



HAL
open science

Couche melangee oceanique et bilan thermohalin de surface dans l’Ocean Indien Nord

Clément de Boyer Montégut

► **To cite this version:**

Clément de Boyer Montégut. Couche melangee oceanique et bilan thermohalin de surface dans l’Ocean Indien Nord. Climatologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT : . tel-00011449

HAL Id: tel-00011449

<https://theses.hal.science/tel-00011449>

Submitted on 24 Jan 2006

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.

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS VI

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS VI

Spécialité : **Océanographie Physique**

Couche mélangée océanique et bilan thermohalin de surface dans l'Océan Indien Nord

Clément de Boyer Montégut

soutenue le 7 octobre 2005 devant le jury composé de :

Pr. Claude Frankignoul	Président	(UPMC, LOCEAN, Paris)
Dr. Anne-Marie Treguier	Rapporteur	(CNRS, LPO, Brest)
Dr. Thierry Delcroix	Rapporteur	(IRD, LEGOS, Toulouse)
Dr. Pascale Delecluse	Examineur	(CNRS, LSCE, Gif-sur-Yvette)
Dr. Gilles Reverdin	Examineur	(CNRS, LOCEAN, Paris)
Dr. Gurvan Madec	Directeur de thèse	(CNRS, LOCEAN, Paris)

Préparée au

LODYC - LABORATOIRE D'OCÉANOGRAPHIE DYNAMIQUE ET DE CLIMATOLOGIE
LOCEAN - LABORATOIRE D'OCÉANOGRAPHIE ET DU CLIMAT : EXPÉRIMENTATION
ET APPROCHES NUMÉRIQUES



Remerciements

Je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui m’ont entouré au cours de cette thèse et m’ont aidé à mener ma barque à bon port à travers l’Océan Indien.

Tout d’abord, un grand merci à Gurvan. Tu m’as accueilli pour commencer cette thèse avec tout l’enthousiasme dont tu sais faire preuve. Tu as su être disponible pour m’éclairer sur les mystères de l’océanographie et de la modélisation numérique. C’est avec plaisir que j’ai ainsi pu interagir avec toi tout en disposant d’une liberté riche d’enseignements et de découvertes.

Plusieurs personnes ont également joué un rôle important dans la thèse en tant que guides scientifiques. Je les en remercie sincèrement. Membre de mon comité de thèse, Gilles Reverdin a toujours été une solide référence au cours de mon travail. Nos discussions ont été des plus fructueuses et sa grande connaissance des observations océanographiques s’est avérée primordiale pour une grande partie de mon travail. Merci à Jérôme Vialard et Fabien Durand, qui, en sages brahmanes qu’ils sont, m’ont fait découvrir ce merveilleux pays qu’est l’Inde ainsi que l’océan qui l’entoure. Merci à Albert Fischer qui m’a initié à la complexité de la couche mélangée océanique. Par ses remarques et sa participation à mon travail, Alban Lazar a su aiguïser mon sens critique et je l’en remercie. Merci au clan des italiens, Daniele Iudicone, Fabrizio D’Ortenzio et Fabiano Busdraghi pour les interactions scientifiques fructueuses que j’ai eu avec eux et leur bonne humeur communicative. Je remercie Pascal Terray pour les nombreuses discussions scientifiques que l’on a pu avoir et qui ont toujours été pour moi l’occasion d’en savoir un peu plus sur l’Océan Indien. Merci à Christophe Menkes pour son soutien et l’énergie dont il sait faire preuve dans le travail comme dans la vie de tous les jours. Merci à Anne-Marie Treguier et Thierry Delcroix d’avoir été mes rapporteurs, ainsi qu’à Claude Frankignoul pour avoir accepté de présider le jury de thèse. Je remercie également les anciens thésards qui m’ont précédé, Sébastien Masson, Pierre Testor, Sophie Cravatte, Matthieu Lengaigne et Juliette Mignot. Leurs conseils et leur expérience m’ont aidé à plusieurs reprises tout au long de ma thèse.

Merci à Julie L., Thomas et Marthe. Leur compagnie dans le bureau a été un plaisir, et ils ont su maintenir une ambiance chaleureuse même pendant certains moments critiques de fin de rédaction. Merci aussi à “l’équipe d’en face”, Julie D., Alexandra et Bahjat, pour les indispensables moments de détente, notamment durant leur pause thé. Merci à mes amis et collègues hawaïiens, Jérôme, François, Pierre et Cédric, qui m’ont toujours si bien accueilli et grâce à qui j’ai pu allier théorie et pratique. Merci à tous mes amis qui m’ont permis de m’évader et de voir des horizons différents. Merci à Arnaud, Jérôme et Fabian pour les moments de vie souvent mémorables passés rue Sedaine.

Enfin un grand merci à ma famille, qui a toujours été là, et a su m’accompagner dans les moments de joie comme dans les moments difficiles tout au long de cette aventure qu’est la thèse. Merci à Liên.

Table des matières

Liste des acronymes	v
Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction	1
1 L’Océan Indien Nord	5
1.1 Bref historique	5
1.2 Un Océan particulier	8
1.2.1 Situation géographique	9
1.2.2 La Mousson Sud-Asiatique	9
1.3 Circulation et hydrologie	14
1.3.1 Circulation de surface	15
1.3.2 Circulation méridienne	21
1.3.3 Hydrologie	24
1.3.4 Circulation thermohaline	26
1.4 Variabilité intrasaisonnière à interannuelle de l’Océan Indien Nord .	27
1.4.1 Le couplage océan-atmosphère	28
1.4.2 Cycle saisonnier	29
1.4.3 Variabilité interannuelle	34
1.4.4 Variabilité intrasaisonnière	39
1.5 Conclusion	41
1.5.1 Synthèse	41
1.5.2 Problème physique et démarche	42
2 Un atlas mondial de couche mélangée océanique	45
2.1 Introduction	45
2.2 Résumé	46
2.3 Article : Mixed layer depth over the global ocean : an examination of profile data and a profile-based climatology	48
1 Introduction	49
2 Data Sources and Methodology	51
3 MLD Criterion	54
4 Global MLD Distributions	58
5 Comparison With Other Estimates of MLD	67

6	Summary and Conclusions	72
2.4	Résultats et études complémentaires	78
2.4.1	L'ajout des données ARGO	78
2.4.2	Variabilité interannuelle de la couche mélangée	81
2.5	Conclusion	81
3	Bilan thermohalin de la couche mélangée dans l'Océan Indien Nord	85
3.1	Introduction	85
3.2	Resumé	86
3.3	Article : Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat budget in the northern Indian Ocean	88
1	Introduction	89
2	Model and mixed layer budget	91
3	Seasonal variability	94
4	Interannual variability	102
5	Summary and discussion	109
3.4	Variabilité saisonnière du bilan de salinité de la couche mélangée dans le modèle	113
3.4.1	La Mer d'Arabie Ouest	113
3.4.2	La Mer d'Arabie Est	113
3.4.3	Le Golfe du Bengale	116
3.5	Conclusion	116
	Conclusion et perspectives	121
	Annexe A Article : Modeling the barrier-layer formation in the South-Eastern Arabian Sea	125
	Annexe B Article : Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean sea as derived from in situ profiles	147
	Bibliographie	153

Liste des acronymes

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AIR	All India Rainfall
ARGO	Array for Real-time Geostrophic Oceanography
CLIVAR	Climate Variability and Predictability
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CMO	Couche Mélangée Océanique
COADS	Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
COARE	Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
CPC	Climate Prediction Center
EACC	East African Coastal Current
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
ENSO	El Niño - Southern Oscillation
ERS	European Remote Sensing (satellites)
FGGE	First GARP Global Experiment
FNMOG	Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center
GARP	Global Atmospheric Research Program
IIOE	International Indian Ocean Expedition
INDEX	INDian ocean EXperiment
IOD	Indian Ocean Dipole
IOZM	Indian Ocean Zonal Mode
ISMEX	Indo-Soviet Monsoon EXperiment
ITCZ	InterTropical Convergence Zone (Zone de Convergence Intertropicale)
ISO	Intraseasonal Oscillation
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study
MJO	Madden-Julian Oscillation
MLD	Mixed Layer Depth (Profondeur de la Couche Mélangée)
MONEX	MONsoon EXperiment
NCEP	National Center for Environmental Prediction
OGCM	Oceanic General Circulation Model
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
SO	Southern Oscillation
TAO	Tropical Atmosphere Ocean
TBO	Tropospheric Biennial Oscillation
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere

TSO	Température de Surface Océanique
WCRP	World Climate Research Programme
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WOD01	World Ocean Database 2001
XBT	eXpendable BathyThermograph

Résumé

L'objectif de cette thèse est de déterminer quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui contrôlent la variabilité saisonnière et interannuelle de la Température de Surface Océanique (TSO) dans l'Océan Indien Nord. Notre approche consiste à utiliser un modèle de circulation générale océanique forcé et à analyser les termes océaniques et atmosphériques qui influencent la TSO, représentée par la température de la couche mélangée. Cette couche de surface est donc primordiale dans cette étude. S'assurer qu'elle est bien représentée par le modèle océanique nous permet d'obtenir des résultats plus robustes concernant les variations potentiellement faibles de la TSO dans cette région. La première étape de notre travail consiste donc à mettre au point un atlas de profondeur de couche mélangée océanique à partir d'observations. Etant donné l'intérêt potentiel pour d'autres régions de l'océan d'un tel champ, cet atlas est établi à l'échelle globale. Grâce à une méthodologie innovante, basée sur le traitement direct de profils océaniques individuels, ce nouvel atlas présente plus de détails dans les structures océaniques classiques et moins de biais que les atlas précédents. Cette étude montre également le rôle de la salinité sur la profondeur de la couche mélangée. Ainsi, outre les régions de couches barrières classiques, on met en évidence des zones de compensations verticales en densité en hiver dans les gyres subtropicales et dans la zone de convergence subtropicale. On propose des mécanismes de formation de ces structures peu discutées précédemment.

L'analyse des bilans thermohalins de la couche mélangée du modèle d'océan nous montre ensuite plusieurs preuves du rôle de l'Océan Indien Nord dans la régulation de la TSO. Même si le vent reste un facteur important dans le contrôle du cycle saisonnier de la TSO, plusieurs phénomènes océaniques participent activement à cette variabilité. En été, dans l'ouest de la Mer d'Arabie, les upwellings océaniques contribuent à diminuer considérablement la TSO et dominent la contribution atmosphérique. A l'est de la Mer d'Arabie et dans le Golfe du Bengale, la salinité de surface est en grande partie contrôlée par les courants océaniques de mousson. Les couches barrières créées par ces changements de salinité en surface permettent de stocker de la chaleur sous la couche mélangée et de la redistribuer par entraînement en hiver. A l'échelle interannuelle, à l'ouest de la Mer d'Arabie, les vents et le mélange océanique vertical participent aussi de manière équivalente à la variabilité de la TSO. Cependant, les mécanismes de régulation de la TSO semblent être plus complexes qu'à l'échelle saisonnière et nécessitent une étude plus approfondie.

Abstract

The goal of this thesis is to establish the oceanic and atmospheric processes that drive the seasonal and interannual variability of Sea Surface Temperature (SST) in the northern Indian Ocean. To achieve this goal, a forced ocean general circulation model is used and we analyse the oceanic and atmospheric terms that influence the mixed layer temperature, a proxy of SST. The upper ocean layer is of the utmost importance in that study. A correct simulation of the mixed layer depth will give us more reliable results regarding the potentially small variations of SST in that region. The first part of this work is to construct a climatology of the oceanic mixed layer depth from observations. As this product may be useful as well for other part of the ocean, we decide to do it on the global scale. Thanks to an innovative methodology, based on individual oceanic profiles, this new climatology exhibits more details in typical oceanic patterns and less biases than the previous ones. This study also shows the role of salinity on mixed layer depth. In addition to the barrier layer areas, we reveal vertically density-compensated layers in winter in the subtropical gyres and subtropical convergence zone. Some formation mechanisms are proposed for these structures about which little is known.

The investigation of simulated mixed layer heat and salinity budgets improves on the role of the ocean in the regulation of SST in the northern Indian Ocean. Even if wind is an important factor in driving the seasonal cycle of SST, several oceanic processes have an active role in this variability. In summer, in western Arabian Sea, oceanic upwellings contribute to decrease SST and dominate the atmospheric contribution. In eastern Arabian Sea and in the Bay of Bengal, sea surface salinity (SSS) is mainly driven by oceanic currents. Barrier layers created by these surface salinity changes allow to store heat below the surface layer that can be recovered later by entrainment warming during winter. On interannual timescale, in western Arabian Sea, both vertical processes and winds contribute significantly to SST variability. However, mechanisms of SST regulation appear to be more complicated than on seasonal timescale and require a more careful investigation.

Introduction

Le système de mousson présent dans l'Océan Indien Nord, au nord de 10°S, est l'un des systèmes climatiques les plus vigoureux et les plus spectaculaires de la planète. De nombreux événements climatiques nous rappellent cela régulièrement. Très récemment, le 26 juillet 2005 un record de précipitation vieux de presque 100 ans a été battu en Inde. Ce jour là, la ville de Bombay, située sur la côte ouest de l'Inde, a reçu 944 mm de précipitations, soit près de la moitié de ce qu'elle reçoit en moyenne pendant la mousson. Le dernier record (840 mm) datait de 1910 dans la ville de Cherrapunji, au nord-est de l'Inde, réputée pour être l'endroit le plus humide au monde, avec 11 400 mm de précipitations moyennes annuelles. Ces pluies diluviennes combinées avec la fonte des neiges himalayennes provoquent les crues catastrophiques du fleuve Brahmapoutre et les inondations du Bangladesh. Ces précipitations de mousson ruissellent et, paradoxalement, Cherrapunji peut connaître des périodes de pénurie d'eau deux mois après la fin de la mousson. Le 17 novembre 1970, un cyclone avec des vents atteignant 200 km h⁻¹ frappa le Bangladesh en créant une vague de 9 mètres. La tempête et les inondations firent près de 300 000 victimes et d'importants dégâts matériels. A Bombay, le 26 juillet dernier, plusieurs centaines de personnes sont décédées suite aux très fortes précipitations et plusieurs milliers sont restées sans ressources, sans compter les vols suspendus, les routes coupées et les transports en communs arrêtés.

Outre ces événements extrêmes localisés, c'est une grande partie de la population mondiale qui vit sous l'influence de la mousson asiatique, notamment du point de vue de l'agriculture et de l'économie (Webster et al., 1998). Les précipitations associées à la mousson fournissent de juin à septembre la source principale d'eau douce pour des centaines de millions de personnes en Inde. L'influence de la mousson s'étend à plusieurs régions du globe éloignées de l'Inde. Par exemple, l'arrivée du temps sec de l'été en Turquie et dans les régions voisines est étroitement liée à la mousson d'été asiatique (Rodwell et Hoskins, 1996).

Le phénomène ENSO (El Niño - Southern Oscillation) est connu pour avoir des répercussions climatiques sur toute la planète. La majorité des événements El Niño correspond à des déficits pluviométriques en Inde (Webster et al., 1998). Cependant, tous les déficits ne sont pas nécessairement liés à ENSO. La mousson aurait même davantage un rôle actif que passif dans l'évolution de l'Oscillation Australe (Southern Oscillation, SO). Par exemple, les moussons anormales sont suivies de fluctuations importantes de la SO qui sont des conditions très favorables à l'apparition d'un phénomène ENSO l'hiver suivant (Terray, 1992). Ainsi, pendant que

la mousson d'été se renforce, le gradient zonal de pression dans l'Océan Pacifique équatorial décroît brusquement (Webster et Yang, 1992).

Comprendre le système de mousson sud-asiatique et ses impacts sur le climat régional et même mondial est donc très important. C'est une des préoccupations du programme mondial WCRP (World Climate Research Programme) et de son projet CLIVAR (Climate Variability and Predictability). Comprendre et prévoir les caractéristiques de la mousson, son déclenchement, ses périodes actives ou de pause ou encore sa durée, restent un défi scientifique de premier ordre.

Le phénomène de la mousson a d'abord été considéré comme un problème atmosphérique où l'océan était simplement passif. Cependant, depuis plusieurs années l'océan et ses interactions avec l'atmosphère semblent avoir un rôle important dans ce phénomène complexe et font l'objet de nombreuses études.

Suite à l'importante famine de 1877 causée par une mousson très déficiente, le gouvernement indien demande au Département Indien de Météorologie de préparer des prévisions de la mousson. Au début du XX^{ème} siècle, Sir Gilbert Walker sera directeur du département et découvrira notamment l'Oscillation Australe. Les techniques statistiques et empiriques basées sur des paramètres du système (enneigement sur l'Himalaya, pression de surface pendant la période de pré-mousson etc) ont donné peu de résultats jusqu'à maintenant. En effet, plusieurs échelles de temps sont présentes et interagissent lors de la mousson, allant de l'intrasaisonnier à l'interannuel, en passant par l'intense variabilité saisonnière. La mousson est également un phénomène grande échelle qui peut interagir avec ENSO par exemple. Ces deux phénomènes font partie intégrante du système terre-océan-atmosphère et la difficulté de comprendre leurs interactions vient du fait qu'il est délicat de considérer séparément leurs effets sur les anomalies du climat.

Il existe un fort couplage océan-atmosphère dans l'Océan Indien Nord, via la température de surface de l'océan (SST). La SST connaît elle aussi des échelles de temps de variabilité comparables à celles que l'on trouve dans l'atmosphère. La grande capacité thermique des océans fournit alors un mécanisme pour une influence soutenue de l'océan sur l'atmosphère. Beaucoup d'études observationnelles dans les années 80 et 90 ont conclu que l'Océan Indien était plutôt passif dans le système de mousson. Des études récentes montrent que les anomalies de SST semblent jouer un rôle dans la variabilité de la mousson (e.g., Clark et al., 2000; Loschnigg et Webster, 2000; Terray et al., 2003; Masson et al., 2005). La SST est en effet le paramètre océanique le plus important influençant l'atmosphère et on se sert maintenant de ces anomalies pour essayer de prévoir la mousson.

L'océan Indien Nord est un océan encore peu connu. Océan tropical soumis au régime des vents de mousson, il interagit fortement avec l'atmosphère. C'est un océan mal observé et mal surveillé. La catastrophe du tsunami de décembre 2004 en Indonésie en est un exemple récent (Merrifield et al., 2005). Un tel événement océanique n'aurait certainement pas eu de telles conséquences dans le Pacifique. A l'interface de l'océan et de l'atmosphère, la couche mélangée océanique est une composante clé du système couplé. Son épaisseur détermine l'inertie thermique et mécanique de la couche océanique qui interagit directement avec l'atmosphère. Cette couche mélangée joue donc un rôle primordial dans l'évolution de la SST. Or sa connaissance est insuffisante dans l'Océan Indien Nord et ce malgré l'ar-

rivée récente de nouvelles observations. La dernière climatologie date de Rao et al. (1989), et les plus récentes sont basées sur des atlas de températures et salinités ce qui peut introduire des biais de structures, ou un mélange artificiel de masses d'eau, par rapport à un calcul basé sur des profils instantanés.

Ainsi, ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre général de la compréhension du système climatique complexe de la mousson. Notre objectif premier est d'étudier et de comprendre les mécanismes qui contrôlent la SST dans l'Océan Indien Nord. On s'intéressera également à l'équilibre en sel dans la couche de surface (SSS, Sea Surface Salinity), car en modifiant la stratification dans cette couche, la salinité peut avoir un impact sur la SST (e.g., Vialard et Delecluse, 1998; Durand et al., 2004).

L'étude de la dynamique et de la structure de la couche mélangée dans cette région sera une étape préliminaire nécessaire à ce travail. Plusieurs processus contribuent à l'évolution et au changement de SST et de SSS. Une partie de la variabilité de la SST et de la SSS est contrôlée par les flux atmosphériques tels que les flux de chaleur (flux solaire, flux latent, flux infrarouge, flux sensible), ou les flux d'eau douce à la surface (évaporation, précipitation, ruissellement). Mais l'autre partie est contrôlée par les phénomènes océaniques tels que la diffusion, l'advection ou encore l'entraînement d'eaux de caractéristiques variables dans la couche mélangée de surface. Une bonne connaissance de cette couche mélangée est donc importante pour comprendre l'équilibre subtil qui régit les variations de SST dans l'Océan Indien Nord. En outre, et comme on l'a mentionné précédemment, la couche mélangée dans l'Océan Indien Nord est mal connue à cause d'un manque de données récentes ou de techniques mal adaptées à l'étude d'un tel champ. Il est donc important de s'efforcer de mieux connaître ce champ avant de s'intéresser à l'équilibre et à la variabilité de la SST (SSS) dans cette région. On se concentrera dans cette étude aux échelles de temps de variabilité saisonnière à interannuelle, qui ont été peu étudiées dans cette région. La question générale à laquelle on cherchera à répondre est la suivante : "Quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui contrôlent la variabilité saisonnière et interannuelle de la SST de l'Océan Indien Nord ?".

Pour cela, on se servira d'abord d'un maximum de données de subsurface afin d'estimer et d'étudier la structure de la couche mélangée océanique. On utilisera ensuite le modèle général de circulation océanique OPA (Madec et al., 1999), afin de réaliser une simulation forcée la plus proche possible de la réalité. Notre nouveau produit de couche mélangée nous servira à valider la couche mélangée simulée qui est un paramètre clé de notre étude. Enfin, pour étudier les mécanismes de régulation de la SST (SSS), nous disposerons d'un outil mis en place par Jérôme Vialard lors de sa thèse (Vialard, 1997). Il s'agit des bilans intégrés sur la couche mélangée de la température et de la salinité du modèle. L'analyse de ces bilans nous permettra de répondre à certains aspects de notre question et à soulever de nouvelles perspectives sur ce problème.

Notre exposé s'organise en trois grandes parties. La première partie de cette thèse présente le contexte général de ce travail : les caractéristiques générales de l'Océan Indien Nord, son état de connaissance actuel, et les questions scientifiques

que l'on peut se poser sur cet océan. Ceci permet de situer de façon précise le problème physique abordé par la suite.

Dans la deuxième partie, on présente une nouvelle référence du champ de couche mélangée océanique afin de disposer de bases solides pour notre étude. Un tel atlas de couche mélangée peut être utile dans de nombreuses régions du globe et pour divers types d'études comme la validation de modèles numériques, le calcul de bilans de traceurs dans la couche de surface, ou encore l'activité biologique océanique. Ainsi, lors de ce travail, on ne se restreindra pas à l'Océan Indien Nord mais nous utiliserons toutes les données de subsurface à l'échelle mondiale afin d'établir une climatologie de couche mélangée globale. Cette étude propose également une estimation de la couche barrière globale et une comparaison du champ de couche mélangée avec des estimations précédentes. Cela a été par ailleurs l'occasion de mettre en évidence des zones océaniques de compensations verticales où les variations de salinité et de température se compensent en densité. Ce travail a fait l'objet d'un article publié dans le *Journal of Geophysical Research*, joint dans ce chapitre.

Dans la troisième partie, on exposera les résultats des analyses des bilans thermohalins de couche mélangée dans le modèle OPA. Ces bilans thermohalins de surface sont d'un intérêt considérable puisqu'ils gouvernent l'équilibre et l'évolution de la SST et de la SSS. On étudiera la variabilité de la SST (SSS) aux échelles saisonnières et interannuelles, en se focalisant sur les deux bassins de l'Océan Indien Nord, la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale. A l'échelle saisonnière, on pourra comparer nos résultats de modèle à une étude précédente basée sur les dernières observations disponibles. On montrera par exemple l'importance du flux solaire pénétrant dans cette région, ou l'impact de la couche barrière de sel en hiver dans le Golfe du Bengale. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis au *Journal of Climate*, joint dans ce chapitre.

Enfin, la conclusion présente une synthèse des résultats de ce travail et définit les principales perspectives que cette thèse offre.

Chapitre 1

L'Océan Indien Nord

Le but de ce chapitre est de présenter l'état des connaissances actuelles sur l'Océan Indien Nord afin de mieux appréhender son fonctionnement, ses particularités et son rôle dans le système climatique global. Cela permet de situer le problème physique et les questions qui seront abordées dans la suite de cette thèse. Après un rapide historique de la recherche océanographique dans l'Océan Indien Nord, on expliquera ce qui en fait un Océan unique. On décrira ensuite la circulation océanique moyenne et l'hydrologie de ce bassin, puis on présentera les caractéristiques de la variabilité océanique des échelles de temps intrasaisonniers à interannuelles dans l'Océan Indien Nord. Enfin on fera une synthèse de ce premier chapitre et on présentera la problématique abordée par la suite.

1.1 Bref historique

C'est certainement en raison de son éloignement des premiers grands centres de recherche océanographiques du début du XXe siècle (Etats-Unis et Europe), que l'Océan Indien (Figure 1) est resté mal connu jusqu'au début des années 60. L'Océan Indien est ainsi le seul océan où le manque de données a entraîné l'absence d'une masse d'eau importante dans le remarquable ouvrage de Sverdrup et al. (1942), l'Eau Méditerranéenne Australasienne, venant du détroit indonésien (You and Tomczak, 1993).

Les observations

En 1957, l'année géophysique internationale marque le point de départ des programmes internationaux à l'échelle du globe. De septembre 1959 à décembre 1965, l'Expédition Internationale de l'Océan Indien (IIOE, International Indian Ocean Expedition) représente le premier effort international important destiné à étudier l'Océan Indien. Ce programme regroupe les océanographes de 25 nations mettant en jeu, au total, 44 navires de recherche et porte sur toutes les disciplines de l'océanographie. Cela consiste en des relevés hydrographiques sur tout le bassin dont les données sont compilées et interprétées dans un atlas qui reste une référence pour la recherche sur l'Océan Indien (Wyrski, 1971). Cette expédition permet de mieux comprendre la structure de l'état moyen de l'Océan Indien et révèle plusieurs caractéristiques importantes de cet Océan, comme le fort refroidis-

sement de la couche de surface en mer d'Arabie en été (Düing et Leetmaa, 1980). Des études régionales ont également lieu, par exemple, les premiers travaux sur le courant de Somalie pendant la mousson d'été (Swallow et Bruce, 1966). Ce fort courant océanique est le seul au monde à connaître une renverse complète et aussi marquée au cours de l'année. Quelques expéditions sont ensuite conduites dans la mer d'Arabie et le Golfe du Bengale (ISMEX-73, MONEX-77, MONEX-79). La campagne internationale intensive suivante sur l'Océan Indien, INDEX (Indian Ocean Experiment, 1976-1979), a lieu pendant le First GARP Global Experiment (FGGE), qui a pour but d'obtenir une meilleure connaissance de la circulation générale atmosphérique afin d'améliorer les premiers modèles numériques. C'est à cette occasion que les premiers mouillages de longue durée avec courantomètres sont déployés dans l'Océan Indien (Leetmaa et al., 1982; Swallow et al., 1983). Dans les années 80, quelques études locales s'intéressent aux courants de bord ouest comme le courant côtier est africain (EACC, East African Coastal Current) (Swallow et al., 1991), ou le courant de Somalie (Schott, 1983; Schott et al., 1990). Ce courant qui, en été, est une extension de l'EACC, atteint des vitesses parmi les plus élevées du monde (jusqu'à 3.7 m s^{-1}) et sa dynamique reste encore mal comprise actuellement (Schott et McCreary, 2001). Les courants côtiers de l'est et l'ouest de l'Inde qui, eux aussi, connaissent une renverse saisonnière, font également l'objet de travaux publiés (Shetye et al., 1990, 1991a). Au même moment, un nombre croissant de données est obtenu grâce aux expendable BathyThermographs (XBT) lancés par les navires d'opportunité (navires marchands, navires de pêche, tankers) (Reverdin et Fieux, 1987; Donguy et Meyers, 1996), au satellite GEOSAT (e.g., Perigaud et Delecluse, 1992), ou aux bouées derivantes de surface (Molinari et al., 1990; Hastenrath et Greischar, 1991).

