurent Terray
DISCIPLINE : Océans et Climat
SOUTENANCE : Le 25 Novembre 2011 au CERFACS
LABORATOIRE : CERFACS 42, avenue Gaspard Coriolis 31057 Toulouse Cedex 1
Université Paul Sabatier 31 062 Toulouse Cedex 9

Résumé :

Au sein du système complexe que constitue le climat, l'océan joue un rôle primordial. D'une part, il enregistre et intègre les effets du changement climatique; d'autre part, les échelles de temps de ses variations naturelles, et notamment son inertie thermique environ mille fois supérieure à celle de l'atmosphère, en font un acteur important susceptible de moduler les effets futurs du changement climatique.

Cette thèse se propose de mettre en évidence des signatures du changement climatique d'origine anthropique dans l'océan. Pour cela, nous étudions les évolutions observées de la température océanique de sub-surface et de la salinité océanique de surface, au cours des trente à cinquante dernières années. Des méthodes statistiques de détection de la réponse au forçage anthropique sont utilisées pour déterminer si une influence humaine peut être détectée dans les changements récents observés.

Mots clés : Océans Tropicaux, détection des changements climatiques d'origine anthropique, salinité de surface océanique, température de sub-surface océanique, observations, réanalyses océaniques, simulations climatiques.

Abstract :

Due to its high heat capacity, the ocean integrates the surface fluxes, producing high signal-to-noise ratio at decadal and longer timescales. On the contrary, long-term changes in atmospheric variables are difficult to measure due to the atmosphere high variability on short timescales. Looking at oceanic variables is thus interesting in order to successfully detect a response to the anthropogenic climate change.

This manuscript further examines recent upper ocean temperature and surface ocean salinity changes. As 80% of the excess heat caused by increasing greenhouse gas concentrations, over the last decades, has accumulated in the ocean, the rate of ocean warming is one of the best indicators of the Earth's energy imbalance. Surface ocean salinity provides Nature's largest possible rain gauge and can be efficiently used as an indicator of the changing marine water cycle. Detection methods are applied to assess whether a human influence can be detected in the recent observed changes.

Keywords : Tropical Oceans, detection of anthropogenic climate change, sea surface salinity, sub-surface ocean temperature, observations, oceanic reanalyses, climate simulations.