Les modèles

Les premières observations importantes sur l'Océan Indien amènent bien entendu des études théoriques et de modélisation numérique afin de comprendre et d'expliquer les phénomènes observés. Plusieurs travaux portent sur le courant de Somalie afin de comprendre son établissement en réponse au démarrage de la mousson (e.g., Lighthill, 1969; Anderson et Moore, 1979; McCreary et Kundu, 1988). Une autre question importante est abordée grâce aux modèles : le bilan de chaleur en Mer d'Arabie et son refroidissement lors de la mousson d'été (Cox, 1981). Des études du bilan de chaleur dans la couche mélangée à partir de modèles unidimensionnels (Shetye, 1986; Molinari et al., 1986), ou tridimensionnels à 1.5 couches (McCreary et Kundu, 1989), donnent les premières réponses sur le contrôle de la variabilité saisonnière de la température de surface (SST, Sea Surface Temperature) en Mer d'Arabie. McCreary et al. (1993) font un remarquable travail d'analyse du cycle de mousson avec un modèle à 2.5 couches. Ils fournissent aussi une revue des études numériques précédentes et soulignent l'importance des effets du forçage à distance du Golfe du Bengale sur la Mer d'Arabie.

Depuis WOCE

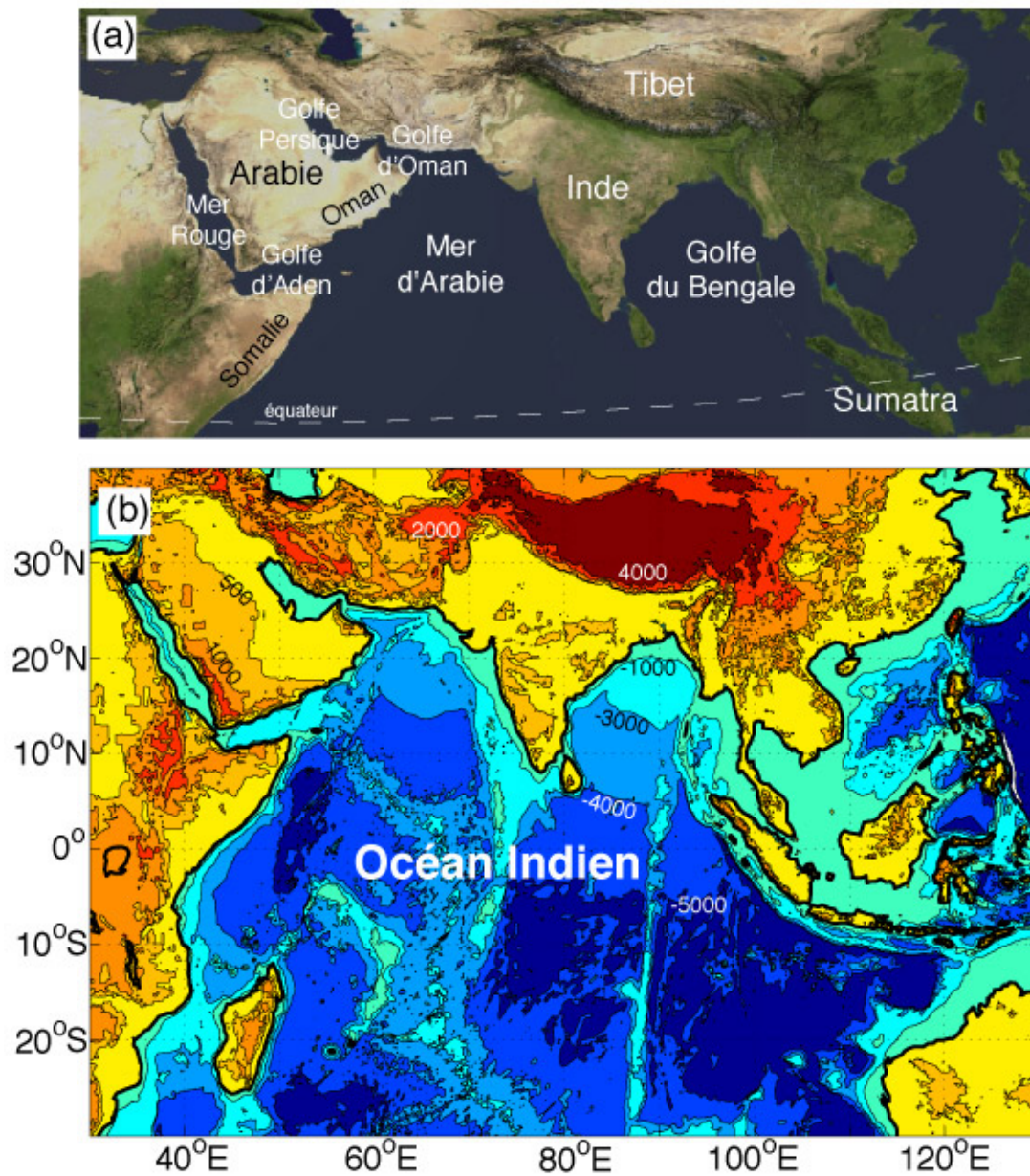


FIG. 1: Vue d'ensemble de l'Océan Indien Tropical. (a) Photo satellite de la partie nord de l'Océan Indien, au nord de 10°N (Department of Geography, California State University, <http://geogdata.csun.edu/>), (b) bathymétrie et relief de l'Océan Indien Tropical et des continents adjacents, Asie, Afrique et Australie (d'après la base de données ETOPO5). On remarquera la situation particulière de l'Océan Indien bordé à l'ouest par les Highlands Est Africain, et au nord par l'Himalaya et le Plateau Tibétin. L'Australie est quant à elle quasiment dépourvue de reliefs majeurs. De plus, cet océan est le seul océan tropical fermé au nord.

Avec l'avènement du programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment) au milieu des années 90, l'activité de recherche sur l'Océan Indien va connaître un nouvel essor qui n'a pas cessé de croître jusqu'à maintenant. Un ensemble de données de qualité est rassemblé, comprenant les distributions des propriétés hydrographiques et des traceurs, les profils de courant mesurés par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), les déploiements de dériveurs de surface et de flotteurs profilants, les mouillages, les sections de XBT et enfin l'altimétrie grâce notamment au satellite TOPEX/Poseidon (T/P) depuis 1993 puis Jason par la suite. Dans l'Océan Indien Nord plusieurs programmes d'observations ont lieu, comme le Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) de 1994 à 1996 dans le centre de la Mer d'Arabie. Cela permet d'amener de nouveaux résultats sur la réponse des couches de surface de l'océan à la mousson (Weller et al., 1998; Lee et al., 2000; Fischer et al., 2002), ou sur la circulation régionale et l'upwelling d'Oman (Flagg et Kim, 1998; Shi et al., 2000). Dans le Golfe du Bengale, les expériences MONTBLEX-90 et BOBMEX-99 fournissent des informations précieuses sur les variabilités journalières et intrasaisonniers de la couche de surface océanique dans cette zone (Sanilkumar et al., 1994; Murty et al., 2000). Dans les sept ou huit dernières années, les études, que ce soit à partir des observations accumulées ou des modèles, commencent à s'intéresser à la variabilité interannuelle. Malgré un cycle saisonnier prédominant dans cette région de mousson, il existe en effet une grande variabilité interannuelle qui se manifeste par exemple par une forte disparité des précipitations de mousson d'une année sur l'autre. Dans un papier pionnier, Reverdin et al. (1986) mettent en évidence le rôle du couplage air-mer dans la variabilité interannuelle de l'Océan Indien équatorial. A la fin des années 90, les travaux sur ce sujet mènent à la découverte d'un mode de variabilité privilégié du système couplé océan-atmosphère dans l'océan Indien Tropical, appelé Mode Zonal de l'Océan Indien (IOZM, Indian Ocean Zonal Mode) ou bien Dipôle de l'Océan Indien (IOD) (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999).

L'IOZM, mais également les nombreuses autres questions soulevées par les études récentes, comme le rôle de l'Océan Indien dans le changement climatique, augmentent l'engouement et la curiosité pour cet océan qui est le moins bien connu et observé des océans tropicaux. Ainsi, de même que l'Océan Pacifique Tropical, dont l'El Niño est surveillé de près par son réseau de bouées TAO (Tropical Atmosphere Ocean), l'Océan Indien Tropical est en train de se doter d'un système d'observations analogue à l'échelle du bassin qui devrait être pleinement opérationnel d'ici le début des années 2010. Ajoutons à cela la puissance de calcul grandissante qui permet maintenant de mettre en place des simulations couplées à l'échelle globale et à haute résolution (e.g., Masson et al., 2005). Il semblerait donc bien que de nouvelles découvertes intéressantes sur cette partie de l'océan soient encore à venir dans le futur.

1.2 Un Océan particulier

Pour bien appréhender la dynamique et les problématiques physiques de l'Océan Indien Nord, il est avant tout nécessaire de connaître l'environnement particulier dans lequel cet océan se trouve. On présentera donc ici la situation géographique

du bassin puis on décrira le phénomène de mousson et les forçages qui en découlent pour l’Océan Indien Nord.

1.2.1 Situation géographique

Situé dans les tropiques, l’Océan Indien Nord est une région unique de l’Océan mondial par bien des aspects. Parmi les trois océans majeurs (Pacifique, Atlantique et Indien), l’Océan Indien est le seul qui ne touche pas à la fois les régions polaires Nord et Sud. L’Océan Indien est complètement fermé au nord, vers le Tropique du Cancer, par la masse continentale de l’Eurasie (Figure 1). Cette masse continentale est en étendue la plus importante de la planète (Eurasie = 55 millions de km², Amérique = 42, Afrique = 30, Antarctique = 13, Océanie = 9). L’Océan Indien est aussi le seul océan ouvert à l’Est dans les basses latitudes, aux alentours de 10°S. Dans sa partie nord, il ne reçoit donc aucune masse d’eau formée dans les régions tempérées ou polaires du nord, et ne peut pas non plus évacuer son gain annuel de chaleur par l’atmosphère (Webster et al., 1998) via le transport océanique de chaleur vers les hautes latitudes nord. D’autre part, les caractéristiques orographiques et les conditions climatiques de la vaste région de l’Eurasie qui entoure l’Océan Indien Nord lui valent un régime météorologique particulier, dit régime alternatif saisonnier des vents de mousson (cf. section 1.2.2). La mousson, élément majeur du système climatique global, va à son tour avoir des conséquences importantes sur la physique et l’hydrologie de l’Océan Indien Nord, lui conférant des caractéristiques singulières (e.g., la renverse saisonnière plus ou moins marquée des courants de surface au nord de 10°S, voir section 1.3.1).

Wyrski (1971) soulignait qu’un front hydrothermal vers 10°S sert de frontière naturelle pour diviser l’Océan Indien en deux bassins : le Nord et le Sud. Ce front est la manifestation des différences dynamiques, thermodynamiques et chimiques des deux bassins. Comme on le verra par la suite, le Nord est dominé par des vents et des précipitations fortement saisonniers. De plus, l’Océan Indien Nord est un océan tropical. Il est donc couplé avec l’atmosphère via la convection atmosphérique. Il est aussi très sensible à la quantité de mouvement atmosphérique de par sa faible épaisseur de couche mélangée de surface (cf. chapitre 2). Ces caractéristiques, ajoutées à la taille relativement petite du bassin, rendent la dynamique de l’Océan Indien Nord fortement dépendante du temps, avec un rôle important des ondes océaniques afin d’équilibrer le régime de circulation avec la renverse saisonnière des vents. Dans le sud la variation temporelle est plus faible, et les caractéristiques des vents et des précipitations sont très similaires à celles rencontrées dans les autres grands bassins subtropicaux des océans.

1.2.2 La Mousson Sud-Asiatique

Le système de mousson

Le mot “mousson” vient de l’arabe “mawsim” qui signifie saison. Au Moyen-Age, il désignait chez les marins arabes la saison des vents favorables à la navigation vers les Indes. De nos jours la mousson désigne un système climatique de renverse

saisonnaire de la circulation atmosphérique et des précipitations associées, dans les régions tropicales et sub-tropicales.

Une explication classique du système de mousson est basée sur le concept brise de terre/mer à l'échelle continentale générée par le contraste thermique terre-océan. Du fait de la grande différence de capacité calorifique entre la terre et l'eau, les continents se refroidissent et se réchauffent beaucoup plus vite que les océans. Ces circulations sont ainsi dues à la différence de chauffage, et donc de température, entre le continent et l'océan. Une basse (haute) pression thermique se développe au dessus des terres en période de réchauffement (refroidissement). Cela engendre des renverses du gradient de température et des vents entre le continent et l'océan adjacent, suivant la progression des saisons. Ces vents parcourent de grandes distances et sont influencés par la force de Coriolis. Dans l'Océan Indien Nord, ils dévient par exemple vers le nord-est après avoir traversé l'équateur. En été, les vents se chargent en humidité en passant au dessus de l'océan et amènent sur le continent les fameuses pluies de mousson. Les deux saisons extrêmes sont souvent appelées saison "humide" et "sèche" plutôt qu'été et hiver¹.

Bien que ce contraste thermique terre-mer joue un rôle important dans le déclenchement et le développement de la mousson (Webster et al., 1998), ce modèle traditionnel de la mousson serait inadéquat pour expliquer de manière satisfaisante la mousson asiatique. Par exemple, même après le début de la mousson, la température de surface du continent est toujours plus froide que celle des océans juste au sud. Les plus importants systèmes de convection atmosphérique et les maxima de pluie de mousson se trouvent au dessus de l'Océan Indien Nord ce qui laisse suggérer une influence de l'océan via la SST. Ainsi, depuis quelques années, on s'aperçoit que l'océan joue un rôle actif dans les mécanismes de la mousson et qu'il faut aussi tenir compte de cette composante océanique si l'on veut comprendre ce système climatique. Selon Chao et Chen (2001), le rôle des continents peut être remplacé par un océan avec une SST suffisamment élevée. Le cycle annuel de la mousson peut alors être vu comme une manifestation de la migration saisonnière du maximum de SST et de la zone de précipitation tropicale (ITCZ, Intertropical Convergence Zone) (Webster et al., 1998; Gadgil, 2003). L'ITCZ tend vers le sud sur les continents pendant l'été austral et vers le nord sur les continents pendant l'été boréal, en oscillant par exemple entre la mousson asiatique en été boréal vers 20°N et la mousson australienne en été austral vers 10°S (Figure 2b). Au total, la moitié des tropiques est soumise au climat de mousson (Asie, Australie, Afrique de l'Ouest, Amériques), soit 25% de la surface du globe (Webster, 1987). La mousson est donc un phénomène climatique majeur dont la compréhension est indispensable dans le cadre du système climatique global.

La Mousson Sud-Asiatique, vents et précipitations

L'Océan Indien est entouré par la plus grande masse continentale de la planète. C'est un des facteurs potentiels qui fait de la Mousson Asiatique la plus intense et la plus spectaculaire du monde. La topographie du continent asiatique est dominée par le Plateau Tibétain qui a une superficie d'environ 1 million de km² et une

¹A moins que ce ne soit précisé, on adoptera les saisons de l'hémisphère nord dans la suite de cette thèse.

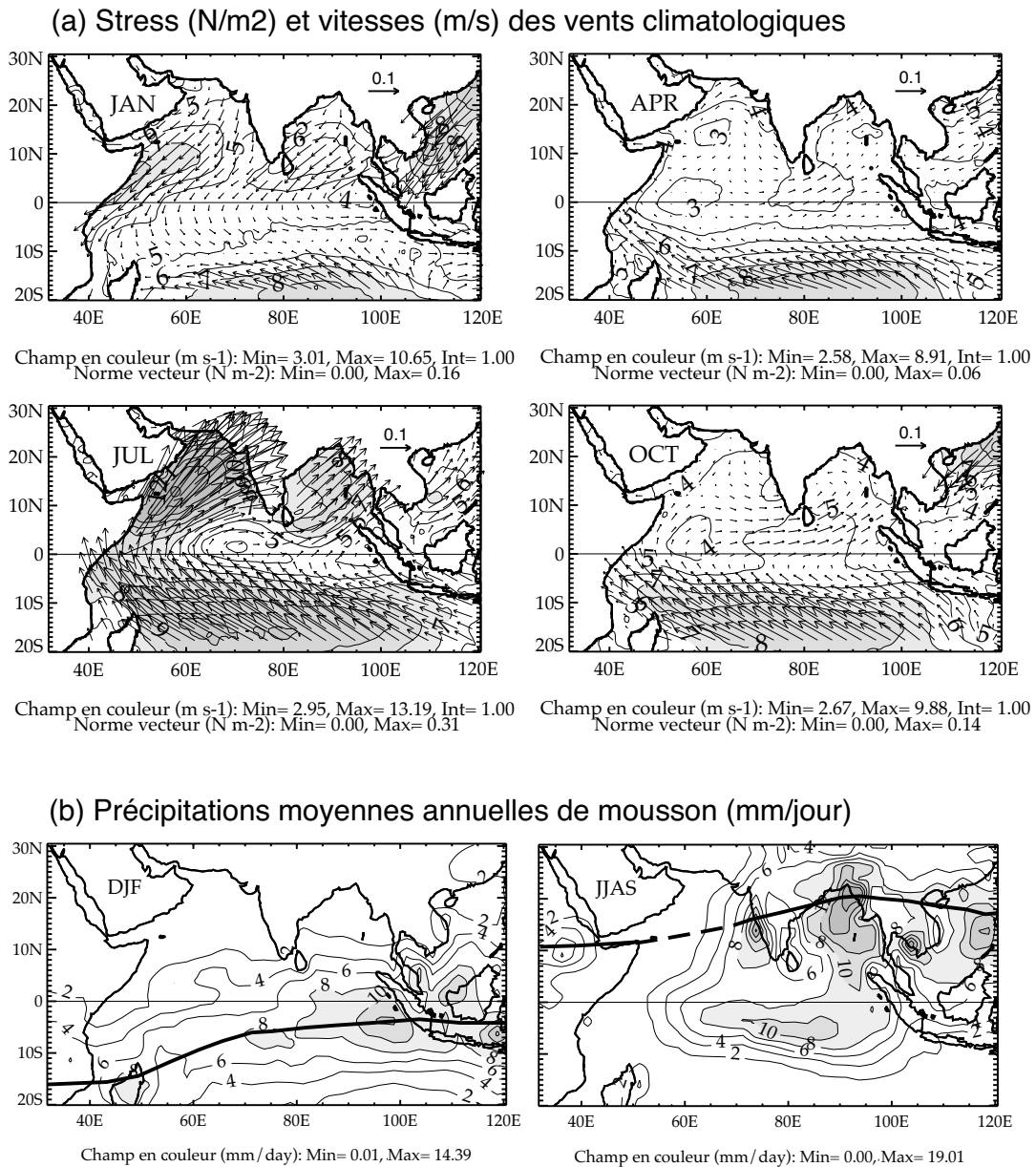


FIG. 2: Climatologie sur la période 1993-2000 (a) des vents et (b) des précipitations de mousson sur l'Océan Indien (JJAS juin-juillet-août-septembre, DJF décembre-janvier-février). Les vents sont issus des données ERS1-2 et les précipitations des données CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation). L'ITCZ est indiqué par un trait noir épais sur les cartes de précipitation. Les précipitations moyennes sur l'Inde en mousson d'été (JJAS) sont de 855 mm (All India Rainfall; Parthasarathy et al., 1994) avec un écart-type interannuel de 84 mm. Il pleut en moyenne 1075 mm sur toute l'année, en comparaison sur Paris il pleut en moyenne 600 mm reparté sur toute l'année (environ 50 mm par mois). La plus forte précipitation mensuelle jamais enregistrée a eu lieu à Cherrapunji dans la partie nord-est de l'Inde en juillet 1861 où il est tombé 9300 mm.

altitude moyenne de 5 000 m (Figure 1). Durant l'été, le plateau agit comme une source de chaleur élevée pour l'atmosphère. Cela crée la zone de basses pressions la plus importante de la planète, couvrant toute l'Asie, alors que se développe une zone de haute pression dans l'Océan Indien subtropical sud (hiver austral). Les conditions sont alors favorables pour qu'une suite de processus mènent à la grande renverse saisonnière des vents et à d'intenses précipitations sur l'Océan Indien Nord et les terres voisines. C'est la mousson d'été, la plus forte des deux moussons, qui dure en moyenne de juin à septembre. Elle se caractérise par des vents de sud-ouest chauds et humides, avec plus de 80% d'humidité et plus de 28 °C pour l'air au niveau de la mer en juin au nord de l'équateur. En Mer d'Arabie, se développe un jet atmosphérique (Findlater, 1969), appelé Jet de Findlater, qui est l'un des vents de surface les plus forts et les plus constants au monde avec des vitesses pouvant atteindre 15 m s^{-1} (Figure 2a). Ce jet, qui est dans la continuité des alizés de l'hémisphère sud, ressemble à un courant de bord ouest océanique, pour lequel les highlands Est-Africains formeraient la frontière ouest. Les forts vents de sud-ouest apportent une quantité considérable d'humidité vers l'Inde qui est relachée sous forme d'intenses précipitations (orages convectifs), en majorité le long des Ghats de l'ouest de l'Inde et sur le Golfe du Bengale (Figure 2b). De juin à septembre, les pluies associées à la mousson sont la source principale d'eau douce pour des millions de personnes en Inde, où certaines régions de l'ouest et du centre reçoivent plus de 90% des précipitations annuelles durant cette période. L'ITCZ couvre alors le Golfe du Bengale, les terres voisines, et l'est de la Mer d'Arabie. Une caractéristique importante de la mousson d'été est que son commencement est rapide et très bien marqué (Fieux et Stommel, 1977), avec notamment une augmentation spectaculaire de l'énergie cinétique du Jet de Findlater d'un facteur 6 en une semaine seulement vers la fin du mois de mai.

En janvier, l'ITCZ se trouve près de l'équateur légèrement dans l'hémisphère Sud. La région au nord de l'ITCZ connaît alors des alizés de nord-est et la région sud, des alizés de sud-est (Figure 2). Cette distribution des vents et de la précipitation est alors similaire à celle des autres zones tropicales de la planète. Le fort refroidissement des masses continentales de Sibérie et d'Asie Centrale crée une zone de haute pression centrée sur la Mongolie qui dirige les vents de la terre vers la mer. L'Océan Indien est relativement protégé de ces vents par la présence des massifs montagneux de l'Himalaya, de l'Afghanistan et de l'Iran. L'Océan Indien situé au nord de l'ITCZ connaît alors des vents de nord-est beaucoup plus modérés qu'en été et directement opposés à ceux-là. Ils transportent des masses d'air fraîches et sèches (moins de 70% d'humidité et moins de 24 °C pour l'air au nord de 15°N en janvier) qui en s'écoulant sur le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie prennent à l'océan de la chaleur et de la vapeur d'eau. Cette renverse saisonnière et cette asymétrie dans la force des vents sur l'Océan Indien Nord est une caractéristique unique de cette zone qui va avoir des conséquences profondes sur l'océan, comme la renverse complète de la circulation superficielle (cf. section 1.3.1).

Pendant la mousson de sud-ouest (été boréal), le Golfe du Bengale et les terres qui l'entourent reçoivent en moyenne 1 500 mm de précipitation. Le système de mousson asiatique a cependant un très large spectre de variabilité, notamment intrasaisonnière et interannuelle (Figure 3). La Figure 3a montre les fluctuations

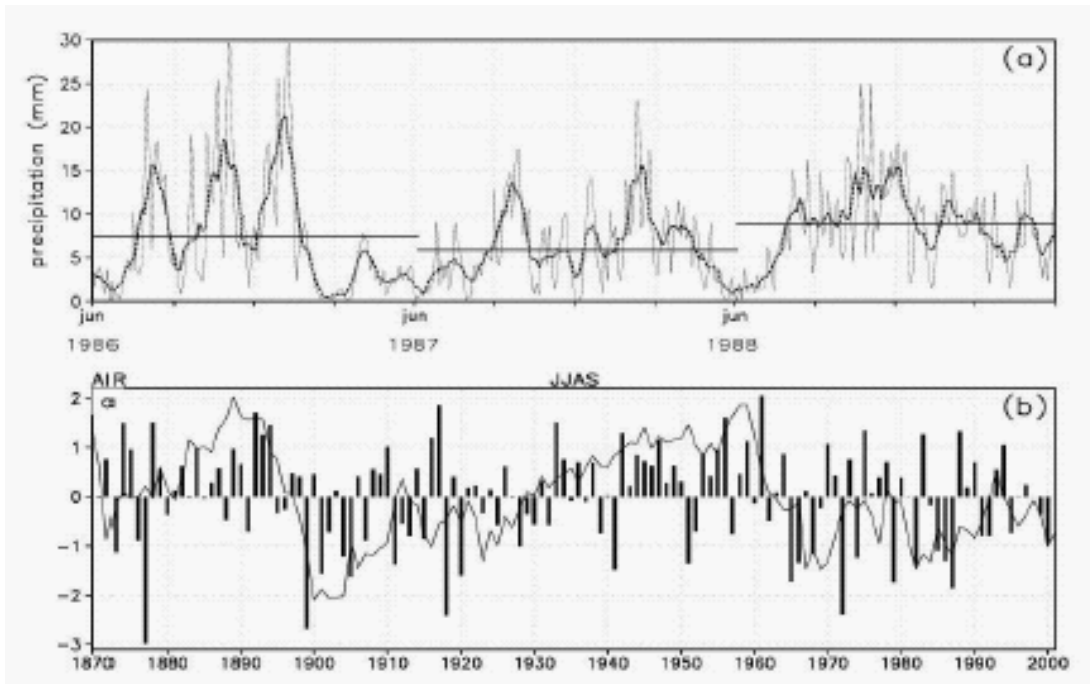


FIG. 3: (a) Illustration de la variabilité synoptique (trait fin), intrasaisonnière (trait épais pointillé), et interannuelle (trait continu), avec les précipitations journalières entre le 1er juin et le 30 septembre pour trois années sur le centre de l'Inde. (b) Variabilité interannuelle des moyennes de précipitations saisonnières pendant la mousson (juin à septembre) d'après l'indice AIR (All India Rainfall, précipitations sur l'Inde) (Parthasarathy et al., 1994), depuis 1870, normalisé par la déviation standard ($\sigma \approx 85$ mm). La variabilité interdécennale de l'indice AIR est aussi indiquée (courbe continue), d'après Goswami (2004).

journalières, dues à des perturbations synoptiques (dépressions), alors que les variations plus lentes dans la saison sont les oscillations intrasaisonnières, dues aux périodes actives (“active conditions”) et de pause (“break conditions”) pendant la mousson. Pendant une période active de précipitation, le Golfe du Bengale connaît habituellement une activité convective sur l'ITCZ qui est la plus forte de toute la zone tropicale. Au contraire, même pendant une période active, la ceinture de précipitation liée à l'ITCZ disparaît pratiquement au dessus de la Mer d'Arabie. Ceci s'explique par une SST assez basse dans la région, qui est due à la réponse de l'océan aux forts vents de la mousson de sud-ouest. Les vents, et les flux air-mer associés, engendrent pendant l'été un refroidissement de l'océan de surface alors que tous les autres océans tropicaux des mêmes latitudes se réchauffent. C'est une autre caractéristique unique de l'Océan Indien Nord. Le refroidissement est plus intense dans l'ouest de la Mer d'Arabie, où les vents sont plus forts (cf. chapitre 3). Ainsi, au contraste nord-sud, s'ajoute un contraste est-ouest dû en grande partie au couplage entre l'océan et l'atmosphère. Pendant la mousson de sud-ouest, l'ITCZ exhibe deux caractéristiques bien contrastées au dessus de l'Océan Indien Nord : au dessus du Golfe du Bengale l'activité convective est souvent plus active qu'ailleurs

dans les tropiques, mais disparaît presque totalement au dessus de l'ouest de la Mer d'Arabie.

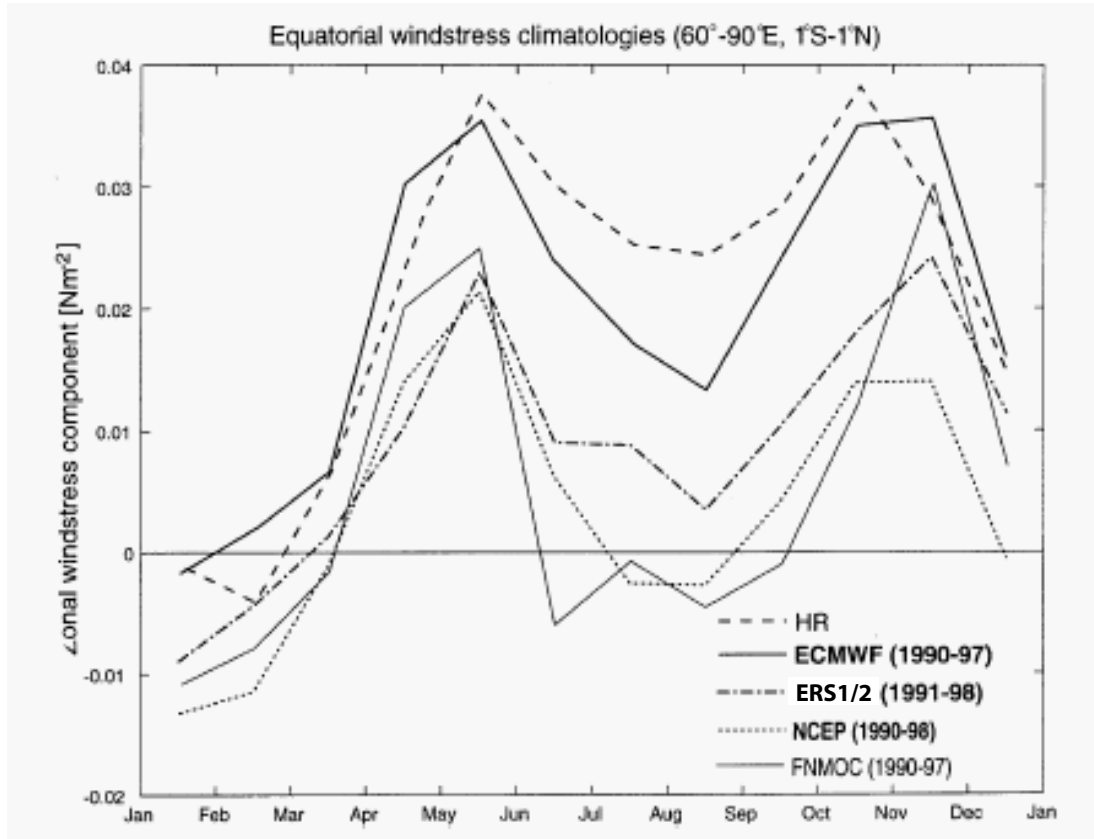


FIG. 4: Cycle saisonnier moyen de la composante zonal du stress de vent à l'équateur. Moyenne sur la bande équatoriale 60-90° E, 1° S-1° N d'après les données ECMWF, FNMOC, NCEP, ERS-1/2 et la climatologie multidécennale de Hellerman et Rosenstein (1983). D'après Schott et McCreary (2001).

Enfin, il est important de noter que les vents ont un forçage unique au dessus de l'Océan Indien équatorial comparé aux autres océans équatoriaux. Les vents ont une forte périodicité semi-annuelle et sont dirigés vers l'est. Leur moyenne annuelle vers l'est est faible, et ils atteignent leur maximum d'avril à juin et d'octobre à novembre (Figure 4). Comme on le verra par la suite (cf. section 1.3.1), cela a des conséquences importantes concernant la dynamique et les caractéristiques équatoriales de cet océan. Sa SST moyenne est notamment chaude le long de l'équateur et son gradient zonal dirigé de l'ouest vers l'est, en contraste marqué avec les autres océans tropicaux.

1.3 Circulation et hydrologie

Les courants de surface dans l'océan sont principalement contrôlés par les vents et contraints par la géométrie des bassins océaniques (gyres subtropicales, courants tropicaux, courants de bords ouest et est, etc). La circulation de fond correspond

quant à elle à des mouvements de masses d'eau éloignées de la surface et à grande échelle. Cette circulation est due à des changements et des différences de densité d'origine thermohaline et est ainsi appelée "circulation thermohaline". Elle est en particulier importante puisqu'elle participe à l'établissement de la structure thermique qui concentre les courants dûs aux vents près de la surface (i.e. au dessus de la thermocline).

Dans cette section on étudiera d'abord la dynamique générale des courants de surface dans l'Océan Indien Nord, qui constituent la composante océanique du phénomène de mousson décrit précédemment. On décrira ensuite la cellule de circulation méridienne mise en évidence récemment dans ce bassin. La partie suivante traitera des caractéristiques hydrologiques moyennes des masses d'eau de surface et de la thermocline. Enfin, on parlera brièvement de la circulation profonde, qui est moins connue et apparemment peu vigoureuse dans cette zone, mais qui semble également jouer un rôle dans l'équilibre thermique du bassin. Cela nous permettra de souligner l'importance de la dynamique de surface dans cet océan. On trouvera une bibliographie plus complète dans Schott et McCreary (2001) et Shankar et al. (2002) qui font une excellente revue de la circulation de mousson dans l'Océan Indien Nord. Les grandes lignes de ces deux articles sont reprises dans la section qui suit (section 1.3.1).

1.3.1 Circulation de surface

Comme on peut s'y attendre, la circulation de surface dans l'Océan Indien Nord change de manière saisonnière en réponse à la circulation atmosphérique de mousson décrite précédemment. En effet, la circulation océanique répond rapidement au vent et s'inverse donc aussi deux fois par an. Les Figures 5 et 6 résument la circulation de surface grande échelle dans l'Océan Indien pour les deux périodes de mousson, hiver et été respectivement. Ces cartes ont été faites à partir de diverses climatologies des courants de surface d'après les données de navires, de bouées dérivantes ou de mouillages (e.g., Hastenrath et Greischar, 1991; Molinari et al., 1990; Shenoi et al., 1999a).

Au sud d'environ 10°S, la direction des courants est pratiquement inchangée d'une saison à l'autre. Dans cette zone, on a une gyre subtropicale analogue à celle des autres océans et dont la circulation s'explique bien avec la relation de Sverdrup. On remarquera que l'arrivée d'eau du détroit indonésien a une influence sur cette circulation (Godfrey et Golding, 1981). Cette eau indonésienne rejoint le Courant Sud Equatorial (SEC) qui est plus fort en été qu'en hiver. Le Courant des Aiguilles au sud de l'Afrique du sud, le Courant du Mozambique et le Courant de la Côte Est Africaine forment le système de courant de bord ouest le long de la côte Est Africaine. Les courants des mers indonésiennes ("Indonesian Throughflow" en anglais) constituent un passage très important pour la circulation thermohaline globale. Ils représentent le flux de retour près de la surface depuis le Pacifique vers l'Atlantique. Ce flux entre dans l'Océan Indien à l'est à travers les passages entre les îles de l'archipel indonésien, et quitte cet océan dans le Courant des Aiguilles. Les estimations de l'amplitude de ce flux sont très variables, entre 5 et 15 Sv, et son transport de masse et de chaleur semble connaître des variabilités intrasaisonnière, saisonnière, et interannuelle. Cette masse d'eau tropicale, dérivée

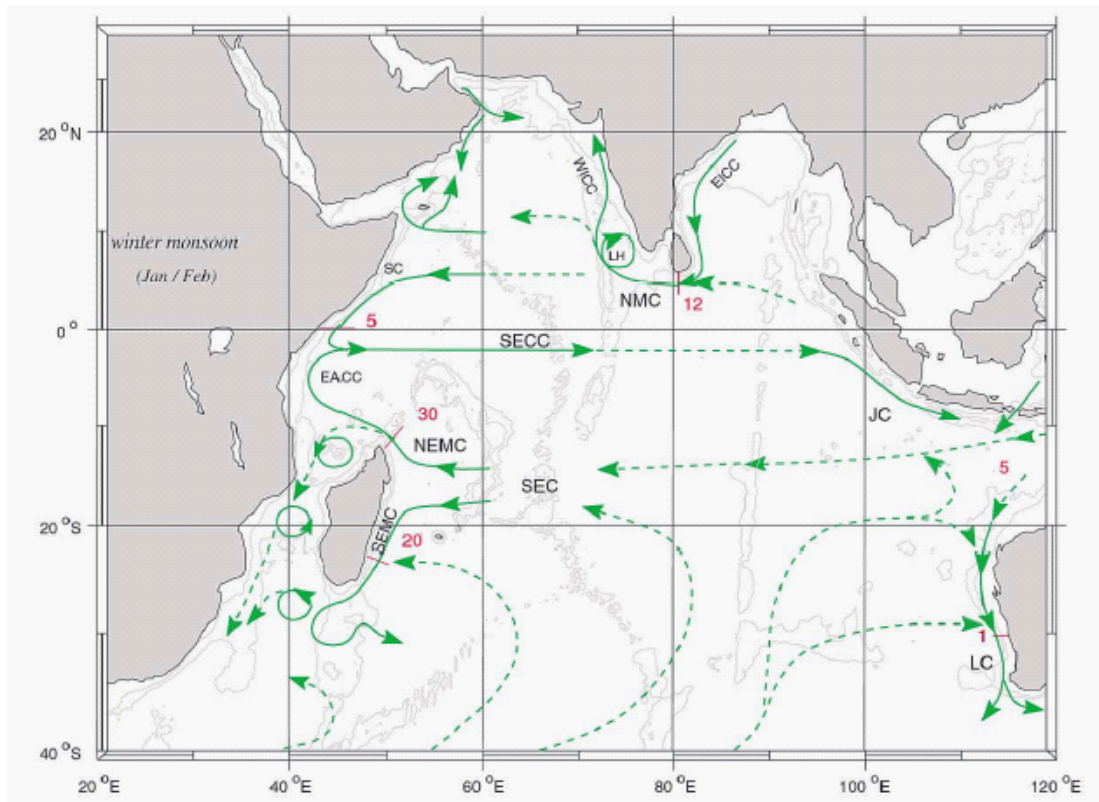


FIG. 5: Représentation schématique des principaux courants de surface dans l'Océan Indien durant la mousson de nord-est (janvier-février). Une estimation des transports à travers les lignes rouges est indiquée en Sv ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), par exemple le courant de Somalie en hiver est peu profond et transporte 5 Sv dans les 150 m en surface avec un sous-courant dans la direction opposée. Les triangles bleus représentent les régions d'upwelling. Les courants représentés par les flèches sont (ces noms peuvent varier selon les auteurs) : le Courant Sud Equatorial (SEC en anglais), le Contre-Courant Sud Equatorial (SECC), les Courants Nord-Est et Sud-Est de Madagascar (NEMC et SEMC), le Courant de la Côte Est Africaine (EACC), le Courant de Somalie (SC), le Courant de la Côte Ouest de l'Inde (WICC), le Tourbillons Anticyclonique de Laccadive (LH), le Courant de la Côte Est de l'Inde (EICC), le Courant de Mousson du Nord-Est (NMC), le Courant Sud de Java (JC), et le Courant de Leeuwin (LC). Les eaux entrant par le détroit indonésien depuis l'est, influencent les SEC et le LC. D'après Schott et McCreary (2001).

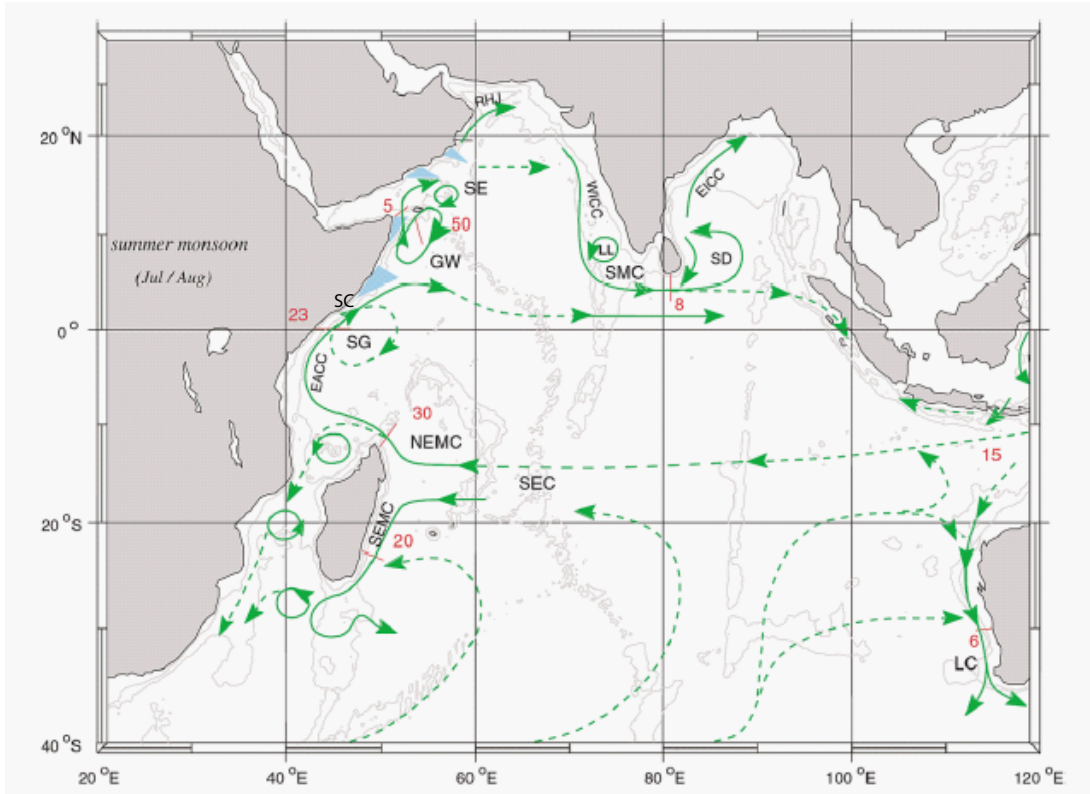


FIG. 6: Représentation schématique des principaux courants de surface dans l'Océan Indien durant la mousson de sud-ouest (juillet-août). Une estimation des transports à travers les lignes rouges est indiquée en Sv ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Les triangles bleus représentent les régions d'upwelling. Les courants représentés par les flèches sont : le Courant Sud Equatorial (SEC en anglais), le Contre-Courant Sud Equatorial (SECC), les Courants Nord-Est et Sud-Est de Madagascar (NEMC et SEMC), le Courant de la Côte Est Africaine (EACC), le Courant de Somalie (SC) associé à la Gyre du Sud (SG), le Grand Tourbillon (GW), le Tourbillon de Socotra (SE), le Jet de Ras el Hadd (RHJ), le Courant de la Côte Ouest de l'Inde (WICC), le Tourbillon Cyclonique de Laccadive (LL), le Courant de la Côte Est de l'Inde (EICC), le Courant de Mousson du Sud-Ouest (SMC), le Dome du Sri Lanka (SD), et le Courant de Leeuwin (LC). Les eaux entrant par le détroit indonésien depuis l'est, influencent les SEC et le LC. D'après Schott et McCreary (2001).

des eaux centrales de l'Océan Pacifique se répand en fait sur les 1000 premiers mètres de la colonne d'eau avec un minimum de salinité marqué sur 600 m de profondeur. Cet écoulement en forme de jet le long de 10°S produit l'un des plus importants systèmes de fronts de la thermocline dans l'Océan mondial (Tomczak et Godfrey, 1994). Cela constitue une nouvelle division de type hydrologique entre l'Océan Indien Nord et Sud. Suivant les auteurs, cette masse d'eau porte différents noms comme Eau Méditerranéenne Australasienne (AAMW) ou bien Eau de la Mer de Banda (BSW), ou encore Eau du Déroit Indonésien (ITW) (cf. section 1.3.3).

En comparant les Figures 5 et 6, on constate qu'à l'opposé de la circulation dans le sud, la circulation dans l'Océan Indien Nord est fortement saisonnière en réponse à la mousson. La première description globale de cette circulation fut effectuée après l'IIOE à partir de données hydrographique et Wyrтки (1971) l'appela la "gyre de mousson à renverse saisonnière", en tant que gyre différente de celles des autres océans. Dans sa vision, la gyre de mousson d'hiver était constituée du Courant de Mousson de Nord-est (NMC) vers l'ouest, du Courant de Somalie (SC) vers le sud-ouest, puis du Contre Courant Sud Equatorial (SECC). La gyre de mousson d'été comprenait la partie nord du Courant Sud Equatorial (SEC) vers l'ouest, le Courant de Somalie (SC) comme courant de bord ouest vers le nord-est, et le Courant de Mousson de Sud-ouest (SMC). Cependant Wyrтки nota que la circulation dans l'Océan Indien est complexe car ces gyres ne fermaient pas proprement, notamment dans la partie est du bassin ou bien au niveau du Courant de Mousson de Nord-est dont une bonne partie bifurque au nord le long de la côte ouest de l'Inde et dans le tourbillon de Laccadive (LH). Cette dernière circulation amène des eaux de basse salinité (Eau du Golfe du Bengale, BBW) vers l'est de la Mer d'Arabie (e.g., Shenoi et al., 1999b). De même le Courant de Mousson de Sud-ouest transporte de l'eau de salinité élevée de la Mer d'Arabie vers le Golfe du Bengale en contournant le tourbillon cyclonique du Dôme de Sri Lanka (SD) (e.g., Vinayachandran et al., 1999). Par ailleurs, la circulation durant la mousson d'hiver est peu profonde par rapport à celle d'été pendant laquelle on observe à plusieurs endroits d'intenses upwellings (Figure 6) et des circulations qui pénètrent plus profondément, affectant le mouvement de masses d'eau au niveau de la thermocline comme dans l'ouest de la Mer d'Arabie. Enfin on peut voir un grand nombre de tourbillons non stationnaires dans les données hydrographiques qui sont liés à la dynamique de la circulation et à une forte variabilité méso-échelle. A plus grande échelle, on constate également la présence de structures tourbillonnaires stationnaires. Le plus vigoureux de ces tourbillons est sans conteste le Grand Tourbillon (GW) qui se développe tous les ans en mousson d'été à environ 300 km au large des côtes de Somalie.

Dans l'Océan Indien Nord, la dérive d'Ekman et les courants géostrophiques participent aux courants de mousson et au transport associé à ces derniers, selon la saison et le lieu. Par exemple, les forts vents de la mousson d'été assurent que la dérive d'Ekman domine en surface alors que la géostrophie domine en dessous de 20 m environ dans le Courant de Mousson de Sud-ouest (SMC) (Shankar et al., 2002). En hiver, le Courant de Mousson de Nord-est (NMC) est surtout un courant géostrophique modulé par la dérive d'Ekman. Ces deux courants de mousson s'étendent sur tout le bassin mais leur mise en place est progressive. Différentes parties des courants apparaissent ou disparaissent et c'est seulement après que les

courants existent de manière continue et à travers tout le bassin. Ils sont donc primordiaux car ils constituent un lien crucial pour les échanges et la circulation entre les deux sous-parties de l’Océan Indien Nord, la Mer d’Arabie et le Golfe du Bengale. Des mesures directes viennent confirmer les observations hydrographiques selon lesquelles les courants de mousson sont peu profonds, avec la plupart des variations limitées aux 100 à 150 premiers mètres sous la surface (Schott et al., 1994; Rao et Sivakumar, 2000). On notera que malgré les fortes différences entre le courant équatorial, que l’on va décrire ci-après, et les deux courants de mousson, ces deux écoulements ont tout de même lieu dans le même goulet d’étranglement limité au nord.

Durant la transition entre les deux moussons, autour de mai et octobre/novembre, la circulation équatoriale de l’Océan Indien présente un phénomène très particulier appelé Jet de Wyrтки (WJ) (Wyrтки, 1973; Reverdin, 1985). En effet les vents d’ouest observés à cette période sur l’équateur (cf. section 1.2.2), forcent de puissants jets dirigés vers l’est (Han et al., 1999). La Figure 7 montre bien ces jets qui peuvent atteindre 1 m s^{-1} et transporter 30 Sv. Ils traversent tout le bassin vers l’est jusqu’au large de Sumatra. On remarquera que le Courant de Mousson de Sud-ouest est confiné dans les 100 premiers mètres et s’étend jusqu’à l’équateur en août 1993. Le Sous Courant Equatorial est lui aussi spécial par rapport à ses homologues de l’Atlantique et du Pacifique puisqu’il n’apparaît habituellement qu’en hiver (février à mai), et dans notre cas (année 1994) également au mois d’août (Figure 7). Cette année 1994 connaît également un faible Jet de Wyrтки en mai. Ces deux derniers points résultent manifestement des anomalies de vents équatoriaux en 1994 qui sont liées à l’événement dipôle dans l’Océan Indien durant cette année (cf. section 1.4.3).

La relation de Sverdrup nous dit que le transport océanique méridional en surface est proportionnel au rotationnel de la tension de vent. Au nord de 10°S , la très forte saisonnalité de la circulation, incluant les Jets de Wyrтки, ne peut pas être expliquée avec cette relation de Sverdrup classique en régime établi. Il est nécessaire de considérer la circulation comme une superposition d’ondes tropicales et côtières forcées localement et à distance, et avec des fréquences allant de l’intrasaisonnier à l’interannuel. Un cadre linéaire simple basé sur trois ondes baroclines, l’onde de Kelvin équatoriale, l’onde de Rossby équatoriale et l’onde de Kelvin côtière, avec la dérive d’Ekman est suffisant pour expliquer le cycle saisonnier des courants de mousson (Shankar et al., 2002). Ces ondes engendrent de forts courants qui se renversent saisonnièrement, comme par exemple, le Courant de Somalie, les deux Courants de Mousson (Sud-ouest et Nord-est), et les Courants Côtiers Ouest et Est Indiens.

Le renversement de courant le plus spectaculaire est sans conteste celui du Courant de Somalie. Ce courant et son système de tourbillons associés (Grand Tourbillon, Tourbillon de Socotra, Gyre du Sud) sont générés à la fois par les vents locaux et par le forçage à distance. En tant que courant de bord ouest il est singulier dans sa structure verticale : son transport moyen dans les 500 m de surface de juin à octobre est d’environ 20 Sv vers le nord-est. De novembre à janvier, le transport dans les 400 m de surface s’annule pratiquement : le transport dans les 125 premiers mètres est aux alentours de 5 Sv vers le sud-ouest, et de 125 m à 400 m le transport est vers le nord-est avec la même amplitude (Schott et al., 1990).

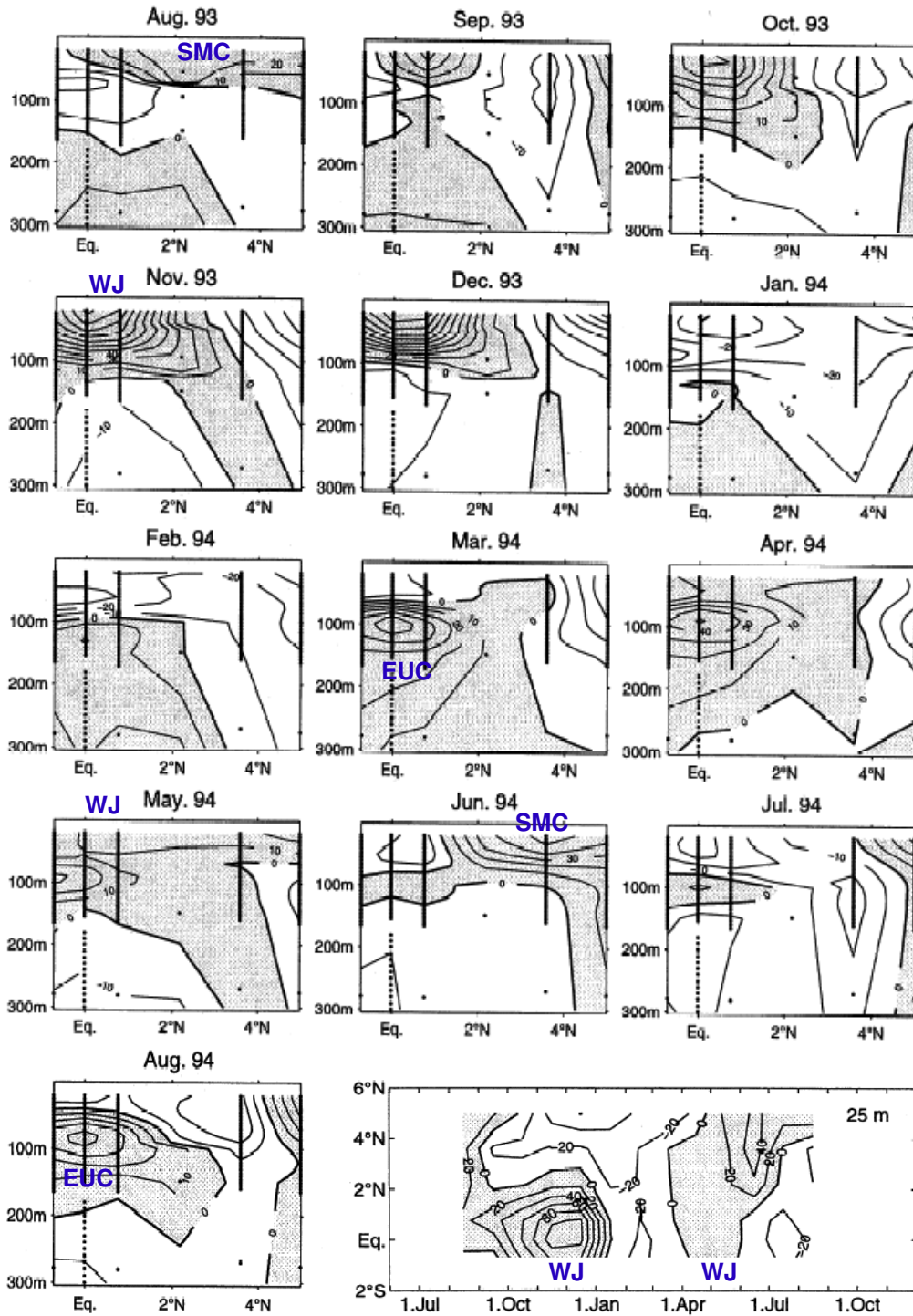


FIG. 7: Coupe meridienne à $80^{\circ}E$ des moyennes mensuelles de la vitesse zonale (intervalle de contour = 10 cm s^{-1}) pour les 300 premiers mètres de surface. Mesures prises par ADCP sur mouillages (traits épais verticaux). Le panneau inférieur droit représente un diagramme Hovmöller des vitesses zonales à 25 m de profondeur (intervalle de contour = 20 cm s^{-1}). On a indiqué sur la figure certains courants : le Courant de Mousson de Sud-ouest (SMC), le Jet de Wyrki (WJ), et le Sous Courant Equatorial (EUC). Les zones grisées indiquent des courants vers l'est. D'après Reppin et al. (1999).

Une autre caractéristique de ce courant et de l’upwelling associé est la formation de “coins froids” (“cold wedges” en anglais) pendant la mise en place du courant à la mousson d’été. Ces “coins froids” migrent vers le nord à mesure que la saison progresse. Le courant de Somalie et ses caractéristiques uniques font clairement partie des processus qui maintiennent la différence de température entre la Mer d’Arabie et le Golfe du Bengale et conduisent à la différence de régime météorologique et de conditions climatiques mentionnée plus haut (cf. section 1.2.2). On étudiera cela plus en détails dans le chapitre 3.

Enfin un dernier aspect important de la circulation concerne les zones d’upwelling. Le cycle annuel des vents le long de l’équateur n’est pas comme dans l’Atlantique ou le Pacifique puisque les vents saisonniers climatologiques dans l’Océan Indien sont dirigés vers l’est en moyenne annuelle et ne provoquent pas d’upwelling équatorial. Ainsi, la température moyenne est chaude le long de l’équateur avec le maximum de SST dans la partie équatoriale est de l’Océan Indien (cas contraire du Pacifique et de l’Atlantique). Un upwelling a pourtant bien lieu dans l’Océan Indien Nord pendant la mousson de sud-ouest le long de la frontière ouest c’est à dire sur les côtes de Somalie et d’Arabie (Figure 6). Des évènements d’upwelling peuvent également avoir lieu au large des côtes sud-ouest de l’Inde. Les upwellings d’Arabie et de Somalie sont forcés par les vents locaux (Jet de Findlater). Des ondes piégées à l’équateur peuvent également jouer un rôle dans l’upwelling en tant que forçage à distance.

1.3.2 Circulation méridienne

Comme on vient de le voir les zones d’upwelling dans l’Océan Indien se trouvent dans le nord-ouest de la Mer d’Arabie et à un moindre degré autour du sous-continent indien. Les zones de subduction quant à elles sont majoritairement dans l’hémisphère sud au niveau de la gyre subtropicale. A l’échelle de temps annuelle, il en résulte une cellule de circulation méridienne trans-équatoriale dans les couches de surface (300 à 400 m de profondeur environ) afin de connecter ces deux régimes (Schott et al., 2004).

Pendant la mousson d’été, les vents ont une composante vers l’est au nord de l’équateur, et vers l’ouest au sud (alizés de sud-est, voir Figure 2). Le transport d’Ekman est donc vers le sud des deux côtés de l’équateur, avec toutefois des vents équatoriaux vers le nord, dirigés contre ce transport et plus forts dans l’ouest du bassin. En hiver, les alizés de sud-est sont confinés au sud de 10°S et on a une bande de tensions de vent vers l’est entre 10°S et l’équateur. C’est principalement à ce moment qu’ont lieu la divergence d’Ekman et la remontée de la thermocline le long de la limite nord des alizés (zone d’upwelling entre 5 et 12°S, Figure 8). Le transport d’Ekman est opposé à la situation d’été. Cependant, la mousson d’été étant la plus puissante (cf section 1.2.2), il en résulte un transport d’Ekman annuel moyen vers le sud en surface à travers l’équateur (Figure 8).

Le transport annuel moyen de Sverdrup trans-équatorial est de 6 ± 1 Sv (calculé à partir des stress de vents NCEP et ERS, Schott et al., 2002). Du fait des caractéristiques spéciales du stress de vent à l’équateur, le transport de Sverdrup est peu profond et est égal au transport d’Ekman (Miyama et al., 2003). Ces deux transports constituent la cellule de circulation peu profonde trans-équatoriale Ek-

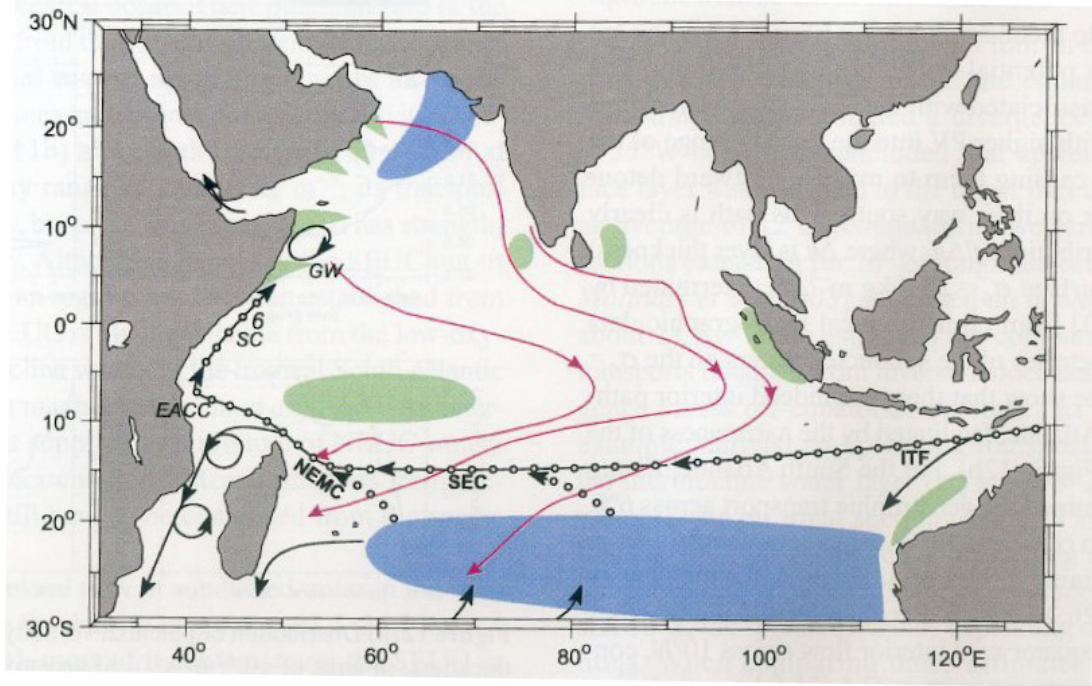


FIG. 8: Représentation schématique de la cellule de circulation méridienne trans-équatoriale dans l'Océan Indien, avec les zones de subduction (bleu) et d'upwelling (vert) qui participent à la cellule. Sont indiqués sur la figure : l'écoulement du détroit indonésien (ITF), le Courant Sud Equatorial (SEC), le Courant Nord-Est de Madagascar (NEMC), le Courant Côtier Est Africain (EACC), le Courant de Somalie (SC), le Grand Tourbillon (GW). Les flèches de couleur magenta montrent les trajectoires de surface de retour de la cellule depuis les zones d'upwelling au large de Somalie, d'Oman et à l'ouest de l'Inde. D'après Schott et al. (2004).

man/Sverdrup. C'est la partie de l'écoulement près de la surface, vers le sud et à l'intérieur du bassin. La branche de circulation allant vers le nord a lieu principalement dans le Courant de Somalie. Les eaux qui remontent au nord semblent provenir du courant dans le bassin depuis le sud de 30°S, de la zone de subduction du sud-est de l'Océan Indien (au nord de 30°S), et du Pacifique via les détroits indonésiens.

On notera la présence de deux autres cellules de circulation méridienne (Figure 9). D'une part, dans l'hémisphère sud, dans la bande 5°S - 12°S, le pompage d'Ekman, la remontée de la thermocline ou encore l'activité biologique montrent la présence d'un upwelling dont le transport dans la zone 2°S - 12°S, 50 - 90°E serait de 5 à 8 Sv (Miyama et al., 2003). Ce régime d'upwelling laisse penser qu'une autre circulation méridienne peu profonde peut exister, la cellule subtropicale de l'Océan Indien sud (STC, subtropical cell). Les eaux de la thermocline de cet upwelling pourraient provenir de la subduction dans le sud-est de l'Océan Indien, de la recirculation dans l'ouest, ou du détroit indonésien. D'autre part, au niveau de l'équateur, une petite circulation méridienne aussi appelée rouleau équatorial semble se développer dans la couche de surface (≈ 50 m, Figure 9) en réponse aux

vents de surface dirigés vers le nord (sud) en été (hiver). Cependant, cette cellule a peu d'effets diapycnaux et a donc peu de conséquences en ce qui concerne le transport méridien de chaleur (Schott et al., 2002; Miyama et al., 2003).

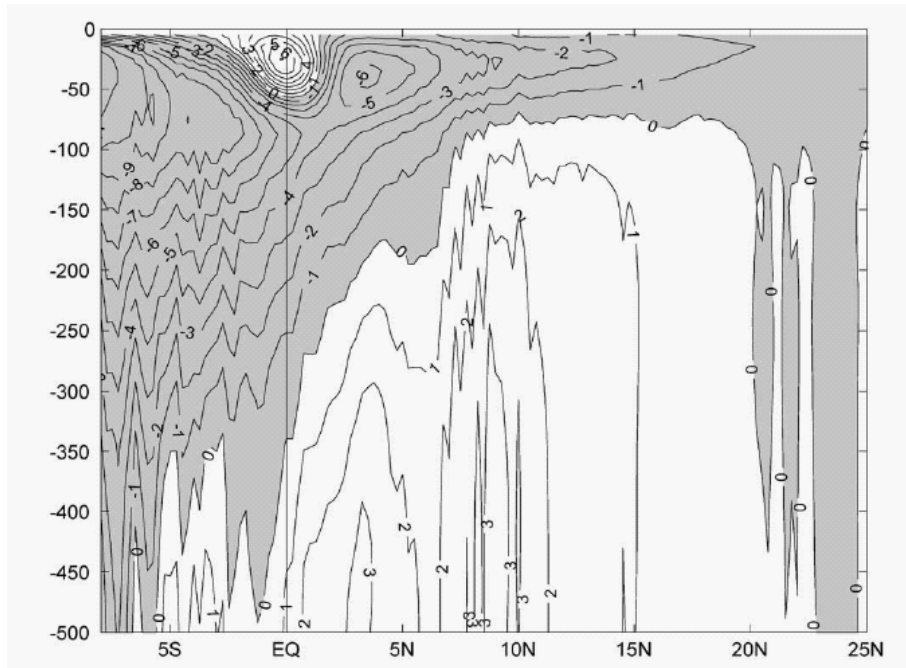


FIG. 9: Fonction de courant méridienne dans les 500 premiers mètres, calculée dans l'Océan Indien Nord à partir du champ de vitesse annuel des sorties du modèle océanographique du JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology). On distingue la cellule de circulation trans-équatoriale, le rouleau équatorial dans les 50 premiers mètres, et l'upwelling au sud de 3°S.

Il y a deux zones de subduction et plusieurs zones d'upwelling dans l'Océan Indien. La zone principale de subduction est celle du sud-est de l'Océan Indien subtropical, avec un total de subduction de l'ordre de 36 Sv, dont 12 Sv seulement correspondent aux profondeurs d'upwelling du nord vers 150 m. L'eau formée est l'Eau Centrale Indienne (ICW) présentant un maximum de salinité, analogue aux Eaux Centrales formées dans le Pacifique et l'Atlantique. En mousson d'hiver, dans le nord de la Mer d'Arabie, on a également une subduction d'eau salée qui peut remonter à la surface localement ($\simeq 0.5$ à 1 Sv). Cette eau est l'Eau de Forte Salinité de Mer d'Arabie (ASHSW, Prasanna Kumar et Prasad, 1999). Les eaux subductées au sud sont advectées par le Courant Sud Equatorial (SEC) et une partie ($\simeq 6$ Sv) bifurque vers le nord dans le Courant Côtier Est Africain (EACC) puis dans le Courant de Somalie (SC) à des profondeurs de l'ordre de 50 à 300 m. Les principaux upwellings ont lieu le long des côtes de Somalie dans des zones en forme de coin formées par l'advection vers le large au nord des deux grandes gyres d'été (Gyre du Sud et Grand Tourbillon). L'upwelling moyen annuel y est de l'ordre de 4 Sv. Le long des côtes d'Oman il est de l'ordre de 1 Sv et est associé à des filaments qui amènent les eaux remontées loin des côtes dans la Mer d'Arabie (Fischer et al., 2002; Vecchi et al., 2004). Il y a enfin des upwellings en océan ouvert

dans le nord de l'Océan Indien en été, qui correspondent aux zones de pompages d'Ekman positif. Cela arrive sous forme de domes cycloniques à l'est et à l'ouest de la pointe sud de l'Inde et du Sri Lanka (McCreary et al., 1993; Vinayachandran et Yamagata, 1998; Miyama et al., 2003).

1.3.3 Hydrologie

Une grande partie de la connaissance de la circulation tridimensionnelle des océans vient de l'étude de "masses d'eau" identifiables grâce à des propriétés physiques et chimiques particulières. En général, les propriétés retenues pour identifier une masse d'eau sont la température et la salinité. Ces quantités sont conservatrices, faciles à mesurer et ne sont modifiées qu'en surface² par échange avec l'atmosphère et la glace de mer. Au sein de l'océan les seules modifications sont dues au mélange de masses d'eau adjacentes. Les masses d'eau peuvent se définir par une zone d'accumulation dans un diagramme T-S (Open University Course, 2002).

La Figure 10 montre le diagramme T-S des masses d'eau de l'Océan Indien. Dans les deux sections précédentes, nous avons abordé la circulation des masses d'eau de surface et de la thermocline dans l'Océan Indien Nord. En surface les caractéristiques des masses d'eau varient rapidement avec les saisons. On trouve par exemple l'Eau du Golfe du Bengale (BBW), très peu salée et qui s'étend en surface dans tout le Golfe, ou encore en subsurface, sous la couche mélangée, l'Eau de Forte Salinité de Mer d'Arabie (ASHSW). Nous reparlerons plus en détail de la structure thermohaline et de la variabilité des couches de surface dans la section 1.4.

Les deux masses d'eau principales qui occupent la thermocline de l'Océan Indien sont l'Eau Centrale Indienne (ICW) et l'Eau Méditerranéenne Australasienne (AAMW). Etant fermé au nord dans les subtropiques, l'Océan Indien Nord n'a pas de convergence subtropicale. Si l'eau de sa thermocline est renouvelée c'est par les tropiques et depuis le sud. Comme on l'a vu précédemment, l'ICW et l'AAMW peuvent contribuer en partie à ce renouvellement. Mais la remontée de ces eaux est assez localisée et il semblerait que le renouvellement de la thermocline soit lent. Dans le Golfe du Bengale la concentration en oxygène tombe en dessous de 0.5 ml l^{-1} au dessus de 600 m de profondeur, et en dessous de 0.2 ml l^{-1} à 200 m. Dans la Mer d'Arabie, on est en dessous de 0.2 ml l^{-1} de 200 m à 1000 m de profondeur. Ces valeurs, parmi les plus faibles de la thermocline de l'océan mondial, indiquent un taux de renouvellement très lent pour les eaux de la thermocline de l'Océan Indien Nord.

Nous venons ainsi de décrire la circulation des masses d'eau de surface dont les échelles de temps sont de l'ordre de la saison à l'année. Dans la section suivante, nous nous intéresserons aux masses d'eau de la partie basse de la thermocline ("eaux intermédiaires") et de fond ("eaux profondes") séparées de tout contact avec l'atmosphère sur des périodes de l'ordre de plusieurs dizaines d'années au millier d'années.

²Si on néglige l'apport de chaleur à travers la croûte terrestre et la précipitation de sel sur le fond des océans.

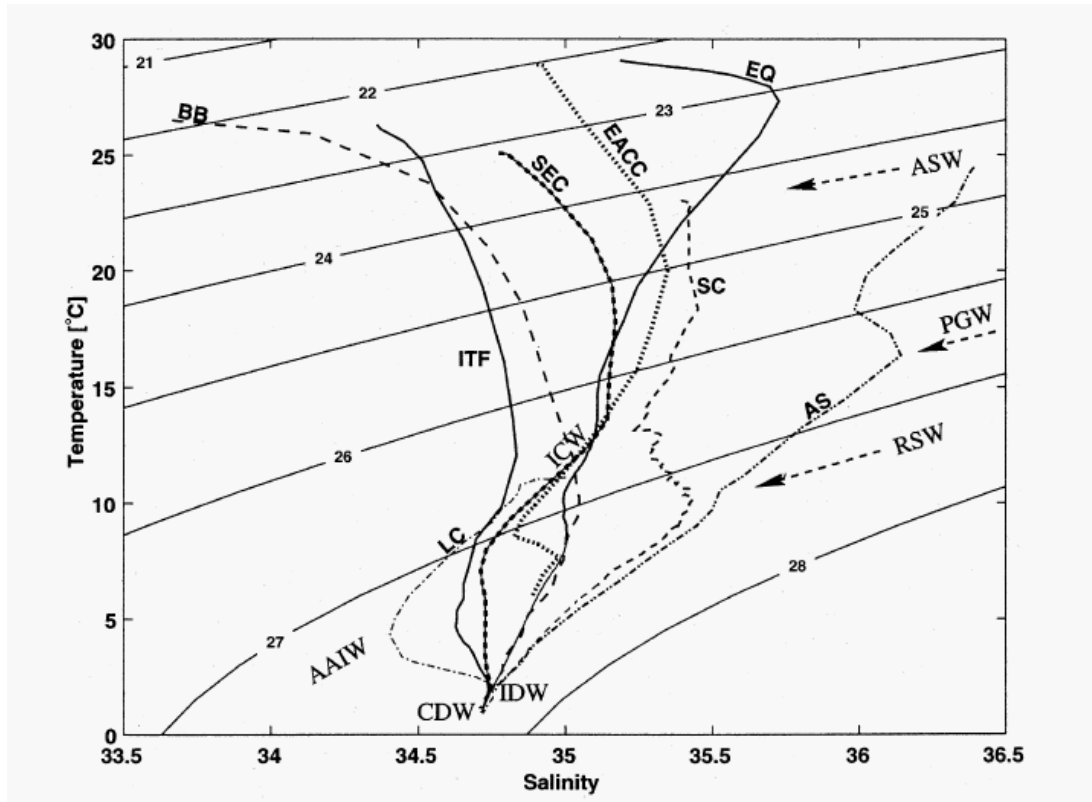


FIG. 10: Diagramme T-S des masses d'eau dans l'Océan Indien. Données climatologiques pour le Golfe du Bengale (BB), le nord de la Mer d'Arabie (AS), la région équatoriale du bassin ouest (EQ), le Courant sud Equatorial (SEC), la sortie ouest du détroit indonésien (ITF), et le courant de Leeuwin (LC). La courbe du Courant de Somalie (SC) est faite à partir des mesures d'août 1993 dans le coin d'upwelling du nord. La partie centrale des masses d'eau est indiquée : Eau Profonde Circumpolaire (CDW), Eau Profonde Indienne (IDW), Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW), Eau Centrale Indienne (ICW), Eau de la Mer Rouge (RSW), Eau du Golfe Persique (PGW), et Eau de la Mer d'Arabie (ASW). Les profils correspondent à la saison d'hiver de leur hémisphère.

1.3.4 Circulation thermohaline

La circulation en dessous de la thermocline dans l'Océan Indien Nord (et dans l'Océan Indien) est encore maintenant peu connue et reste un sujet de débat scientifique. Les différents résultats peuvent dépendre des observations et des méthodes d'analyses ainsi que des modèles utilisés.

Les eaux de la Mer Rouge et du Golfe Persique

Dans la partie sud de l'Océan Indien (au sud de 10°S), comme dans le Pacifique ou l'Atlantique ce sont les Eaux Antarctiques Intermédiaires (AAIW) qui occupent la partie de l'océan comprise entre 500 et 1500 m environ. Cette masse d'eau ne peut pas se répandre vers le nord à cause du système de courants équatoriaux. De plus, l'écoulement trans-équatorial sous le Courant de Somalie se fait vers le sud empêchant toute progression de cette masse d'eau vers le nord. Dans l'Océan Indien Nord, les seules sources capables de fournir de l'eau à des profondeurs situées sous la thermocline sont la Mer Rouge et le Golfe Persique, qui donnent lieu à deux masses d'eau intermédiaires : l'Eau du Golfe Persique (PGW) et l'Eau de la Mer Rouge (RSW). Ces deux bassins sont des bassins d'évaporation intense avec des salinités très élevées pouvant dépasser 40 PSU.

Les eaux de la Mer Rouge se répandent dans le Golfe d'Aden à travers le détroit de Bab El Mandeb qui présente un seuil étroit de 160 m de profondeur. Murray et Johns (1997) ont estimé l'écoulement moyen annuel vers le Golfe d'Oman à 0.39 Sv avec une forte saisonnalité. La RSW descend dans le Golfe à son niveau de stabilité qui est vers 700 m avec une densité $\sigma_\theta = 27.2$, et un maximum de salinité caractéristique de 39 PSU à l'entrée de l'Océan Indien. Le principal passage de la RSW vers la Mer d'Arabie est entre Socotra et l'Afrique, puis cette masse d'eau longe les côtes de l'Afrique où un maximum de salinité peut être détecté à près de 1400 m de profondeur jusque dans le Canal du Mozambique vers 20°S. Beal et al. (2000) ont montré que la majeure partie de la RSW est exportée le long de la frontière ouest vers le Canal du Mozambique, avec peu ou pas d'extension vers la partie est de l'Océan Indien Nord. Le Golfe Persique est peu profond, environ 60 à 80 m seulement, et s'approfondit à 100 m au niveau du détroit d'Hormuz qui n'est donc pas un seuil. La PGW se répand en Mer d'Arabie entre 250 et 300 m ($\sigma_\theta = 26.6$). Elle est marquée par un maximum de salinité entre 37.5 et 38.5 PSU, et le débit de cette eau dans la Mer d'Arabie est en moyenne annuelle de 0.28 Sv (Schott et McCreary, 2001). La PGW se répand dans tout le nord de la Mer d'Arabie et perd son identité plus au sud. On peut cependant la détecter à 500 m de profondeur au niveau de Madagascar.

La circulation profonde

On sait depuis longtemps que l'Eau de Fond Antarctique (AABW, en dessous de 3800 m) et l'Eau Profonde Circumpolaire (CDW, entre 3800 et 2500 m de profondeur environ) entrent dans l'Océan Indien à l'ouest au large de Madagascar et de l'Afrique de l'Est, et à l'est le long de la dorsale du 90°E dans le Bassin Ouest Australien. Ces masses d'eau arrivent finalement dans l'Océan Indien Nord jusque dans le Bassin d'Arabie et dans le Bassin Indien Central Median. A cet écoulement

doit alors correspondre un upwelling graduel de ces masses d'eau vers les masses d'eau supérieures afin de boucler la circulation méridienne de retour. Cette transition étant progressive, on appelle parfois Eau Profonde Indienne (IDW) la masse d'eau comprise entre l'AABW et les eaux intermédiaires (entre 3800 et 1500-2000 m de profondeur). Warren (1981) estima l'écoulement entrant à 16 Sv à travers une section hydrographique à 18°S. Ce transport, une fois distribué uniformément sur la surface au nord de cette latitude, donne une vitesse d'upwelling profond de $4 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$, soit environ trois fois plus que celle estimée dans le Pacifique ou l'Atlantique. D'autres estimations plus récentes donnèrent entre $12 \pm 3 \text{ Sv}$ ou encore $27 \pm 10 \text{ Sv}$. Plus récemment, en utilisant un modèle inverse, Ganachaud et al. (2000) obtinrent un écoulement entrant de $11 \pm 4 \text{ Sv}$ à travers trois sections à 32°S, 20°S et 8°S, avec un débit entrant du détroit indonésien de $15 \pm 5 \text{ Sv}$. Ces différences entre les estimations par observations et par modèles n'ont pas encore été expliquées de manière satisfaisante. Une des grandes énigmes qui perdure en océanographie de nos jours est l'upwelling associé à cette cellule de circulation profonde. Un upwelling profond moyen de $4 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ associé à cette cellule nécessiterait une diffusion verticale d'environ $4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, ce qui est plus d'un ordre de grandeur supérieur à la diffusivité diapycnale tourbillonnaire dans l'océan profond loin d'une forte topographie ($\simeq 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, Munk et Wunsch, 1998). Des études portant sur les zones de la dorsale des Mascareignes pourraient aider à réévaluer ce coefficient de diffusivité à la hausse. Le rôle de la marée comme gigantestque "agitateur" de l'océan offre également une piste de recherche sur ce sujet.

Comme nous venons de le voir, la dynamique des deux fluides, océan (en surface) et atmosphère est étroitement couplée dans l'Océan Indien Nord, avec une première échelle de variabilité saisonnière bien marquée dans les deux milieux. Ainsi après avoir décrit le phénomène de mousson et la dynamique océanique associée, on présentera dans la suite le rôle potentiel de l'Océan Indien Nord dans la mousson et dans le système couplé océan-atmosphère, puis les modes de variabilité climatique dominants de cet océan (saisonnier, interannuel et intrasaisonnier).

1.4 Variabilité intrasaisonnière à interannuelle de l'Océan Indien Nord

Alors que la prévision saisonnière dans le Pacifique commence à être opérationnelle, le fonctionnement du système couplé terre-océan-atmosphère dans l'Indien présente encore plusieurs points problématiques et reste un domaine de recherche très actif. Ainsi, bien que la prévision de la variabilité dans la région soit vitale pour des millions voire des milliards de personnes, celle-ci reste encore mal comprise et limitée actuellement. Dans un premier temps, on discutera du rôle de la composante océanique dans le système couplé et le climat de l'Océan Indien Nord, puis on présentera les échelles de temps majeures sur lesquelles l'océan et le système couplé oscillent et varient. Lorsque l'on pourra, on discutera également des mécanismes en jeu dans ces différents modes de variabilité.

1.4.1 Le couplage océan-atmosphère

L'Océan Indien tropical et les continents qui l'entourent abritent l'une des composantes les plus énergétiques du système climatique terrestre : le système de mousson Asie-Australie-Afrique (cf. section 1.2.2). La variabilité de la mousson, tant aux échelles intrasaisonnnières qu'interannuelles, exerce une influence considérable sur les aspects socio-économiques de nombreuses régions. Il y a en outre de plus en plus de preuves qui permettent de penser que le réchauffement associé à la mousson influence le climat global (e.g., Rodwell et Hoskins, 1996). Ainsi un très grand nombre d'articles et d'ouvrages présentent et discutent la variabilité de la mousson (e.g., Lighthill et Pierce, 1981; Webster et al., 1998). Malgré cela, simuler le cycle annuel et la variabilité de la mousson reste un des défis les plus ardues pour la communauté des modélisateurs (Sperber et Palmer, 1996; Gadgil et Sajani, 1998).

L'océan est couplé à l'atmosphère essentiellement à travers les flux de chaleur et d'eau douce qui dépendent très fortement de la SST³. Plusieurs études ont montré que la SST dans l'Océan Indien Nord est une variable très importante du système de mousson. Dans une étude du cycle annuel de la mousson à l'aide d'expériences de modélisation, Shukla et Fennessy (1994) ont montré des réductions spectaculaires des pluies de mousson sur la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale quand on retire le cycle annuel de SST et le flux solaire. Ces expériences montrent que le cycle annuel de SST dans l'Océan Indien Nord et les processus liés aux surface continentales sont deux composantes essentielles du système de mousson. Si un modèle couplé océan-atmosphère n'est pas capable de simuler le cycle annuel de SST observé, il est peu probable que la circulation de mousson et les précipitations associées soient exactes. L'Océan Indien Nord devient le plus chaud de la planète en avril-mai avec le développement d'une "warm pool" (cf. section a.) juste avant le déclenchement de la mousson d'été. Joseph (1990) a montré que le moment du déclenchement de la mousson dépend des SSTs dominantes dans l'Océan Indien Nord et que ces SSTs pourraient forcer ce déclenchement.

Aux échelles de temps interannuelles, malgré l'influence importante d'ENSO sur les variations de la mousson (e.g., Slingo et Annamalai, 2000; Lau et Nath, 2000), la variabilité de la SST dans l'Océan Indien peut aussi influencer les moussons, particulièrement les années où les anomalies de SST sont fortes localement et/ou les anomalies dans le Pacifique tropical sont faibles et insignifiantes. Un tel fonctionnement est possible car une grande partie de l'Océan Indien Tropical est dans une région de "warm pool" (SST > 28 °C, voir Figure 11a). De par la non linéarité de l'équation de Clausius-Clapeyron une petite variation de SST ($\simeq 0.5$ °C) peut avoir un grand impact sur le flux d'humidité et donc sur la convection tropicale (Zhang, 1993). Ainsi on s'attend à ce qu'une fluctuation modérée de SST sur l'Océan Indien Nord au printemps ait un fort impact sur la mousson suivante à travers les changements d'évaporation et de convergence d'humidité. Plusieurs études observationnelles indiquent une relation causale entre les anomalies de SST dans l'Océan Indien Nord et la mousson d'été (Shukla et Misra, 1977; Weare, 1979; Rao et Goswami, 1988). Clark et al. (2000) propose une relation de prévision entre la SST en Mer d'Arabie en automne et hiver avec la mousson de l'année d'après,

³Le couplage océan-atmosphère se fait également par les flux de gaz tel que le CO₂ qui peuvent modifier l'équilibre radiatif atmosphérique.

et montre une relation entre cette SST et l’oscillation troposphérique biennale (Meehl, 1997). En utilisant un modèle numérique d’atmosphère, Shukla (1975) montra également l’importance des anomalies de SST dans l’Océan Indien Nord pour la mousson indienne, et ces résultats ont été confirmés dans une étude récente par Arpe et al. (1998).

Aux échelles de temps intrasaisonnières, Vecchi et Harrison (2002) montrent que des refroidissements de SST intrasaisonniers dans le Golfe du Bengale précèdent les “break” de la mousson d’environ une semaine, mettant en avant que les interactions air-mer peuvent être un facteur significatif pour la variabilité intrasaisonnière de la mousson. En résumé, l’impact de la SST dans l’Océan Indien Nord sur la mousson semble évident à plusieurs échelles de temps. Bien que les anomalies de SST soient petites en valeur et en surface (comparée au phénomène grande échelle de mousson), et malgré les problèmes pour simuler la mousson, on doit donc essayer de mieux comprendre les effets de ces anomalies de SST dans la “warm pool” sur la mousson indienne.

1.4.2 Cycle saisonnier

a. SST, SSS et SLA

La Figure 11 montre l’état moyen annuel et le cycle saisonnier des variables thermodynamiques de surface dans l’Océan Indien Nord : la température (SST), la salinité (SSS) et l’anomalie du niveau de la mer (SLA).

La région de l’Océan mondial dont les eaux de surface dépassent les 28 °C est appelée le réservoir d’eau chaude ou “warm pool”. Cette zone s’étend depuis le Pacifique équatorial ouest jusque dans la quasi totalité de l’Océan Indien Nord à l’exception de sa partie ouest le long des côtes africaines et arabes qui connaissent des SSTs inférieures à 20 °C en été à cause des upwelling (Figure 11a). C’est dans cette zone que l’on peut observer les maxima de température de l’océan libre atteignant 30 à 32 °C dans le nord de la Mer d’Arabie. Les plus chaudes SSTs ne s’observent pas durant l’été comme dans les autres océans tropicaux (à cause principalement des vents de mousson de sud-ouest), mais plutôt au printemps (avril-mai) durant les périodes de vents calmes. La température de surface dépasse alors les 29 °C sur la majeure partie de l’Océan Indien nord. C’est en mai que la “warm pool” sur l’Océan Indien est la plus vaste occupant la totalité de l’Océan Indien Nord. Avec l’arrivée de la mousson d’été l’Océan Indien Nord se refroidit, notamment en Mer d’Arabie. La SST en automne est similaire à celle de printemps avec 1 °C de moins en général. Quelle que soit la saison, le gradient méridien de SST le plus fort est dans la partie sud de l’Océan Indien. On se reportera au chapitre 3 pour une discussion plus détaillée sur le cycle saisonnier de la SST et les mécanismes associés.

L’Océan Indien Nord se divise naturellement en deux régions géographiques séparées par le sous-continent indien : la Mer d’Arabie et le Golfe du Bengale. Situés sensiblement à la même latitude, les caractéristiques hydrologiques superficielles de ces deux bassins diffèrent non pas par leur température mais par leur salinité et donc leur densité (Figure 11b). A la dissymétrie nord-sud de l’Océan Indien (circulation et hydrologie, cf. section 1.2), s’ajoute donc une dissymétrie est-ouest

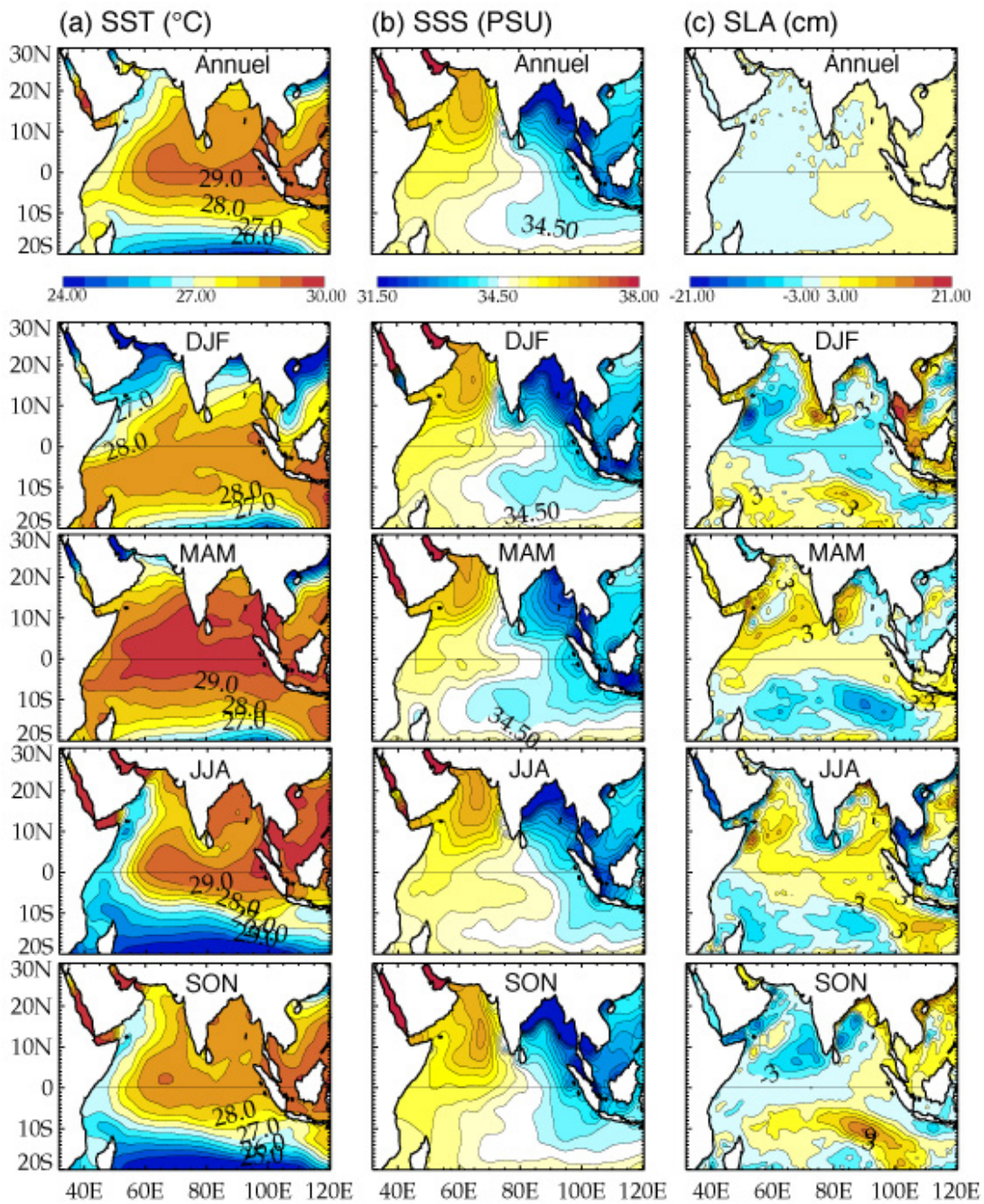


FIG. 11: État moyen annuel et cycle saisonnier de (a) la température de surface océanique (SST) d'après les données de Reynolds et Smith (1994), intervalle de contour = $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, (b) la salinité de surface océanique d'après les données de Levitus (1998), intervalle de contour = 0.25 PSU , (c) l'anomalie du niveau de la mer (SLA) d'après les données des satellites TOPEX/POSEIDON-ERS (produites par CLS Space Oceanography Division, disponibles sur <http://www.jason.oceanobs.com/>), intervalle de contour = 3.0 cm . Pour la SST et la SLA la climatologie est calculée sur la période 1993-2000.

liée à la salinité. La Mer d’Arabie est une région de forte évaporation où se forment des eaux salées de plus de 36.5 PSU. Dans le Golfe du Bengale, les très faibles salinités (moins de 32 PSU) sont dues à la combinaison de très importants apports fluviaux par le Gange, le Brahmapoutre, l’Irrawadi, le Godavari, etc (Han et al., 2001; Rao et Sivakumar, 2003), et de très fortes précipitations notamment pendant la mousson d’été (Figure 2b). Ce réservoir d’eau douce s’étend jusqu’à l’équateur et est assez isolé des eaux profondes plus salées par un net gradient de densité entre 50 et 100 m de profondeur. On peut deviner les variations saisonnières de la circulation dans la climatologie saisonnière de la SSS. En hiver par exemple, le Courant de Mousson de Nord-est et le Courant Côtier Ouest Indien entraîne les eaux peu salées depuis le Golfe du Bengale vers la Mer d’Arabie. La signature du Courant Sud Equatorial qui entraîne les eaux peu salées vers l’ouest est également visible, ou encore l’impact du Jet de Wyrki qui est à l’origine de la formation d’une barrière de sel au large de Sumatra en novembre (Masson et al., 2002). De nombreuses études ont démontré l’importance du sel pour l’évolution du climat (e.g., Lukas et Lindstrom, 1991; Vialard et Delecluse, 1998; Mignot et Frankignoul, 2004; Durand et al., 2004). Ainsi, de même que pour la température une analyse plus approfondie du cycle saisonnier de la SSS sera faite dans le chapitre 3. On notera enfin que, jusqu’à l’arrivée des profileurs dérivants ARGO à la fin des années 1990, on disposait de très peu d’observations de salinité dans le Golfe du Bengale, ce qui rend le champ observé ici peu fiable dans le nord du Golfe, avec des incertitudes pouvant atteindre 2 PSU (D. Shankar, communication personnelle).

L’analyse des cartes saisonnières d’anomalie de niveau de la mer (SLA) permet de rendre compte des courants de mousson (Figure 11c). En hiver, on voit nettement le tourbillon anticyclonique des Laccadives au sud-ouest de l’Inde, ainsi que la signature de l’onde de Rossby qui se propage depuis l’Inde vers la Somalie (e.g., Brandt et al., 2002). En été, vers 7°N au large des côtes de Somalie se développe le Grand Tourbillon. La forte variabilité de la SLA le long des côtes indiennes correspond à l’alternance des courants côtiers indiens entre l’hiver et l’été. Ainsi que l’a montré Shankar (2000), la SLA le long des côtes indiennes dépend également fortement des effets de salinité notamment sur la côte est.

Un des aspects les plus intéressants sur ces climatologies est la faible variation de la SST entre les saisons. En effet la SST change relativement peu pendant le printemps sur une grande partie de l’Océan Indien Nord malgré des vents faible et une forte insolation. De même, la SST d’hiver est seulement plus froide de moins de 2 °C que celle de l’automne malgré des diminutions significatives du chauffage de surface. Ces points importants feront l’objet d’investigations plus précises à l’aide du modèle d’océan OPA (Madec et al., 1999) dans le chapitre 3.

b. Le rôle de la dynamique océanique

L’un des problèmes majeurs dans le climat est de savoir pourquoi et comment le cycle annuel de la SST dans les tropiques, tel que le cycle décrit ci-dessus pour l’Indien Nord, adopte la forme observée. Ce problème a fait l’objet de nombreuses discussions notamment en ce qui concerne l’Océan Pacifique Ouest après l’introduction de l’hypothèse du “thermostat” (rétroaction négative de la nébulosité sur la SST) par Ramanathan et Collins (1991). Dans l’Océan Indien, savoir comment

flux (W m^{-2})	S	LW	LH	SH	NET	$\frac{\partial T}{\partial t}$ (K an^{-1})
(a) Océan Indien Nord (au nord de l'équateur)						
DJF	125	-57	-103	-4	15	2.2
MAM	223	-49	-82	-2	90	13.4
JJA	190	-39	-117	-0	34	5.1
SON	187	-48	-88	-3	50	7.5
Annuel	181	-48	-98	-2	47	7.1
(b) Océan Indien Nord (équateur à 10°N)						
DJF	181	-49	-96	-4	24	
MAM	202	-47	-88	-3	65	
JJA	178	-42	-116	-2	17	
SON	186	-46	-87	-4	50	
(c) Océan Indien Nord (au nord de 10°N)						
DJF	174	-61	-105	-5	3	
MAM	232	-48	-74	-1	112	
JJA	191	-35	-113	-0	44	
SON	179	-47	-88	-2	42	

TAB. 1.1: Composantes des flux de chaleur en surface pour l'Océan Indien Nord. Le flux solaire radiatif net, le flux infrarouge radiatif net, le flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible, et le flux net à la surface sont désignés respectivement par S , LW , LH , SH , et NET . D'après la base de données COADS (Oberhuber, 1988). Les taux de chauffage moyens pour une couche de surface de 50 m d'épaisseur dans l'Océan Indien Nord sont indiqués dans la colonne de droite.

la distribution de la SST est régulée est particulièrement important puisque l'amplitude de la SST semble étroitement associée à l'intensité de la mousson qui suit (cf. section 1.4.3).

Les flux de chaleur en surface

Dans les océans tropicaux, déterminer le bilan de chaleur climatologique en surface n'est pas évident. En effet les équilibres de chaleur en surface sont le résultat de résidus relativement petits de plusieurs termes importants (flux solaire, flux infrarouge, flux latent) dont les effets antagonistes se compensent. En outre ces grandes valeurs des flux sont obtenues par des règles empiriques dont certaines ne sont pas connues avec précision (Godfrey et al., 1995), et l'Océan Indien comporte peu de données pour calculer ces flux en comparaison aux autres océans tropicaux. A la suite de l'expérience TOGA-COARE, le flux de chaleur net en surface dans la "warm pool" du pacifique ouest a été estimé entre 10 et 20 W m^{-2} . Qu'en est-il de l'Océan Indien Tropical? Le Tableau 1.1 donne des estimations du cycle annuel du flux de chaleur en surface dans l'Océan Indien Nord calculées à partir des données COADS (Oberhuber, 1988). Au printemps, le flux solaire moyen journalier dans l'Océan Indien Nord est supérieur à 200 W m^{-2} , et il atteint 181 W m^{-2} en moyenne annuelle à comparer à 145 W m^{-2} pour le Pacifique ouest (Webster et al., 1998). Une différence importante entre le Pacifique et l'Indien est que durant

le printemps et le début de l'été l'Océan Indien Nord est dépourvu de nuages à fort pouvoir réfléchissant. Cette différence de forçage radiatif reste à élucider : Pourquoi n'y a-t-il pas de nuages au dessus de l'Océan Indien Nord au printemps malgré des SSTs très élevées ? La réponse vient probablement de la géographie de la région avec la proximité de déserts autour du bassin indien (Loschnigg et Webster, 2000). Ainsi, le flux annuel net en surface est de l'ordre de 50 W m^{-2} dans le nord de l'Indien, soit deux à trois fois supérieur à celui du Pacifique ouest. On notera cependant le besoin critique de flux air-mer plus précis dans l'Océan Indien afin de calibrer et vérifier les produits opérationnels (Schott et McCreary, 2001). Par exemple, les flux estimés par le Southampton Oceanography Center (SOC) sont en accord avec des flux nets de l'ordre de 50 à 60 W m^{-2} , mais les climatologies précédentes ou les réanalyses NCEP et ECMWF donnent des flux annuels moyens de l'ordre de 20 à 30 W m^{-2} voire moins (Weller et al., 1998). Malgré ces incertitudes, il est clair que sur l'année l'Océan Indien gagne de l'énergie, et beaucoup plus l'Océan Pacifique. En outre la saisonnalité des flux est bien plus marquée que dans le Pacifique ouest avec des valeurs maximum au printemps et début d'été. On examinera cela plus avant dans la suite de cette thèse (cf. chapitre 3, Figure 40).

Le bilan de chaleur

On peut estimer le changement de SST causé par les flux nets observés (Tableau 1.1). Le plus simple est de supposer que le flux de chaleur est réparti sur une couche supérieure de l'océan d'épaisseur définie pour laquelle le taux de chauffage s'écrit : $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p H}$, où ρ_0 est la densité moyenne de l'eau de mer, C_p sa capacité calorifique massique, et H l'épaisseur de la couche de surface océanique. En supposant une couche de surface océanique de l'ordre de 50 m d'épaisseur, on trouve les taux de chauffage indiqués dans le Tableau 1.1. Ces résultats suggèrent un comportement très différent pour la SST par rapport à ce qui est observé dans la nature. La Figure 11a montre un changement plutôt graduel de la SST d'une saison à l'autre et un cycle annuel équilibré alors que le Tableau 1.1 suggère que l'Océan Indien Nord se réchauffe continuellement à raison de $7 \text{ }^\circ\text{C an}^{-1}$. On présente ci-dessous trois types de processus permettant de réguler un tel réchauffement.

La Figure 12 montre un diagramme schématisant des combinaisons possibles entre les processus agissant dans la régulation de la SST. La première combinaison de processus (1) est la régulation par ajustement thermodynamique local, où un réchauffement de la SST produit des nuages qui en retour réduisent l'insolation et régulent ainsi la SST (e.g., Ramanathan et Collins, 1991).

Ce mécanisme ne peut clairement pas être à l'origine de la régulation de la SST dans l'Océan Indien puisque les plus fortes SSTs du monde au printemps ne sont pas associées à de la convection. La deuxième combinaison de processus (1 et 2) décrit une régulation par une dynamique et des transports atmosphériques en plus de la rétroaction radiative négative. Ici une circulation atmosphérique vigoureuse est supposée répondre aux forts gradients de SST et augmenter le refroidissement par évaporation de la surface de l'océan. Ce genre de mécanisme pouvant être valable dans le Pacifique ouest est non acceptable pour l'Océan Indien puisque les vents restent faibles durant le printemps et l'évaporation est relativement faible. Enfin la troisième combinaison de processus (1, 2 et 3) ajoute le transport de chaleur

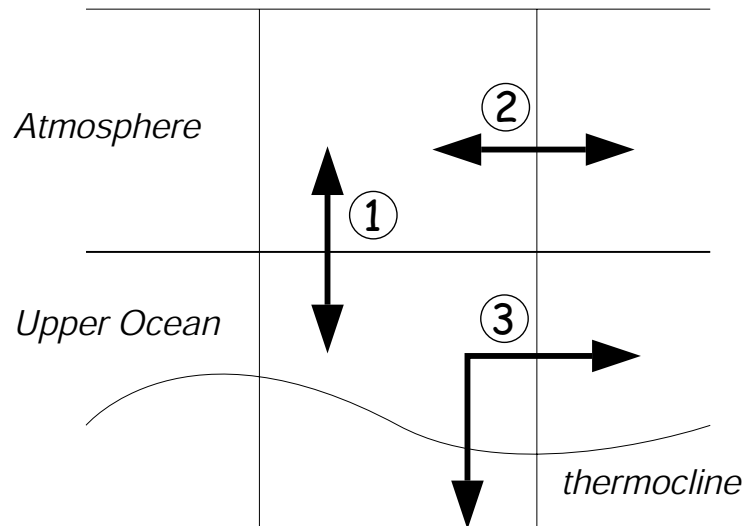


FIG. 12: Schéma des processus dominants pour la régulation de la SST. L'équilibre 1 décrit un équilibre local de chaleur par des facteurs thermodynamiques (e.g., Ramanathan et Collins, 1991). L'équilibre 2 utilise les transports de chaleur par l'atmosphère en plus des facteurs thermodynamiques locaux. L'équilibre 3 utilise le transport océanique de chaleur, qui peut être en relation, ou bien indépendant des processus 1 et 2. D'après Webster et al. (1998).

vertical ou horizontal par l'océan, qui peut être très important. Il est donc clair que l'Océan Indien doit jouer un rôle dynamique important pour accomplir l'équilibre du cycle annuel moyen. Les transports de chaleur océanique représentent le seul moyen d'équilibrer le fort gain de chaleur annuel par l'atmosphère (entre 0.5 et 1 PW au nord de 15°S, Godfrey et al., 1995) sans augmenter la SST notablement. L'étude de la régulation du cycle annuel de la SST dans l'Océan Indien Nord constitue une partie du chapitre 3.

1.4.3 Variabilité interannuelle

La Figure 13 montre la déviation standard des anomalies interannuelles de SST par rapport au cycle saisonnier 1993-2000. Il est évident que, contrairement au Pacifique, la SST dans l'Océan Indien présente une variabilité relativement faible qui est proche des erreurs d'observation sur une grande partie de l'Océan Indien ($\simeq 0.5$ °C). C'est peut-être la raison pour laquelle, les études du bilan de chaleur qui contrôlent la variabilité de la SST se sont d'abord concentrées sur la variabilité saisonnière de mousson qui est dominante (e.g., Düing et Leetmaa, 1980). Cependant, comme on a pu le voir dans la section 1.4.1, même si ces anomalies sont plutôt faibles, elles peuvent avoir d'importantes influences au point de vue climatique essentiellement parce qu'elles se trouvent dans une région de SST moyenne très élevée. On présente ici deux modes majeurs de variabilité interannuelle de

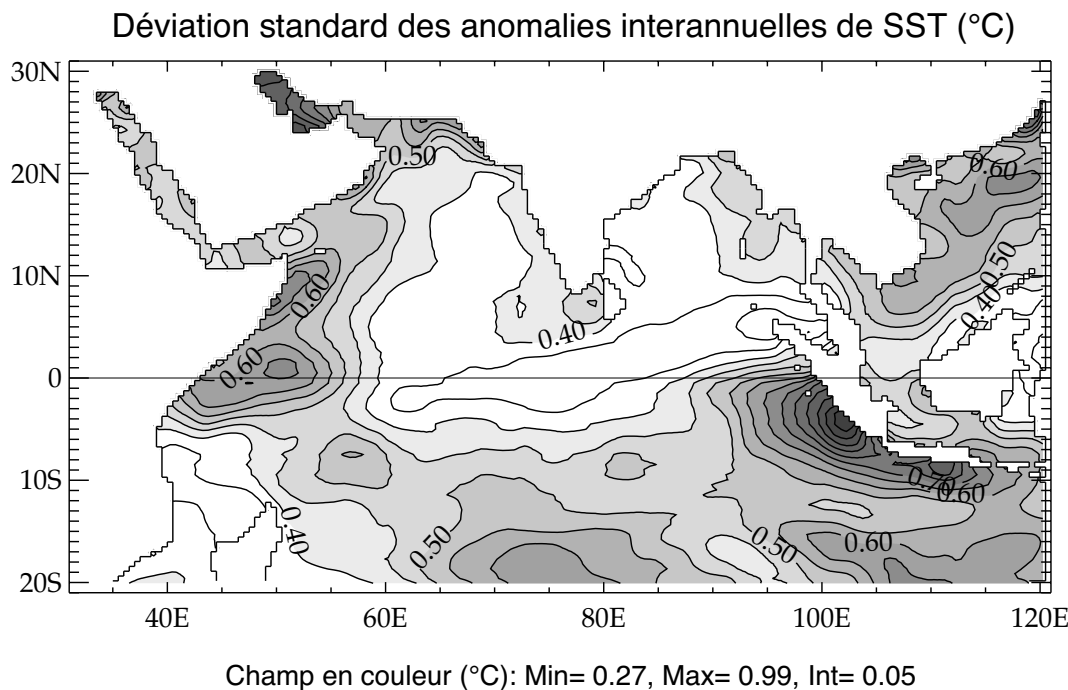


FIG. 13: Déviatiion standard des anomalies interannuelles de SST (°C), calculée à partir des données de Reynolds et Smith (1994), sur la période 1993-2000. Un filtre avec une moyenne glissante à 80 jours a été utilisé pour retirer la variabilité intrasaisonnière.

l'Océan Indien tropical puis on décrit l'état des connaissances sur la variabilité interannuelle dans la partie nord de l'Océan Indien.

Le Dipôle/Mode Zonal de l'Océan Indien (IOZM)

Même si les événements IOZM avec un impact climatique significatif ont seulement eu lieu en 1961, 1994 et 1997, ils produisent les plus grandes anomalies de SST dans l'Océan Indien, et impliquent clairement un rôle actif de l'océan. L'évènement de 1961, qui amène des inondations historiques sur une partie de l'Afrique de l'Est est remarqué dans plusieurs études (e.g., Reverdin et al., 1986), et on lui attribue même la terminologie de El Niño de l'Océan Indien (Kapala et al., 1994). Il existe donc une littérature très importante sur divers aspects de l'IOZM. Le lecteur pourra se reporter à une revue récente pour plus de détails (Yamagata et al., 2004).

L'IOZM présente une forme caractéristique à l'échelle du bassin en terme d'anomalies de SST et de vents (Figure 14). Pendant le pic de l'évènement dipôle (septembre-octobre), la SST est anormalement froide à l'est et chaude à l'ouest, et les vents équatoriaux se renversent passant de vents d'ouest à vents d'est. Le vent est couplé à la SST puisqu'il souffle depuis les eaux froides vers les eaux plus chaudes. La distribution de SST et la réponse en vent et en précipitation ont un fort impact sur les conditions climatiques saisonnières des pays entourant l'Océan Indien (Annamalai et Murtugudde, 2004), un impact parfois plus fort que celui d'ENSO. En effet, ces anomalies de SST affaiblissent la cellule de Walker de

l'Océan Indien et permettent de développer une convection organisée dans l'ouest de l'Océan près des côtes africaines. Certains (mais pas tous) des événements IOZM positifs arrivent la même année qu'El Niño, et de même pour les événements IOZM négatifs et La Niña. Les caractéristiques de l'IOZM ont été clairement identifiées pour la première fois dans deux papiers de la revue *Nature* (Webster et al., 1999; Saji et al., 1999), bien que certains aspects de ce mode de variabilité du système avaient été remarqués plus tôt dans d'autres publications. Ces papiers provoquèrent un vigoureux débat scientifique pour savoir : (1) si l'IOZM n'était pas simplement la réponse océanique locale aux téléconnexions atmosphériques d'ENSO, et (2) si l'IOZM pouvait se développer de manière indépendante par des interactions océan-atmosphère et une rétroaction positive au sein de l'Océan Indien.

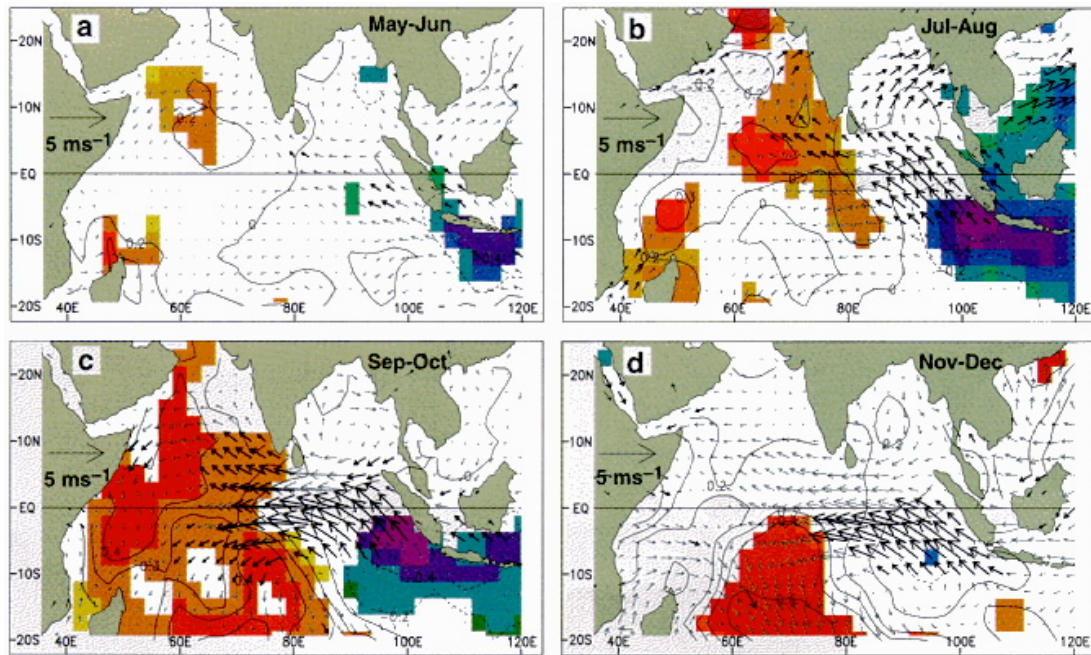


FIG. 14: Composite des événements dipôle (IOZM) dans l'Océan Indien. Evolution des composites des anomalies de SST et de vent de surface depuis (a) mai-juin jusqu'à (d) nov-déc. La significativité statistique des anomalies analysées a été calculée par le "two tailed t-test". Les anomalies de SSTs et de vents dépassant les 90% de significativité sont indiquées en couleur et en vecteurs épais, respectivement. D'après Saji et al. (1999).

La variation de la profondeur de la thermocline est un facteur critique dans les modes couplés océan-atmosphère. En effet, la dynamique lente de l'ajustement de la thermocline au changement des conditions de vent (via les ondes de Kelvin et Rossby) fournit l'échelle temporelle typique de plusieurs mois de l'IOZM et la prévisibilité potentielle de ce mode avec plusieurs mois d'avance. Le rôle de la variabilité de la thermocline dans l'IOZM a été observé dans plusieurs études (e.g., Rao et al., 2002; Wijffels et Meyers, 2004), et soulève de nouvelles questions. De même que pour ENSO, les upwelling jouent un rôle important dans la formation des anomalies de SST de l'IOZM, dans notre cas dans la zone d'upwelling saisonnier au

large de Java et Sumatra (Figure 15). Les changements de profondeur de thermocline se propagent comme des ondes de Kelvin et Rossby et peuvent jouer un rôle dans l'évolution des anomalies de SST (Yamagata et al., 2004). Chaque année (septembre à novembre), la structure en dipôle dans la thermocline est bien observée dans l'Océan Indien tropical, alors que l'anomalie en SST est moins systématique et moins évidente à voir. Des études de bilan de chaleur de la couche de surface sont donc nécessaires pour mieux comprendre pourquoi la SST et la profondeur de la thermocline sont parfois découplées dans l'Océan Indien tropical. Pour comprendre la relation entre l'IOZM et ENSO, le forçage à distance de la structure de la thermocline dans la zone entre l'Indonésie et l'Australie est un aspect à étudier. La profondeur de la thermocline répond aux vents de l'Indien et du Pacifique équatorial, ainsi qu'aux vents locaux qui contrôlent les upwellings côtiers et équatoriaux (Wijffels et Meyers, 2004). L'interaction de ces signaux forcés à distance et leur impact sur les anomalies locales de SST dans l'Océan Indien Est ne sont pas encore compris et nécessitent certainement plus d'observations de bonne qualité. Les modèles couplés océan-atmosphère arrivent à simuler raisonnablement les anomalies de SST et de profondeur de thermocline pendant l'IOZM. Combinés aux observations, ils permettent de proposer des hypothèses sur le développement des événements IOZM.

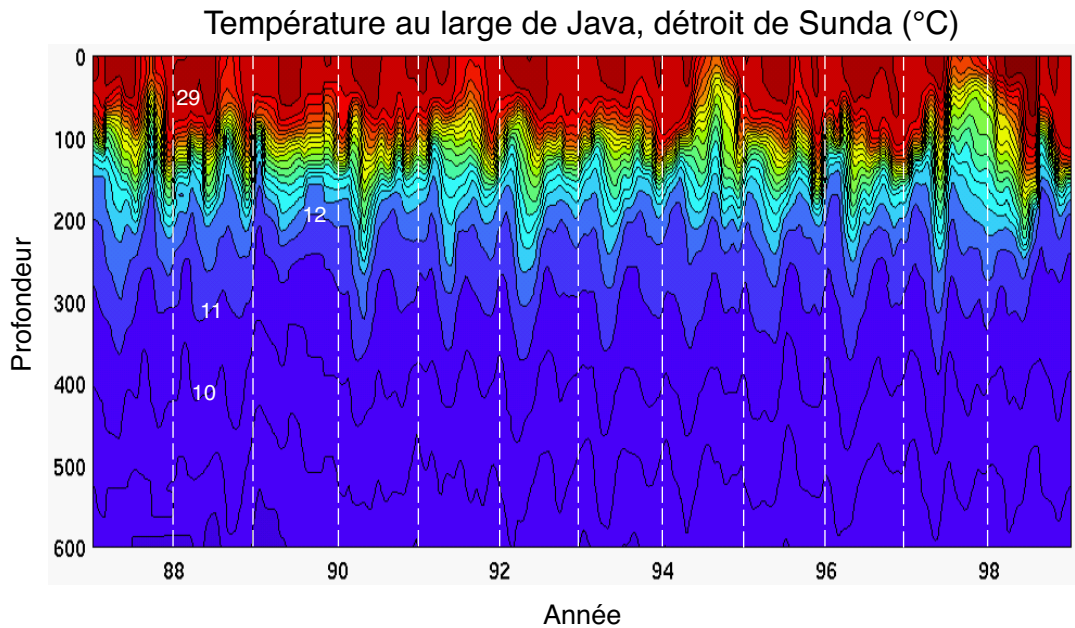


FIG. 15: Température de subsurface en fonction du temps et de la profondeur au large des côtes de Java (détroit de Sunda, $\simeq 6^{\circ}S$), données prises par XBT ($^{\circ}C$). D'après Wijffels et Meyers (2004). On remarque des événements d'upwelling en 1988, 1991, 1994, et 1997.

Cai et al. (2004) proposent le processus suivant pour le développement de l'IOZM. Une anomalie froide de SST et une diminution des pluies au sud de l'équateur au large des côtes de Java-Sumatra entraînent une anomalie de cir-

culation anticyclonique correspondant à la réponse à un puits de chaleur placé au sud de l'équateur (modèle de Gill (1982)). Comme la côte est orientée sud-est nord-ouest, l'upwelling est renforcé du côté est de l'anticyclone. De plus, l'anomalie de vent d'est près de l'équateur agit pour relever la thermocline à l'est et augmente encore le refroidissement de la SST. Des ondes de Rossby en dehors de l'équateur contribuent à approfondir la thermocline à l'ouest et à amplifier le réchauffement des anomalies de SST. Les gradients de SST formés à l'échelle du bassin et les structures de pluie associées augmentent les anomalies de vent de sud-est pendant le développement de l'IOZM. Cette rétroaction positive entre les anomalies de SST, les précipitations, les vents zonaux et méridiens, et la profondeur de la thermocline à l'est a lieu en juin-octobre lorsque la thermocline moyenne à l'est est peu profonde et l'upwelling saisonnier présent le long de la côte. Ce type de mécanisme pourrait par exemple être testé dans la cadre d'une réponse à une perturbation tel qu'un événement ENSO. Cela fait partie des travaux à venir puisqu'aucun mécanisme de déclenchement n'a encore réellement été identifié pour initier le processus de l'IOZM.

L'oscillation tropospheric biennale (TBO)

L'analyse d'observations de longue durée des pluies de mousson (Asie et Australie) indique un remarquable pic de variabilité biennale. Ces signaux d'une oscillation tropospheric biennale (TBO) font partie du système couplé et sont donc associées aux variations de la circulation troposphérique grande échelle, et aux structures de SST tropicale (Li et al., 2001b). Une mousson indienne sèche est suivie par une anomalie chaude de SST étendue sur l'Indien tropical et qui persiste jusqu'à la mousson suivante. Cette anomalie résulte en une mousson plus humide l'année d'après produisant une oscillation de type biennale (voir Li et al., 2001b pour une revue des théories de la TBO). On notera cependant que l'anti-corrélation d'une année à l'autre des pluies de mousson est assez faible. Le rôle de l'Océan Indien sur la TBO a été suggéré dans plusieurs études (e.g., Meehl et Arblaster, 2002), mais n'a pas encore été complètement établi. Sur la période 1871-2000, la mousson indienne est dominée par la variabilité quasi-biennale et tous les indices d'ENSO ont eux-même une forte composante biennale. Dans la réalité, ENSO, la TBO, les moussons et l'IOZM sont des composantes du système couplé qui interagissent et il est très difficile d'isoler les seuls effets de l'Océan Indien sur la TBO. Des expériences précises réalisées avec des modèles couplés pourront peut-être révéler si l'Océan Indien joue un rôle actif ou passif dans le cycle des TBO.

Variabilité interannuelle dans l'Océan Indien Nord

La plupart des études de variabilité interannuelle ont focalisé sur les deux grands modes de variabilité précédents et leurs liens potentiels avec ENSO. Ainsi la variabilité interannuelle dans l'Océan Indien Nord a fait l'objet de moins d'études. On peut ajouter à cela un manque cruel de données dans cette région, notamment dans le Golfe du Bengale. La Figure 13 montre que la variabilité interannuelle dans l'Océan Indien au nord de l'équateur est faible partout sauf dans le Courant de Somalie et les zones d'upwelling au large de Somalie et d'Oman où elle dépasse 0.5

°C. Des différences interannuelles significatives dans le système des “coins froids” d’upwelling de Somalie (cf. section 1.3.1) et de leurs mouvements durant la mousson ont été observés il y a plus de 20 ans (e.g., Schott, 1983). Récemment, grâce aux données WOCE entre 1993 et 1996, de nouvelles analyses ont été faites sur la position et l’intensité du Grand Tourbillon (GW). En 1993, l’extrémité nord de la GW est à 200 km au sud de Socotra. En 1995, la GW est contre Socotra et se développe comme une large cellule de circulation organisée jusqu’à mi-octobre. En 1996, la GW était à nouveau bien plus au sud, de même qu’en 1993, les transports étaient plus faibles qu’en 1995, et la GW était déjà desorganisée en août (Schott et McCreary, 2001). Ces observations ne peuvent pas s’expliquer de manière évidente par la variabilité des forçages observés. Wirth et al. (2002) expliquent en partie cela en montrant qu’une part importante de la variabilité dans cette zone était due à la nature chaotique de la dynamique de l’océan et à sa variabilité interne. Quelques autres études ont traité de la variabilité interannuelle dans l’Océan Indien Nord et seront évoquées dans le chapitre 3.

1.4.4 Variabilité intrasaisonnière

Déjà dans les premières observations, de fortes fluctuations dans l’Indien tropical ont été rapportées avec des pics de fréquences supérieurs au saisonnier. Par exemple, un fort maximum d’énergie a été trouvé à une période centrée sur 27 jours dans le champ de vitesse méridional sur des courantomètres de Luyten et Roemmich (1982), dans l’Indien équatorial ouest ($\simeq 60^\circ\text{E}$). Comme on a pu le voir dans la section 1.2.2, cette variabilité intrasaisonnière est également fortement présente dans les précipitations de mousson indienne. Pendant les saisons d’hiver et d’été, la convection associée à ces oscillations intrasaisonnières (ISOs), d’une échelle de temps typique de 30-50 jours, trouve son origine au dessus de l’Océan Indien équatorial (Madden et Julian, 1971, 1994; Annamalai et Slingo, 2001). Les oscillations intrasaisonnières d’hiver sont aussi appelées du nom de ceux qui les ont découvertes, les Oscillations de Madden-Julian (MJO, Figure 16). Bien que ces oscillations soient propres à l’atmosphère, des études de modèles couplés aussi bien que d’observations montrent clairement le rôle crucial joué par la SST dans l’Océan Indien pour l’organisation, l’intensification et la propagation de la convection et de la circulation associées (e.g., Woolnough et al., 2000; Sengupta et al., 2002; Fu et al., 2003; Duvel et Vialard, 2005). Ces variations intrasaisonnières se propagent vers l’est et peuvent atteindre la “warm pool” du Pacifique. Il est donc très important de mieux comprendre ces oscillations qui ont des répercussions potentielles sur l’état de l’Océan Pacifique (Lengaigne et al., 2004).

Aux échelles de temps des ISOs, une variation de plus de 2 °C en SST a été mesurée sur des bouées dans le Golfe du Bengale en juillet-août 1998 (Sengupta et al., 2001). Les mêmes valeurs de fluctuations en SST aux échelles de temps des ISOs ont aussi été remarquées par satellite (Vecchi et Harrison, 2002). Les observations de SST durant BOBMEX indiquent de grandes variations d’amplitude de la SST à ces échelles de temps sur le nord du Golfe du Bengale. Bhat et al. (2001) suggèrent que ces variations de SST ont un impact direct sur la naissance des dépressions de mousson. La phase de ces ISOs est en effet liée au déclenchement de la mousson, et à ses phases actives/inactives (cf. section 1.2.2) (Joseph et al.,

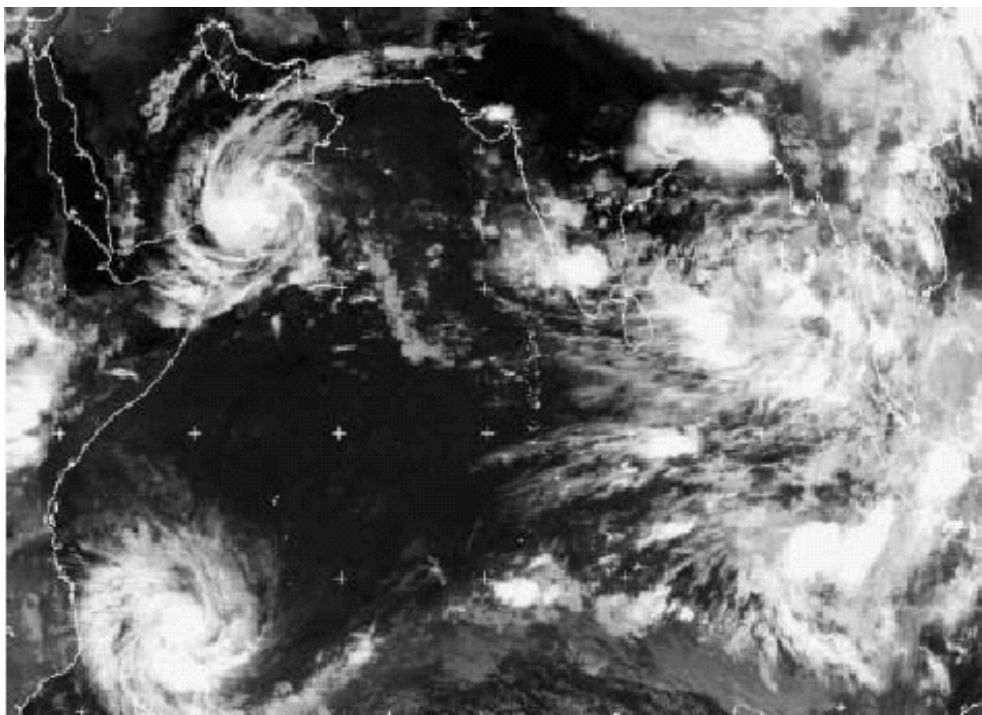
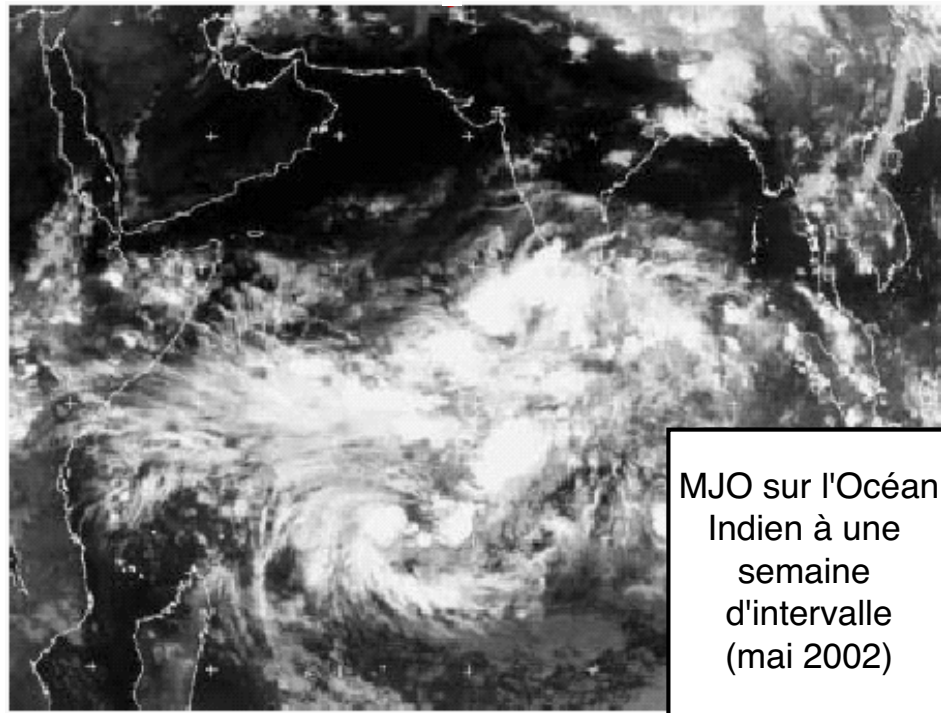


FIG. 16: Le panneau du haut montre une Oscillation de Madden-Julian (MJO) active au dessus de l'Océan Indien (2 mai 2002). Une semaine plus tard (panneau du bas) la bande convective s'est déplacée vers l'est, et a donné naissance à deux cyclones allant vers l'ouest. D'après Slingo, nov. 2004, international workshop on Indian Ocean Climate System, Honolulu, Hawaii, USA.

1994). Les grandes convections et la circulation associée aux ISOs modulent la circulation de mousson moyenne, et la naissance de systèmes synoptiques. Ainsi, on suppose que les propriétés statistiques des ISOs peuvent moduler la variabilité interannuelle des moussons (e.g., Goswami et Ajaya Mohan, 2001). Une meilleure représentation de ces ISOs dans les modèles semble donc être un prérequis pour étudier la variabilité interannuelle.

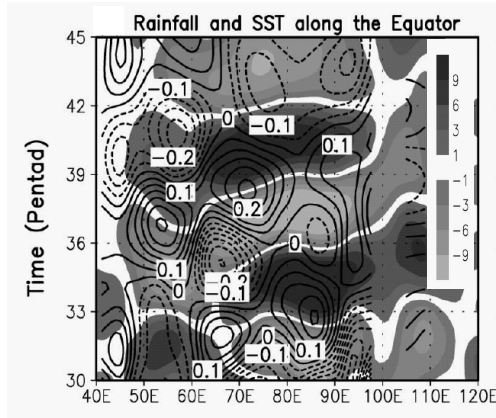


FIG. 17: Diagramme de Hovmüller longitudine-temps de la variabilité intrasaisonnière du taux de précipitation (mm jour^{-1} en grisé) et de la SST (contours, intervalle de 0.05°C) le long de l'équateur. La pentade 30 correspond au 1er juin. D'après Fu et al. (2003).

sonnière sont mal connus, ainsi que le rôle de la phase sans convection dans le cycle des ISOs.

Les modèles forcés atmosphériques ont des limites dans la simulation des ISOs, et les modèles couplés se sont avérés avoir une meilleure représentation de ces phénomènes (Kemball-Cook et al., 2002). La Figure 17 suggère qu'aux échelles de temps des ISOs, les anomalies de SST dans un modèle couplé précèdent la convection d'environ 10 jours. Cette relation entre la SST et la convection aux échelles intrasaisonnières semble être cruciale pour l'organisation et la propagation des ISOs (e.g., Fu et al., 2003). Plusieurs études montrent donc l'importance des variations intrasaisonnières de SST sur les ISOs atmosphériques, mais il reste à comprendre comment la SST rétroagit sur l'organisation et l'intensification des convections atmosphériques. En outre, les processus physiques qui sont responsables du choix de l'échelle de temps intrasai-

1.5 Conclusion

1.5.1 Synthèse

Le but de ce chapitre était de donner une vue d'ensemble des propriétés dynamiques et physiques de l'Océan Indien Nord, ainsi que de préciser son rôle dans le climat de mousson et le climat global. L'Océan Indien a été le dernier des trois grands océans à susciter un réel intérêt scientifique à partir des années 60. Depuis l'avènement du programme international WOCE au milieu des années 90, le nombre de publications a considérablement augmenté mettant à jour les problématiques importantes et les modes de variabilité dominants de cet océan. Cette présentation de l'Océan Indien Nord ne se voulait donc pas exhaustive en tous points mais déjà axée sur les problématiques qui nous intéresseront par la suite.

L'Océan Indien Nord est la seule zone de l'océan qui, sur une aire aussi étendue, présente un renversement saisonnier aussi complet et aussi régulier de sa circulation superficielle, en relation directe avec la variation du régime des vents. Cette région

constitue un laboratoire naturel pour étudier la relation entre les vents et la circulation océanique superficielle. Les fréquents, rapides et complets changements du régime des vents ne laissent pas à l'océan tout le temps nécessaire pour équilibrer son régime de circulation et atteindre un régime établi du type Sverdrup. Cela résulte en une intense et complexe activité tourbillonnaire dans ce bassin. Il en ressort néanmoins une circulation saisonnière plus linéaire qui, elle, semble pouvoir être décrite par la superposition d'ondes baroclines de type Rossby et Kelvin. Deux autres types de circulations ont également été mises en évidence plus récemment : la cellule de circulation méridienne trans-équatoriale (en surface et dans la thermocline), et la circulation profonde. Elles font l'objet de nombreuses questions et leur circuit exact reste encore à définir. Elles jouent vraisemblablement un rôle important dans la régulation du contenu thermique de la colonne d'eau dans l'Océan Indien Nord.

L'Océan Indien Nord (au nord de 10°S) est une région particulière de l'océan mondial et constitue une machine thermique unique. Situé dans les tropiques, il est fermé sur trois cotés et est limité vers 25°N par la plus importante masse continentale terrestre. Cela empêche tout transport océanique de chaleur vers le pôle qui pourrait permettre d'évacuer le gain moyen annuel de chaleur par l'atmosphère. Cet océan connaît une SST moyenne très élevée et uniforme d'environ 28°C sur la majeure partie de la région et a une thermocline peu profonde et bien marquée entre 100 et 150 m. Cela le rend très réactif à la renverse saisonnière des forts vents de mousson et limite principalement ces interactions avec l'atmosphère à sa couche de surface. La mousson agit pour évacuer en partie cet excès de chaleur par d'intenses interactions air-mer telles que de fortes évaporations. Les cyclones tropicaux, avant et après la mousson, sont un autre système d'interaction air-mer très puissant pour évacuer l'excès de chaleur de la mer. L'océan participe au phénomène de mousson atmosphérique qui ne s'explique pas simplement grâce au contraste thermique entre la masse continentale et l'océan, mais fait également fortement intervenir le couplage océan-atmosphère.

La SST est une variable clé dans ce couplage océan-atmosphère. Elle a un impact, à toutes les échelles de variabilité étudiées ici, sur le déclenchement, la quantité des précipitations ou encore les phases actives de la mousson. Connaître et comprendre les phénomènes qui régulent les variations de SST est une nécessité pour espérer simuler correctement le système climatique dans l'Océan Indien Nord. On notera que la SSS dans ce bassin présente une forte dissymétrie est-ouest et que son impact sur la SST doit lui aussi faire l'objet d'études approfondies.

1.5.2 Problème physique et démarche

Bien que l'Océan Indien profond et intermédiaire gardent encore beaucoup de secrets, la dynamique des couches de surface et l'interaction air-mer sont encore mal comprises dans l'Océan Indien Nord et de nombreuses questions restent en suspens. Au coeur de ce problème, la SST joue un rôle primordial dans le couplage océan-atmosphère. Dans l'Océan Indien Nord, on a vu que la SST est très élevée en moyenne et que ses fluctuations sont faibles et donc d'autant plus difficiles à prévoir. Bien que les variations de SST soient petites, à ces températures élevées ($\simeq 28^{\circ}\text{C}$), leur impact potentiel est énorme. Il est donc impératif de comprendre

précisément comment cette SST est régulée si l'on veut modéliser correctement le climat dans l'Océan Indien. C'est l'objectif premier de cette thèse.

L'Océan Indien Nord est une région de l'océan qui souffre encore d'un faible nombre d'observations, surtout en subsurface. L'outil qui s'impose alors pour étudier notre problématique à l'échelle du bassin est la modélisation. Nous utiliserons donc le modèle OPA (Madec et al., 1999), ainsi qu'un outil de diagnostic parfaitement approprié à notre objectif (Vialard, 1997). Ce diagnostic consiste en l'intégration verticale de l'équation d'évolution de la température (ou de la salinité) sur l'épaisseur de la couche mélangée (MLD). Ainsi que le décrit la figure 12, cela permet de quantifier précisément chacun des processus océaniques et/ou atmosphériques agissant sur la régulation de la SST. Par définition de la couche mélangée, sa température est en effet quasiment égale à la SST. Le problème suivant est alors justement de bien définir la profondeur de la couche mélangée océanique (MLD). Ce nouveau paramètre est intimement lié à l'étude de la SST et est lui aussi primordial. Bien représenter la MLD est un prérequis obligatoire pour espérer avoir une simulation climatique réaliste. Nous présenterons donc dans le chapitre suivant la mise en place et l'étude d'une nouvelle référence observationnelle d'épaisseur de couche mélangée à l'échelle globale afin de disposer de bases solides de validation de notre modèle et d'y apporter des améliorations potentielles. Ce travail a également d'autres retombées qui seront exposées dans le chapitre suivant. Les questions qui nous intéresseront dans le cadre de l'étude de la couche mélangée seront :

- Quels sont les faiblesses des études existantes sur la couche mélangée ?
- Quelle définition adopter pour la couche mélangée pour rester dans un cadre d'application le plus large possible ?
- Quels sont les avantages et inconvénients de ce nouveau champs de données ?

On réalisera ensuite une expérience de modélisation en océan forcé à l'aide du modèle OPA. Le but est de reproduire le plus fidèlement possible la réalité afin de pouvoir être confiant dans les résultats de l'étude. Les configurations ORCA2 et ORCA05 seront utilisées sur la période 1993 à 2000 qui est la plus riche en observations. Nous validerons donc ces simulations par de nombreux champs de données dont évidemment la MLD. Dans l'analyse de cette expérience, nous nous focaliserons sur les deux bassins principaux de l'Océan Indien Nord, la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale. A l'aide des bilans de chaleur et de salinité dans la couche mélangée, nous répondrons aux questions suivantes :

- Pourquoi l'amplitude de la variabilité autant saisonnière qu'interannuelle de la SST est-elle si petite dans cette région ?
- Comment expliquer cette variabilité ? Est-ce du en majorité aux changements de flux de surface comme certaines études ont pu le montrer ? ou bien l'océan joue-t-il aussi un rôle important ?
- A l'échelle saisonnière comment se fait l'équilibre en sel de ces deux bassins très contrastés ? Quel est l'impact de cette structure haline sur le bilan de chaleur ?

Chapitre 2

Un atlas mondial de couche mélangée océanique

2.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'établir un nouvel atlas de couche mélangée océanique afin de connaître la structure de ce champ dans notre zone d'étude et de pouvoir valider les simulations effectuées avec le modèle OPA. En effet la dernière partie de cette thèse repose sur les bilans thermohalins de la couche mélangée et il est donc indispensable que cette couche soit bien représentée dans le modèle pour avoir des résultats robustes.

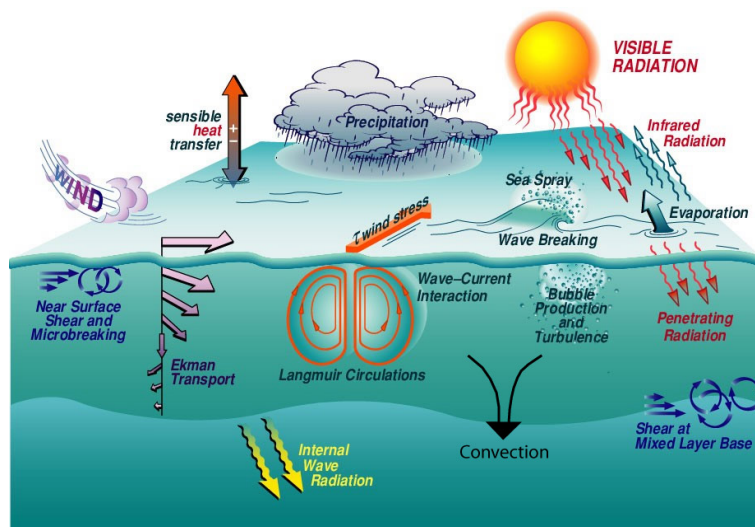


FIG. 18: Schéma représentant les processus de la couche mélangée océanique et de la basse atmosphère responsables des échanges de quantité de mouvement, de chaleur et de masse entre les deux milieux.

L'océan de surface est la région de l'océan qui est en contact avec l'atmosphère et à travers laquelle toutes les interactions air-mer ont lieu (Figure 18). La couche de surface de l'océan est directement influencée par les flux atmosphériques qui sont

connectés à l'océan intérieur par une forte turbulence tri-dimensionnelle. Cette turbulence est due en premier lieu au stress de vent de surface et au flux convectif de flottabilité, incluant également la circulation de Langmuir (e.g., Weller et Price, 1988; McWilliams et al., 1997). Par conséquent l'océan de surface est la plupart du temps verticalement homogène en caractéristiques telles que température, salinité et densité, et est donc appelé couche mélangée. Cette couche est en réalité rarement parfaitement mélangée et l'adjectif 'mélangée' se rapporte au fait que c'est beaucoup mieux mélangé que la thermocline. En zone de fort upwelling (par exemple Océan Pacifique équatorial Est), même si on a du mélange en surface, on peut avoir une couche de surface stratifiée à cause de la remontée des eaux, et donc pratiquement pas de couche mélangée homogène.

La couche mélangée océanique apparaît donc comme un concept complexe, difficile à définir précisément. Cependant cette couche est très importante puisqu'elle est la véritable responsable de l'effet tampon entre l'atmosphère et l'océan. Cet effet tampon provient de la très grande capacité thermique de l'océan par rapport à l'atmosphère. L'énergie nécessaire pour chauffer de 1 °C la colonne d'atmosphère ($\simeq 40$ km) est égale à celle qu'il faut pour chauffer de 1 °C une couche d'océan de 2.5 m ! L'océan superficiel peut donc stocker énormément d'énergie sans élévation notable de sa température. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, une faible variation de SST telle que celle de l'Océan Indien Nord peut potentiellement avoir des conséquences importantes sur l'atmosphère. En effet, si la couche mélangée est profonde alors la réserve d'énergie disponible est très grande pour l'atmosphère. Au contraire si la couche mélangée est peu profonde, les impacts seront peut-être moins importants. Les observations, les modèles simple de couche mélangée, ou encore les modèles couplés océan-atmosphère sont utilisés pour étudier ces interactions entre la SST et l'atmosphère et ses nuages. La compréhension des processus et la connaissance de la structure de la couche mélangée est donc un problème clé dans notre capacité à prévoir correctement le climat. Ainsi, l'élaboration d'un atlas de couche mélangée est une première étape nécessaire et essentielle dans le cadre d'une étude des processus qui régulent la SST. Ceci est particulièrement vrai pour l'Océan Indien Nord où la variabilité interannuelle de la SST reste faible mais peut avoir des conséquences apparemment importantes sur le système de mousson.

En outre les climatologies précédentes utilisent une approche différente de celle que l'on présente ici et ne comprennent pas les données récentes de subsurface. On verra comment cette nouvelle méthodologie permet de mieux rendre compte des différentes structures de la couche mélangée océanique et éviter certains biais des atlas précédents. Un tel atlas de couche mélangée peut s'avérer très utile pour de nombreux type d'études, de modèles numériques, de bilans de couche de surface, ou encore d'activité biologique. Il a par exemple servi pour une étude récente sur la production biologique dans l'Atlantique Nord (Lévy et al., 2005). C'est pourquoi cette étude ne se restreint pas à l'Océan Indien Nord mais porte sur l'océan global.

2.2 Résumé

Lors de ce travail, on a construit un nouvel atlas de profondeur de couche mélangée (MLD, Mixed Layer Depth) océanique global à partir de profils instan-

tanés. La résolution de cet atlas est de 2° . Les atlas globaux précédents étaient basés sur des profils climatologiques de température ou de densité répartis sur une grille. Le critère retenu correspond à un écart seuil en température ou en densité par rapport à la valeur proche de la surface à 10 m de profondeur ($\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ or $\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$). Une validation du critère de température sur des séries temporelles de données de mouillages montre que la méthode est très bien adaptée pour suivre la base de la couche mélangée. En particulier, la première restratification de printemps est mieux détectée qu'avec les critères plus grands utilisés habituellement. De plus, on montre que pour un critère donné de 0.2°C , la MLD calculée à partir de profils moyennés présente un biais peu profond de 25% comparée à la MLD estimée à partir de profils individuels. Une nouvelle estimation globale de l'épaisseur de la couche barrière saisonnière est également montrée. Un résultat intéressant est la prédominance aux moyennes et hautes latitudes en hiver de couches compensées en densité verticalement, créant ainsi une couche isopycne mais non mélangée. On propose donc une estimation optimale de la MLD basée à la fois sur la température et sur la densité. Une validation indépendante du maximum annuel de MLD avec les données d'oxygène montre que l'estimation par l'oxygène est biaisée dans les régions de pompage d'Ekman ou de forte activité biologique. On montre enfin des différences significatives par rapport aux climatologies précédentes. La phase du cycle saisonnier de la couche mélangée est décalée plus tôt dans l'année, et le maximum de MLD présente des structures plus fines et est moins profond. On discute ces résultats selon les différentes approches et le choix du critère.

2.3 Article : Mixed layer depth over the global ocean : an examination of profile data and a profile-based climatology

Journal of Geophysical Research - Oceans, 109, C12003, doi :10.1029/2004JC002378

(Received 10 March 2004 ; revised 17 August 2004 ; accepted 13 September 2004 ; published 4 December 2004.)

Clément de Boyer Montégut¹, Gurvan Madec¹, Albert S. Fischer^{1,2}, Alban Lazar¹, and Daniele Iudicone^{1,3}

¹ Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Institut Pierre Simon Laplace, Unité Mixte de Recherche, CNRS/IRD/UPMC, Paris, France

² Now at Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO, Paris, France

³ Now at Laboratory of biological oceanography, Stazione zoologica, Villa comunale, Naples, Italy

Abstract.

A new 2° resolution global climatology of the mixed layer depth (MLD) based on individual profiles is constructed. Previous global climatologies have been based on temperature or density-gridded climatologies. The criterion selected is a threshold value of temperature or density from a near-surface value at 10 m depth ($\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ or $\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$). A validation of the temperature criterion on moored time series data shows that the method is successful at following the base of the mixed layer. In particular, the first spring restratification is better captured than with a more commonly-used larger criteria. In addition, we show that for a given 0.2°C criterion, the MLD estimated from averaged profiles results in a shallow bias of 25% compared to the MLD estimated from individual profiles. A new global seasonal estimation of barrier layer thickness is also provided. An interesting result is the prevalence in mid- and high-latitude winter hemispheres of vertically density-compensated layers, creating an isopycnal but not mixed layer. Consequently, we propose an optimal estimate of MLD based on both temperature and density data. An independent validation of the maximum annual MLD with oxygen data shows that this oxygen estimate may be biased in regions of Ekman pumping or strong biological activity. Significant differences are shown compared to previous climatologies. The timing of the seasonal cycle of the mixed layer is shifted earlier in the year, and the maximum MLD captures finer structures and is shallower. These results are discussed in light of the different approaches and the choice of criterion.

1. Introduction

A striking and nearly universal feature of the open ocean is the surface mixed layer within which salinity, temperature and density are almost vertically uniform. This oceanic mixed layer is the manifestation of the vigorous turbulent mixing processes which are active in the upper ocean. The transfer of mass, momentum, and energy across the mixed layer provides the source of almost all oceanic motions, and the thickness of the mixed layer determines the heat content and mechanical inertia of the layer that directly interacts with the atmosphere.

The main temporal variabilities of the MLD are directly linked to the many processes occurring in the mixed layer (surface forcing, lateral advection, internal waves etc), ranging from diurnal [Brainerd and Gregg, 1995] to interannual variability, including seasonal and intraseasonal variability [e.g., Kara et al., 2003a, henceforth referred to as KRH03, McCreary et al., 2001]. The spatial variability of the MLD is also very large. The MLD can be less than 20 m in the summer hemisphere, while reaching more than 500 m in the winter hemisphere in subpolar latitudes [Monterey and Levitus, 1997, henceforth referred to as ML97]. Therefore many different features in surface layer profiles may occur in the global ocean [Sprintall and Roemmich, 1999].

Despite these difficulties in properly-defining the MLD, compounded by the lack of temperature and salinity data in some regions of the global ocean, a MLD climatology is necessary and essential in understanding the climatic system. Indeed, such a climatology is of primary importance for ocean modelers in validating and improving mixed layer parameterizations and Ocean General Circulation Models [e.g., Chen et al., 1994; Masson et al., 2002; Noh et al., 2002; Kara et al., 2003b; Zhang and Zebiak, 2002]. Information on barrier layer regions [Kara, 2000a] and diagnostics of atmosphere and ocean trends in mixed layer budgets [e.g., Rao and Sivakumar, 2003; Foltz et al., 2003] are other examples. In addition, as almost all biological activity is restricted to the upper ocean within the euphotic zone, a MLD climatology can also be very useful in biological studies [e.g., Morel and Andre, 1991; Longhurst, 1995; Polovina et al., 1995].

The concept of the mixed layer is arbitrary, and can be based on different parameters (e.g., temperature, density, salinity, etc.), and may represent averages over different time intervals (e.g., day, month etc). Table 2.1 gives an example of the diversity of criteria used to determine the MLD using the threshold method, for which the MLD is the depth at which temperature or potential density changes by a given threshold value relative to the one at a near-surface reference depth. Most often the choice of these two crucial values is rather arbitrary. However, Sprintall and Roemmich [1999] used a visual examination of thousands of profiles in choosing their criterion, and Brainerd and Gregg [1995] studied the oceanic mixed layer in great detail using the Advanced Microstructure Profiler, from which they could estimate the length scale of turbulent overturns and the dissipation rate of turbulent kinetic energy. In Kara [2000b], the optimal criterion value of 0.8°C was deduced through statistical comparisons of ocean weather station observations with good long-term monthly time series with the Levitus climatology. Lastly, Levitus [1982] chose a value of 0.125 kg m^{-3} in density, as it corresponds to the water mass characteristics of Subtropical Mode Water in the North Atlantic.

Author and area studied	profiles	MLD threshold criterion	Z_{ref}	criterion choice
<i>Sprintall and Roemmich</i> [1999], Pacific Ocean	ind	$\Delta T = 0.1^\circ\text{C}$ $\Delta\sigma_\theta = \frac{\partial\sigma_\theta}{\partial T}\Delta T$ with $\Delta T = 0.1^\circ\text{C}$ $\Delta T = 0.8^\circ\text{C}$	10 m	direct observation of more than 1000 profiles
<i>Kara et al.</i> [2000b], Global Ocean	ave	$\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(T + \Delta T, S) - \sigma_\theta(T, S)$ with $\Delta T = 0.8^\circ\text{C}$	10 m	statistical comparison with Ocean Weather Station data
<i>Monterey and Levitus</i> [1997], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$ $\Delta\sigma_\theta = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$	0 m	$\Delta\sigma_\theta$ corresponds to water mass characteristics of subtropical mode water in North Atlantic ΔT corresponds to $\Delta\sigma_\theta$ within 17 to 19°C and $S = 35 \text{ PSU}$
<i>Brainerd and Gregg</i> [1995], Pacific Ocean	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.05$ to 0.5 kg m^{-3}	0 m	direct observation of overturning length
<i>Suga et al.</i> [2004], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$	10 m	arbitrary
<i>Thomson and Fine</i> [2003], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ to 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	arbitrary
<i>Weller and Plueddeman</i> [1996], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$	10 m	arbitrary
<i>Schneider and Müller</i> [1990], Tropical Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ or 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	" corresponds to subjective estimate of MLD"
<i>Obata et al.</i> [1996], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$	0 m	arbitrary
<i>Thompson</i> [1976], North Pacific	ind	$\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$	3 m	arbitrary
<i>Spall et al.</i> [2000], North Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$	0 m	arbitrary
<i>Foltz et al.</i> [2003], Tropical Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$	0 m	arbitrary
<i>Rao et al.</i> [1989], Indian Ocean	ind	$\Delta T = 1^\circ\text{C}$	10 m	arbitrary

TAB. 2.1: *Exemples of criteria used to define the so-called MLD from a threshold method, for which the MLD is the depth at which temperature T or potential density σ_θ change by a given threshold value, ΔT or $\Delta\sigma_\theta$, relative to the one at a reference depth (Z_{ref}). The type of profiles investigated by the authors is also mentioned, "ind" for individual and "ave" for monthly averaged profiles, and the way they choose their criterion.*

Only a few previous studies have produced a global MLD climatology [Levitus, 1982; ML97; and KRH03]. The latter two were based on the Levitus World Ocean Atlas of 1994, and their estimation was based on already-averaged and interpolated profiles. Estimating the MLD from individual profiles is another way to proceed, and has already been used in regional studies, such as the Indian Ocean or North Pacific Ocean [Rao *et al.*, 1989; Suga *et al.*, 2004]. Fields of MLD from individual profiles have also been produced to study some local phenomena such as barrier layers in the western equatorial Pacific and Atlantic Oceans [Sprintall and McPhaden, 1994; Pailler *et al.*, 1999].

Unlike the studies of ML97 or KRH03, we compute global climatological monthly MLD by processing observed individual profiles of temperature and salinity. The main goal of this work is to create a global climatology of the MLD from the latest dataset available, in order to have more information about the variability of this crucial layer. The mixed layer we want to study is the seasonal one, recently mixed in the last day or more. This mixed layer should also be vertically homogeneous in all tracers (temperature, salinity and density) as we are interested in it from a thermodynamic point of view, as the receptacle of air-sea fluxes. We also use oxygen data to evaluate a proxy of the maximum depth reached by the oceanic mixed layer every year, the so-called “bowl” [Guilyardi *et al.*, 2001]. Because averaging and interpolating temperature or salinity results in a smoothed profile and can even create artificial mixing of water masses, we determine MLD from individual profiles, capturing every temporal fluctuation linked to the processes of this layer.

The data sources and methodology are presented in section 2. Then in section 3, we investigate the mixed layer physics to choose the best criterion to estimate the MLD. In section 4, we present a global overview of the temperature-based MLD climatology, followed by a discussion of our method. We also investigate the impact of salinity on MLD with barrier layers and compensated layers. Section 5 is a study of the characteristics of the maximum MLD in comparison with other climatologies in the North Atlantic, or with estimations based on oxygen data on a global scale. Section 6 is the summary and conclusion of this work.

2. Data Sources and Methodology

2.1. Data Sources and Distribution

The 4,490,571 original hydrographic profiles used in this study were obtained from the National Oceanographic Data Center [Conkright *et al.*, 2002] and from the World Ocean Circulation Experiment database [WOCE Data Products Committee, 2002]. They represent all the high vertical resolution data available since 1941 through 2002, including Mechanical BathyThermograph (MBT), eXpendable BathyThermograph (XBT), Conductivity-Temperature-Depth (CTD) and Profiling FLoats (PFL).

The seasonal spatial distributions of the data used in this analysis are shown in Figure 19, with the most striking feature being the difference in coverage between south and north. This difference exists for temperature but is even stronger

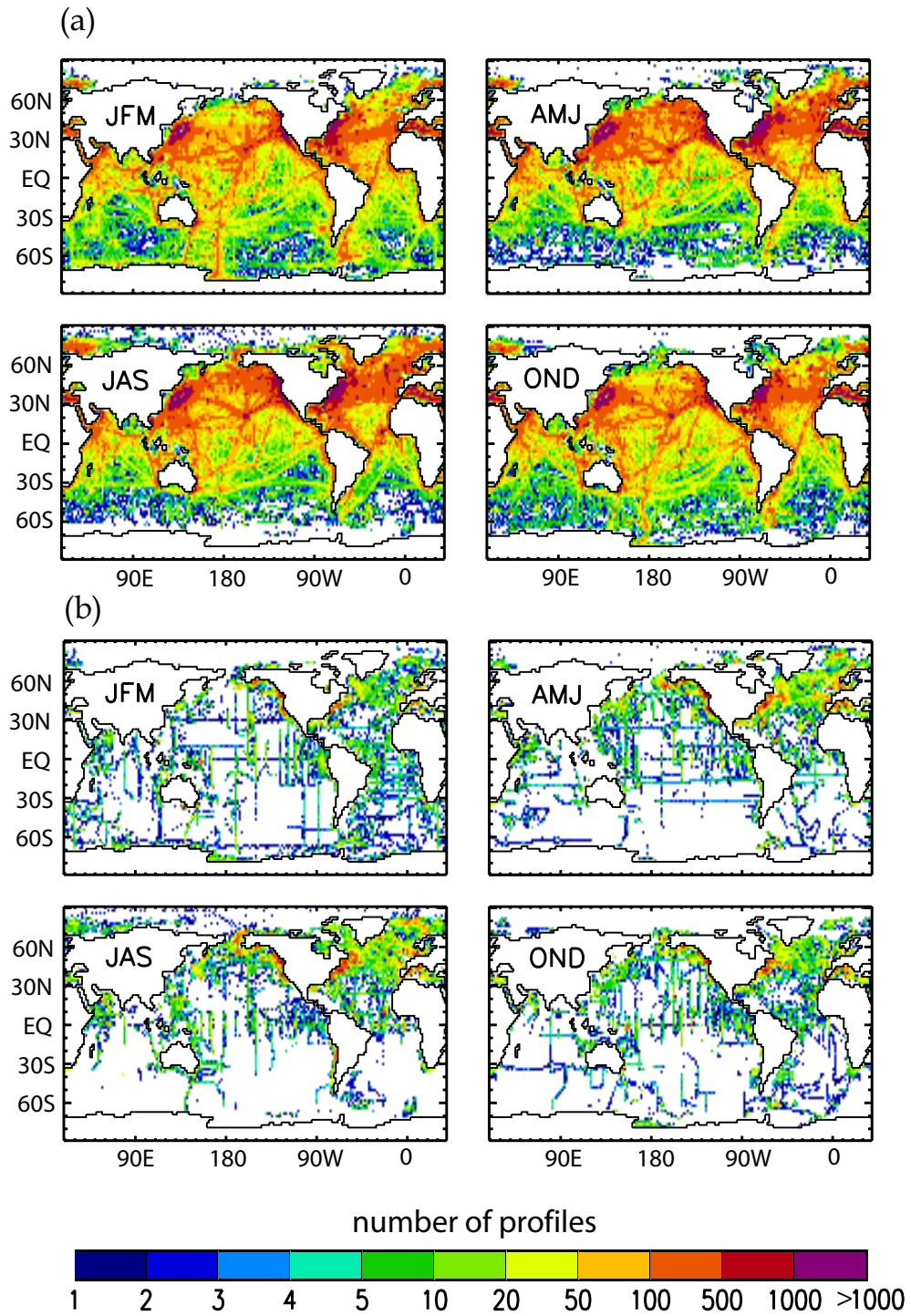


FIG. 19: Number of (a) temperature profiles and (b) temperature-salinity profiles, in each 2° by 2° mesh boxes, from the NODC and WOCE databases. JFM, AMJ, JAS and OND are the four seasons, respectively, January-February-March, April-May-June, July-August-September and October-November-December. This also gives a confidence index for the field of MLD computed from those data.

for salinity, with a real lack of data in the Southern Ocean, not only in austral winter but in spring and autumn as well, while the tropical and northern Atlantic Ocean are almost completely covered in each season. The seasonal distribution of temperature data is extensive in the northern hemisphere and is reasonable in the southern hemisphere, with about 10 profiles per grid box north of 50°S, but data are still quite sparse south of that limit, especially in winter. Figure 20 shows the temporal distribution of the data. The number of profiles per year increases from 1941 to 1960, reaching 80,000 per year or more through the 1990's. Then the decrease in available data is obviously the consequence of an accumulated lag between data collection, submission to NODC, and data entry into the archives.

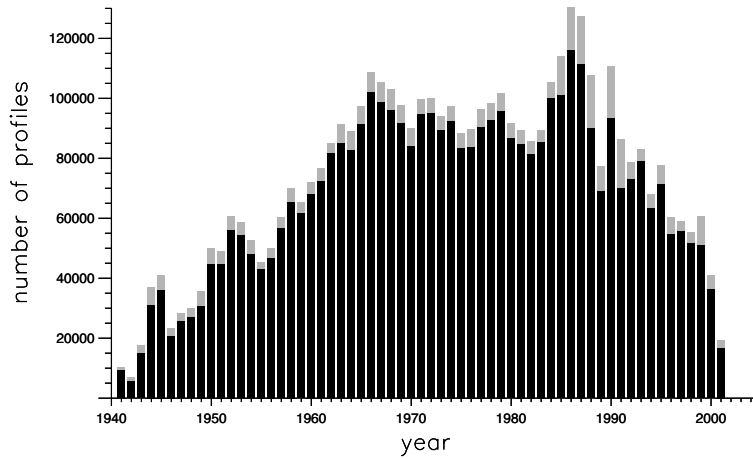


FIG. 20: Temporal distribution of all profiles from the NODC and WOCE databases. In grey colour are the total profiles (4,490,571 profiles), and in black the temperature profiles selected after quality control (4,134,658 profiles). MBT profiles represent the majority of the data with 52.9% of the total profiles. Since the mid 1960's, MBTs have been gradually replaced by XBT profiles, which are 38.8% of the data. The more recent CTDs and PFLs represent respectively 7.0% and 1.3% of the dataset.

2.2. Methodology

A detailed description of the steps followed to produce MLD climatologies from individual profiles can be found in the Appendix. We first select profiles without any spurious data in the mixed layer. This removes about 8% of the total profiles. For each of the selected profiles, we estimate a MLD following the chosen criterion (cf Section 3), and we gather these values into monthly boxes of 2° latitude by 2° longitude.

The reduction of the data is a delicate step, as we must find the most appropriate estimator that best characterizes the ensemble of MLDs for each grid box. Here the distributions of these MLDs are most often skewed towards higher values (for example see April in Figure 21 for the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion). Therefore, the *median* is a more robust estimator than the *mean* of the MLDs. One must keep in mind that this reduction, though necessary, is fairly severe, as each grid box

contains all the time variability of the mixed layer, which can lead to a great range of MLDs and broad distributions. This is most marked during the spring restratification, as wintertime deep mixed layers are replaced by thin restratified mixed layers, often creating a bimodal distribution that reflects both intramonthly and interannual variability (more in Section 3.2).

The next step consisted of a slight smoothing to take into account the noisy nature of ship observations [Terray, 1994]. Finally, ordinary Kriging was used as the optimal prediction method to fill in missing grid point values. This prediction was limited to a 1000 km radius disk containing at least 5 grid point values, leaving some regions without value rather than filled by a doubtful interpolation. The advantage of kriging is that it is an exact interpolator, and an estimation error in the form of the kriging standard deviation, an analogy to the statistical standard deviation, is provided.

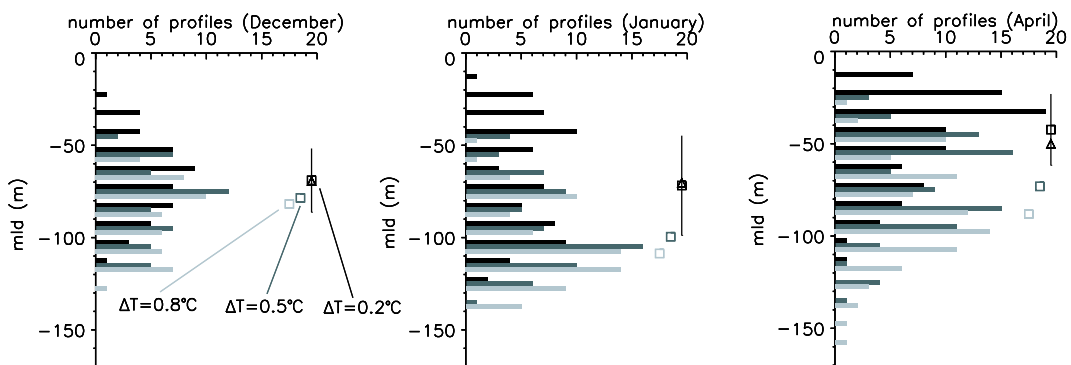


FIG. 21: Distribution of MLDs in a 2° by 2° mesh box, located in the subtropical North Pacific (158° W, 26° N) for the months of December (48 profiles), January (68 profiles) and April (87 profiles), during winter and at the end of spring restratification. The 3 MLD criteria are $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ (black), 0.5°C (dark grey), and 0.8°C (light grey), from 10 m reference depth. Also indicated is the median for each criterion (square symbol) and the median average deviation (vertical bar) and mean (triangle symbol) for the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion. Note the different distribution shapes for the 0.2°C criterion, successively gaussian, bimodal and skewed towards high values.

3. MLD Criterion

3.1. Defining the Mixed Layer

Our method of MLD climatology computation is based on direct MLD estimates from individual profiles with data at observed levels. These levels corresponds to the vertical resolution of the probes. The average vertical resolutions of the profiles used to estimate the MLD are 8.2 m, 2.3 m, 19.5 m and 9.4 m for PFL, CTD, XBT and MBT observations, respectively. This is a different approach from the one based on already-averaged profiles [KRH03; ML97], as these are altered by op-

timal interpolation and may have misleading information such as artificial density inversions or false vertical gradients, especially in sparse data areas [KRH03].

In this paper, we define the MLD using the threshold method with a finite difference criterion. This method has been shown to better approximate the “true” MLD [Thomson and Fine, 2003] as compared to integral and regression methods. As shown in an experimental study by Brainerd and Gregg [1995], the MLD based on a difference criterion is also more stable than the MLD based on a gradient criterion, which requires sharp gradient-resolved profiles. For each profile, successively deeper observed levels are examined until one is found with a parameter value (temperature, salinity, density) differing from the near-surface reference level value by more than the chosen threshold value. For temperature, an absolute difference was applied, marking any temperature increase or decrease greater than the threshold as the end of the mixed layer. Such cases of temperature inversions are known to occur at the base of barrier layers and in polar regions. A linear interpolation between observed levels [Suga et al., 2004] is then used to estimate the exact depth at which the difference criterion is reached. This method requires a careful choice of the parameter and value, as the resulting MLD strongly depends on it.

The density depends on both temperature and salinity and therefore can be a good parameter in estimating the vertically homogeneous mixed layer. However, density can exhibit cases of vertical compensation (section 4.3.2), and above all, suffers from large geographical data holes (Figure 19). Temperature is then a possible alternative in estimating the MLD [e.g., Rao et al., 1989], as it has a nearly complete seasonal coverage in the world ocean, including even the Southern Ocean, due to profiling floats released in this region starting in the 1990’s. The resulting MLD will be far more reliable, though possible biases must be considered, particularly in barrier layer regions [Lukas and Lindstrom, 1991; and see section 4.3.1], where salinity is the relevant parameter in determining the MLD, or in high latitude regions where salinity is the major contributor to the density gradient. A correction for the pressure effect is applied by using the potential temperature and the potential density to estimate MLDs. As salinity has a weak effect on potential temperature the computation is made with a constant ocean average salinity ($S = 34.72654PSU$).

The depth of the surface layer that is instantaneously mixed varies on many different timescales, from turbulence timescales to interannual variability, and a definition of the mixed layer implies a choice of timescale. The upper part of the ocean above the main thermocline encompasses the upper seasonal mixed layer, which is divided into an actively mixing layer and a daily remnant layer, and the underlying waters that have been in contact with the atmosphere within the last days, weeks or months, e.g. a fossil layer [Sprintall and Roemmich, 1999]. The mixing layer has a greater vertical uniformity than the mixed layer, and the maximum depth it reaches over a timescale on the order of a daily cycle or more defines the seasonal mixed layer [Brainerd and Gregg, 1995]. This is a useful descriptive schematic, but it strongly depends on the quantitative criteria which define the different layers. In our case, the MLD we want to estimate is the depth through which surface fluxes have been recently mixed and so integrated, recently meaning a timescale of at minimum a daily cycle, and no more than a few daily cycles. We must therefore avoid the diurnal variability of the mixing layer in our estimation

while keeping the longer term variability of the mixed layer. When the diurnal mixing layer occurs it appears close to the surface. Measurements also often have some noise in the first few meters as instruments are introduced to the water, an additional practical reason for which we avoid the diurnal variability and the layer close to the surface.

3.2. Choosing a Threshold Value

When estimating the MLD from an instantaneous profile, we must therefore take care to choose criterion values (i.e the threshold value and reference depth) in agreement with the above description of the MLD. The choice of the appropriate value can have a strong influence on studies of mixed layer heat or salinity budgets which are highly dependent on the MLD [e.g. *Foltz et al.*, 2003].

The reference depth is therefore chosen to avoid the diurnal cycle of the mixing layer. A density threshold of 0.03 kg m^{-3} with a reference depth of 2.5 m was found to yield the mixing layer in equatorial regions, where the diurnal cycle is strong [*Schneider and Müller*, 1990]. During light winds and solar warming, temperature variations can reach 1 or 2°C in SST within the first 1-2 m [*Price et al.*, 1986]. Our reference depth is therefore set at 10 m to avoid a large part of the strong diurnal cycle in the top few meters of the ocean.

The choice of the value of the threshold criterion in temperature and density was first based on visual inspection of a representative sample of randomly-picked profiles, with a global spatial coverage and from all seasons. For each profile, MLDs based on a range of different temperature and density criteria were computed. Analysis of these profiles shows that the often standard 0.01 kg m^{-3} threshold yields too shallow a mixed layer for our purposes, often representing the mixing layer in profiles taken during the afternoon in temperate or tropical latitudes, which may have been preceded by strong solar heating. *Brainerd and Gregg* [1995] found that this threshold was in fact an upper bound in correctly determining the mixing layer rather than the mixed layer. A value of 0.1 kg m^{-3} sometimes yielded the depth of the main thermocline, in the case of fossil layers for example, and a value of 0.05 kg m^{-3} often falls within the seasonal thermocline rather than at its top. Therefore a threshold of 0.03 kg m^{-3} emerged as the appropriate value for the density criterion.

A similar analysis for temperature returned a value between 0.1 and 0.2°C . We used 0.2°C , as 0.1°C occasionally returned the mixing layer depth. In addition, in high latitude regions (surface temperatures of 4°C or less), a difference of 0.1°C corresponds to a too-narrow density criterion of less than 0.01 kg m^{-3} . Finally, we used many MBT profiles, and their accuracy is often of 0.1°C , requiring a criterion of at least 0.2°C . The results given *a posteriori* in the MLD climatology using this criterion are indeed comparable with what can be seen in profiles shown by *Sprintall and Roemmich* [1999] for example. In their Figure 7, they show cases of fossil layers with the mixed layer between 70 and 120 m, while in the same region in June we find a monthly MLD of about 85 m with a median deviation of 30 m.

The choice of MLD temperature criterion, in particular with respect to the choices of *Kara et al.* [2000b] and the classical 0.5°C threshold value from *Levitus* [1982], is further verified in comparison with several moored time series. Their

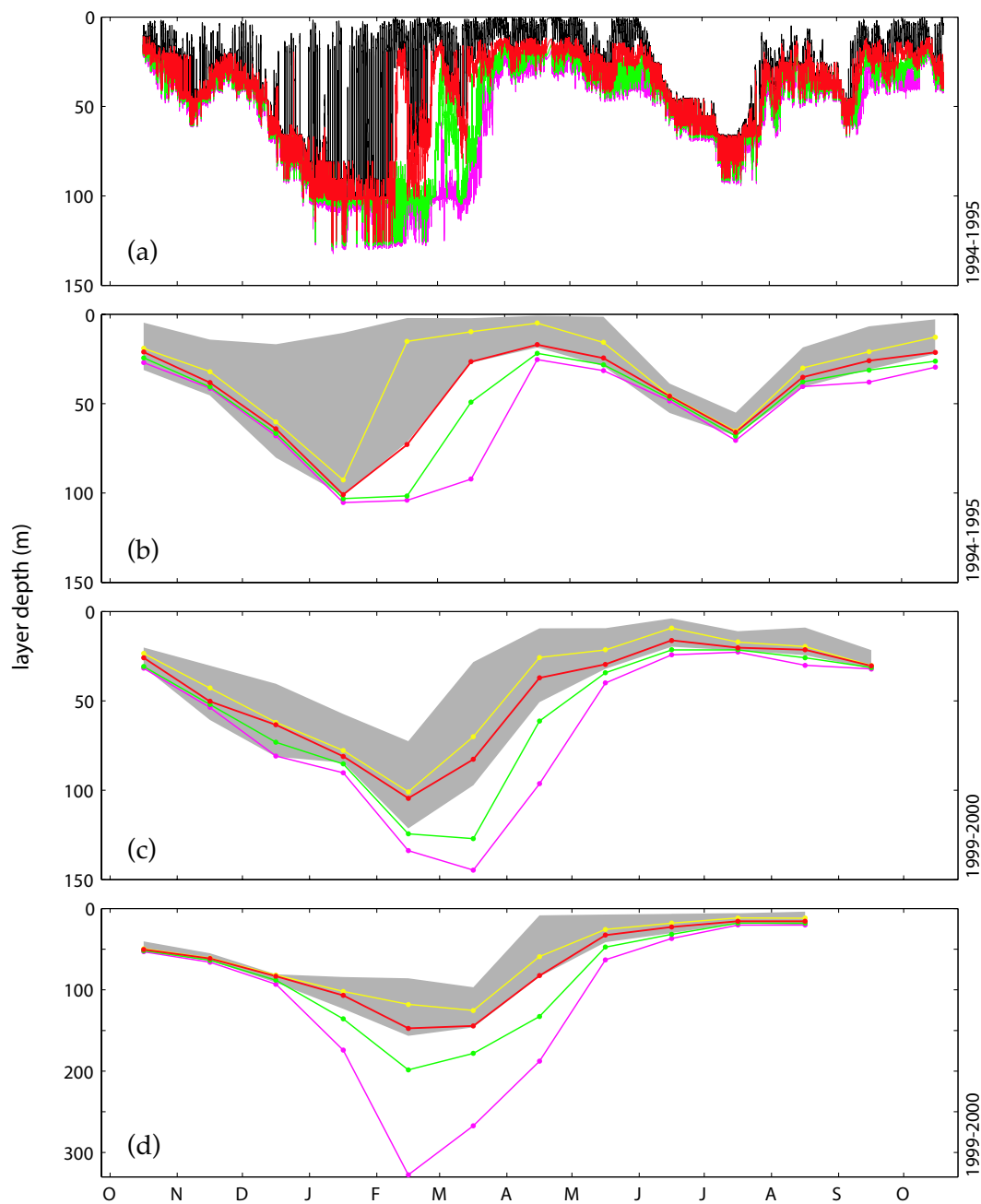


FIG. 22: (a) A time series estimate of the mixing layer depth (black) from a mooring in the central Arabian Sea ($61.5^\circ E$, $15.5^\circ N$), and the MLD calculated using 3 different threshold temperature criterion from the 10 m temperature : $0.2^\circ C$ (red), $0.5^\circ C$ (green), and $0.8^\circ C$ (pink). (b) The monthly median values of the daily minimum and maximum mixing layer depth (grey shading), the instantaneous mixing layer depth (yellow), and the instantaneous MLD calculated using the same 3 criteria (and same colors) for the mooring in (a). (c) same as (b) for a mooring in the subtropical North Pacific ($165^\circ W$, $35^\circ N$). (d) same as (b) for the subpolar North Pacific ($145^\circ W$, $50^\circ N$).

high time resolution at a fixed point contrasts with the climatology's high number of profiles distributed widely in time. These comparisons show that the 0.2°C threshold criterion calculated from the 10 m temperature is fairly successful at estimating the MLD, and is particularly good at capturing the first springtime restratification. We used moored temperature data with high vertical resolution from several sources and different oceanic regimes, three of which are shown here. These are from the central Arabian Sea [Weller *et al.*, 2002], and the subtropical and subpolar gyres in the North Pacific (National Oceanographic Partnership Program).

An estimate of the mixing layer depth was made using a threshold criterion of 0.1°C from the temperature closest to the surface. The criterion applied in our temperature based climatology, a 0.2°C threshold difference from 10 m, was calculated, along with similar 0.5 and 0.8°C MLDs. These estimates of the MLD for the Arabian Sea are shown in Figure 22a. Towards the end of the winter monsoon, in February and March, the diurnal cycle in the mixing layer depth is particularly marked, and the 0.2°C MLD follows the several-day timescale envelope of the mixing layer depth quite well. The 0.5 and 0.8°C MLDs are similar in depth to the 0.2°C MLD during periods of mixed layer deepening, but during the spring restratification and to a lesser extent in the second fall restratification that occurs in the Arabian Sea, these criteria are not sensitive enough to capture the surface restratification, and result in a delayed shoaling of the mixed layer.

A reduction of the time series data to monthly median values, the procedure used in creating the climatology (Section 2.2), reveals that the 0.2°C MLD criterion remains a good estimator of the envelope of the mixing layer depth. The median of the minimum and maximum daily values of the mixing layer depth for the three time series locations are shown in Figure 22b-d. The daily maximum MLD reflects the mixing layer depth on the daily timescale. During the summer monsoon in the Arabian Sea data, the mixed layer is maintained by wind forcing with no diurnal cycle (months of June and July in Figure 22a). However, a difference of about 10 m in the minimum and maximum median mixing layer depth is observed, as an oscillation of the base of the mixed layer, possibly created by internal wave variability. For the three sets of time series data, the 0.2°C MLD (red lines) are generally good at following the base of the mixing layer, and in the tropical and subtropical case, the major bias of the 0.5 and 0.8°C MLDs is a lag of 1-2 months in the spring restratification. In the subpolar gyre (Figure 22d), where wintertime surface temperatures descend to nearly 5°C , the 0.5 and 0.8°C criteria largely overestimate MLD, since the vertical temperature stratification is quite weak, and in fact the MLD is determined largely by the halocline (see Section 4.3.1).

To further investigate the spring restratification, we show the MLD distributions in a particular grid box for three representative months (Figure 21). The January bimodal distribution of the 0.2°C MLDs reflects the intraseasonal and interannual variability of MLDs at a time when first restratifications are already occurring. This shows that the 0.2°C criterion is more sensitive than the other two, and is also sensitive to the interannual and intraseasonal variability of the MLD.

4. Global MLD Distributions

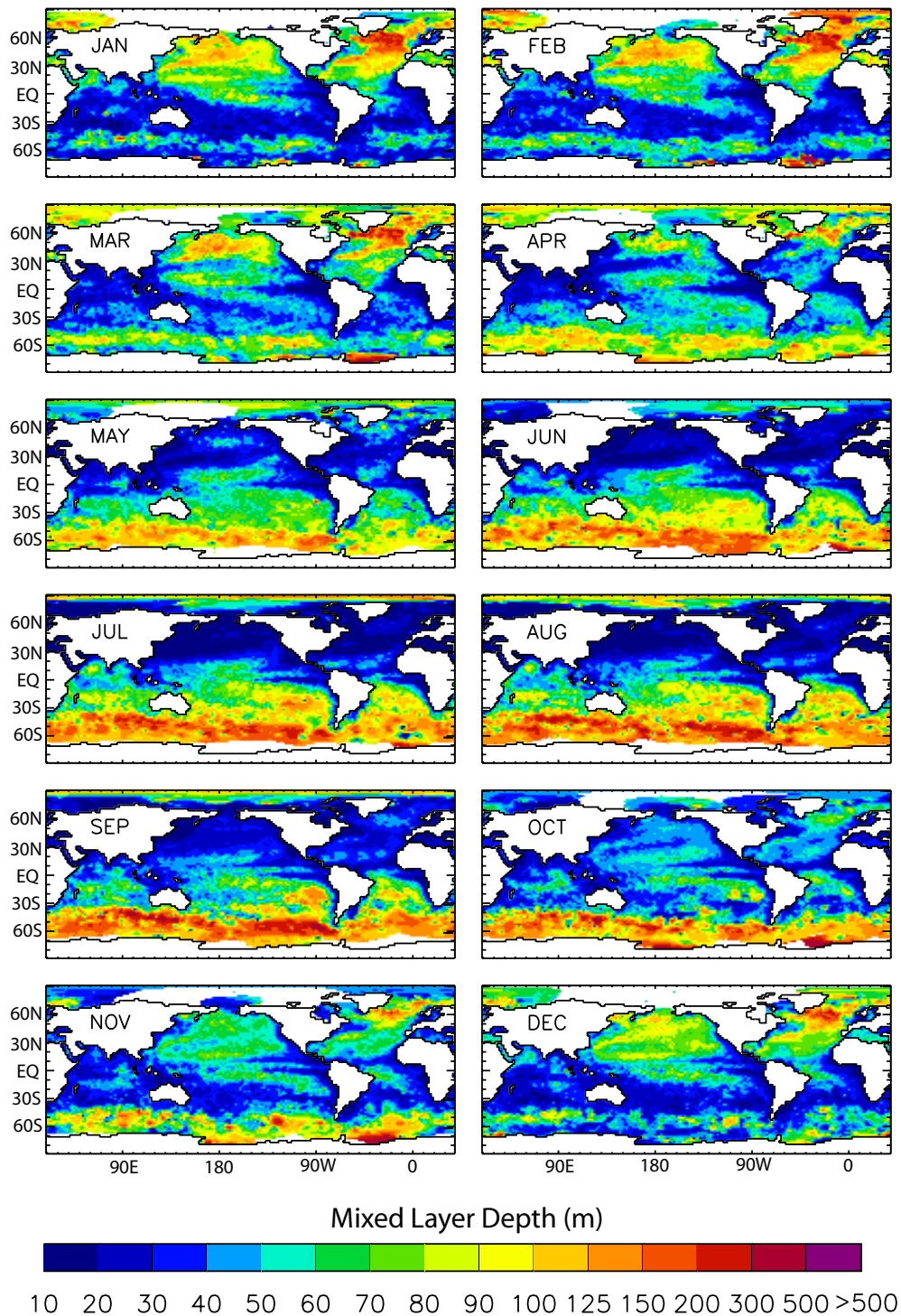


FIG. 23: Mixed layer depth (MLD) climatology estimated from individual profiles, with an optimal temperature difference criterion of $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ from temperature at 10 m depth. Criterion chosen from direct visual inspection of profiles and time series data. Data reduction by taking the median of the MLDs on each 2° grid box followed by a slight smoothing and an optimal prediction method (ordinary Kriging) of missing data in a neighboring radius of 1000 km.

4.1. Overview of the Temperature Based MLD

Monthly MLD distributions on a 2° grid, for the optimal $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ temperature criterion, are shown in Figure 23. The seasonal distribution of the number of profiles used for each grid box (Figure 19a), also available on a monthly time scale, gives us a confidence index for the resulting MLD. Areas with less than 3 profiles per grid box should be considered more carefully than others.

As spatial coverage of subsurface temperature data is fairly complete, the normalized kriging standard deviation of this MLD field is zero nearly everywhere (meaning no interpolation was applied), except in polar regions south of 55°S and in the Arctic Ocean. In these regions the kriging standard deviation increases up to about 0.3 and even locally to 0.8 in the wintertime southern Atlantic Ocean. The median absolute deviation, for each grid box not interpolated, is less than 20 m during summer and the beginning of autumn (June to October in northern hemisphere). It is less than 10 m in summer. It is 40 m on average (with maxima over 100 m in North Atlantic) in winter, a consequence of the large MLD variability at that time of year.

The MLD climatology of Figure 23 presents many well-known features, which we briefly describe before a more detailed comparison with other methods and climatologies. There is a strong seasonal cycle in the subtropics and in mid-latitudes, ranging from 20 m in summer to 150 m in winter. The MLD maxima are found in the wintertime North Atlantic deep water formation regions, with values around 740 m in the Greenland-Iceland-Norway (GIN) Sea and 550 m in the Labrador Sea. These mixed layers will be further discussed in section 5.1. The annual MLD is therefore more than 100 m in these regions, while in mid-latitudes it is closer to 70 m.

In the northern Indian Ocean the semi-annual cycle linked with monsoonal variability is well-captured [Weller *et al.*, 2002]. The summer maps show a temperature-based MLD of about 50 m in the western equatorial Pacific, however, this is a region of known barrier layer formation [Lukas and Lindstrom, 1991], and will be further discussed in section 4.3.1. The Southern Ocean, between 45°S and 60°S , has a seasonal cycle with very deep MLDs in winter, reaching more than 300 m, and a deep minimum summer MLD of 70 m [Rintoul and Trull, 2001]. This seasonal cycle is weaker south of 60°S , from 30 m in summer to values near 100 m in winter.

4.2. Methodology Comparison

In this section, we isolate and evaluate the non-linearity of the MLD computation on individual or on averaged profiles within a monthly grid box. We first calculated the monthly-averaged temperature profile for each box and at each fixed depth level as defined for the Levitus data (10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150 m, every 50 m to 300 m, and then every 100 m to a depth of 1000 m). We then compared the MLD estimated for this averaged profile with the average of the MLDs estimated from individual profiles, using the same $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion.

The MLDs revealed by the averaged-profile climatology are globally 25% shallower than in the climatology based on individual profiles (Figure 24a presents the

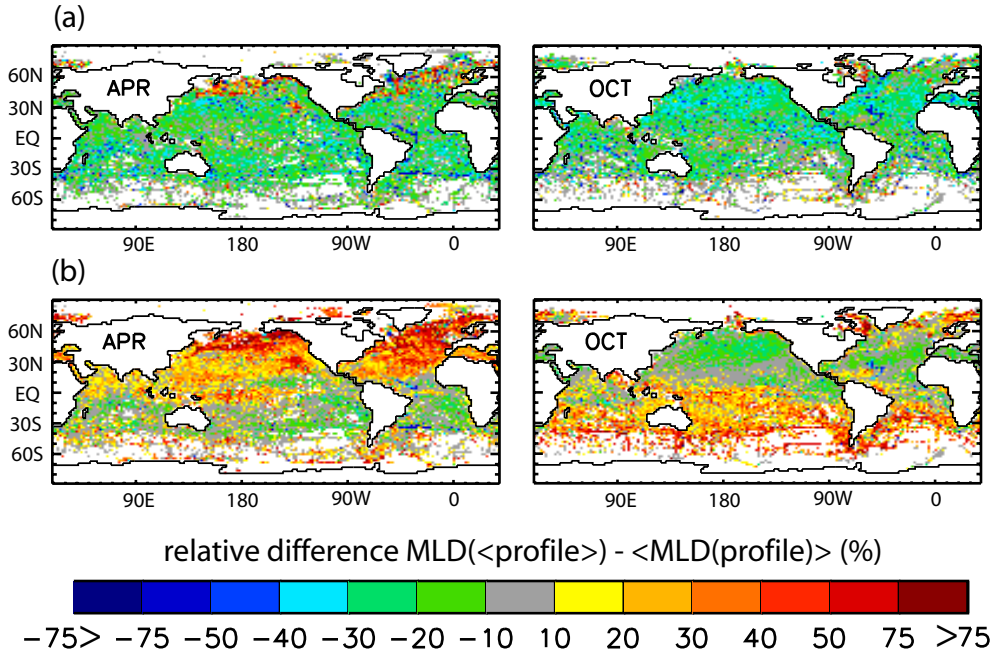


FIG. 24: Relative difference between MLD estimated from the average profile, and average of MLDs estimated from individual profiles, (a) using the same criterion $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ for both computations, (b) using $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$ to estimate MLD from the averaged profile, and $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ for individual ones.

relative difference between the two for April and October). This can be understood by looking at the profiles in one individual grid box (Figure 25a). Averaging the individual profiles includes in the resulting averaged profile all gradients that have historically occurred in the month. In Figure 25a there are 8 profiles with gradients ranging from 0.2°C to 1°C between 10 and 50 m. Incorporating these profiles into the averaged profile yields an averaged stratification which is sufficient to be detected by the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion at around 50 m, while the averaged MLD only occurs at around 80 m. A sketch in Figure 25b also illustrates this phenomenon for a simple case with 3 profiles, one with a strong stratification near the surface. The global underestimation of the seasonal MLD by 25% using the averaged-profile method might be the reason why the 0.5°C criterion was chosen by ML97, or 0.8°C by Kara *et al.* [2000b].

The averaged-profile MLD climatology using a $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$ criterion and our individual-profile MLD climatology with the optimal $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion (Figure 24b) have more comparable MLD values, explaining why artificially higher values of the ΔT criterion are chosen for averaged-profile MLD climatologies. During the deepening of the mixed layer in autumn, some profiles may retain strong near-surface stratifications, leading to a shallower averaged-profile MLD climatology. On the other hand, in spring the averaged-profile MLD climatology is deeper, suggesting that the beginning of the restratification is not captured, as seen in Section 3.2. This also suggests that MLD climatologies based on individual profiles but using a large criterion such as $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$ or $\Delta\sigma_\theta = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$ might

result in an overestimation of the MLD [e.g., Suga *et al.*, 2004 ; or Pacific Fisheries Environmental Laboratory climatologies available online].

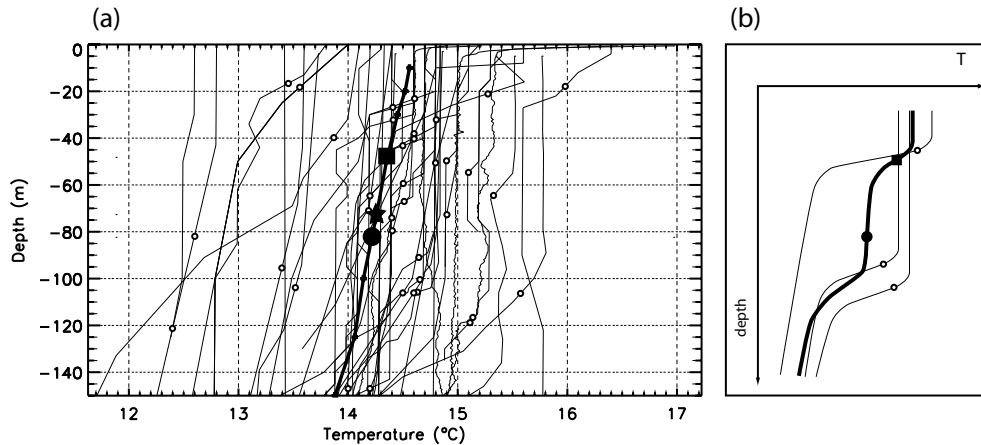


FIG. 25: (a) Ensemble of 45 profiles contained in a mesh box in North Atlantic (20° W, 40° N), for month of March. The thick profile is the averaged one. Each white circle gives the MLD of the individual profiles, the black square is the MLD for the averaged profile, the black circle is the average of all MLDs, the black star is the median of those. (b) A sketch illustrating the same as in (a) for a simple case of 3 profiles.

Our method also avoids known problems such as averaging profiles from instruments with different maximum depths, which can lead to false vertical gradients, or density inversions due to interpolation over isobaric surfaces [Lozier *et al.*, 1994]. MLD climatologies based on the Levitus World Ocean Atlas may also have uniformly smoothed but coarsely resolved property fields, as the smallest radius of influence in the smoothing is 771 km [Levitus, 1982]. The benefit of our method is that we retain more detailed structures, as we do not spatially interpolate the temperature and salinity data. The strong signature of the Azores Current in winter is an example of the well-resolved structures in our climatology (January and February near 34° N in the eastern Atlantic Ocean in Figure 23).

4.3. The Density Based MLD : Barrier Layers and Salinity Compensation

Although a temperature-based climatology of MLD works well in many locations, density remains *a priori* the most relevant parameter for creating a MLD climatology (cf section 3). Figure 26 presents the density-based MLD climatology, using the optimal $\Delta\sigma_{\theta} = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$ potential density criterion. The local kriging leaves blank regions where a reasonable interpolation was not possible due to the sparsity of salinity data. The seasonal confidence index for this climatology, shown in Figure 19b, is less than 10, except in the North Atlantic where the normalized kriging standard deviation is zero from May to November and less than 0.4 for the rest of the year. Deep convection events in the winter GIN and Labrador Seas are present, with much deeper MLDs (over 1000 m) than in the temperature-based cli-

matology. This difference, although also originating from the two different datasets used (cf Section 5.1), may be basically due to one of two effects. The first is that the thermal expansion coefficient of water is small at low temperatures. So while at 9°C, a 0.03 kg m⁻³ difference corresponds to an equivalent difference of 0.2°C, at 0°C for sea water it corresponds to a difference of 0.6°C, which yields a much deeper MLD in high-latitude cold waters, compared with a temperature-based difference of 0.2°C.

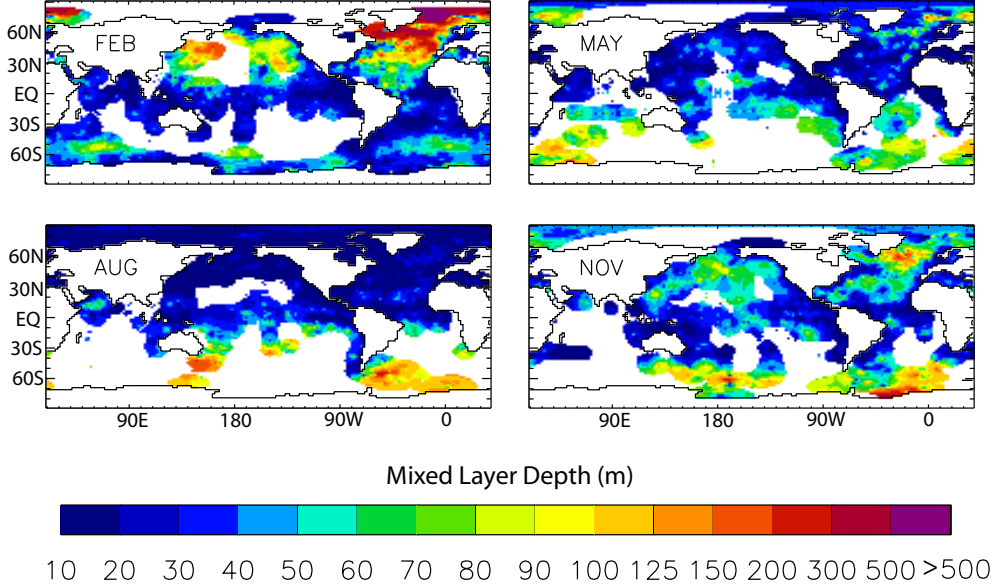


FIG. 26: Same as for Figure 23, but for a density criterion of $\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$.

The role of the halocline is also very important, and to verify its impact, we must remove the influence of variations of the thermal expansion coefficient. To do so we compute the MLD differences between a $\Delta T = -0.2^\circ\text{C}$ criterion and a variable density criterion corresponding to the same ΔT [e.g. *Vialard and Delecluse, 1998*; *Sprintall and Tomczak, 1992*] :

$$\begin{aligned} \Delta\sigma_\theta &= \sigma_\theta(T_{10} + \Delta T, S_{10}, P_0) - \sigma_\theta(T_{10}, S_{10}, P_0) \\ &\simeq \frac{\partial\sigma}{\partial T}(T_{10}, S_{10}, P_0) * \Delta T, \end{aligned}$$

with T_{10} , S_{10} the temperature and salinity values at the reference depth ($Z_{ref} = 10$ m), and P_0 the pressure at the ocean surface to compute the surface potential density and remove the non-negligible effects of the compressibility of sea water [*Schneider and Müller, 1990*]. Any MLD difference between those two criteria will then only be due to salinity stratification and this will give us the barrier layer thickness.

4.3.1. Barrier Layers

The equatorial barrier layer (BL) regions are easily identified in the four seasonal maps of this difference in MLD (Figure 27), especially the large BL in the western equatorial Pacific Ocean during all seasons (between 15°S, 15°N and 150°E, 160°W). All the regions of the ITCZ (Intertropical Convergence Zone) and SPCZ

(South Pacific Convergence Zone), where rainfall is more pronounced in the climatological mean, also have barrier layers [*Sprintall and Tomczak, 1992*]. The BL climatology shows a seasonality that has a tendency to follow the precipitation seasonal cycle, with the ITCZ BL being more pronounced in boreal summer and the SPCZ BL somewhat more pronounced in austral summer. The bias compared to the temperature-derived MLD is around 20 m in all seasons in these regions. A marked BL can be seen in the Bay of Bengal and eastern equatorial Indian Ocean beginning in boreal fall and developing in winter, reaching ~ 40 m [*Masson et al., 2002; Rao and Sivakumar, 2003*]. This BL is accompanied by a signal of about 20 m in the southeastern Arabian Sea during the same period [*Durand et al., 2004*]. In the western tropical Atlantic Ocean a remarkable BL of more than 40 m develops in winter between 10°N and 20°N , where the evaporation minus precipitation budget is known to be positive. This BL must therefore originate in advective processes or continental runoff from the Amazon River [*Sprintall and Tomczak, 1992*].

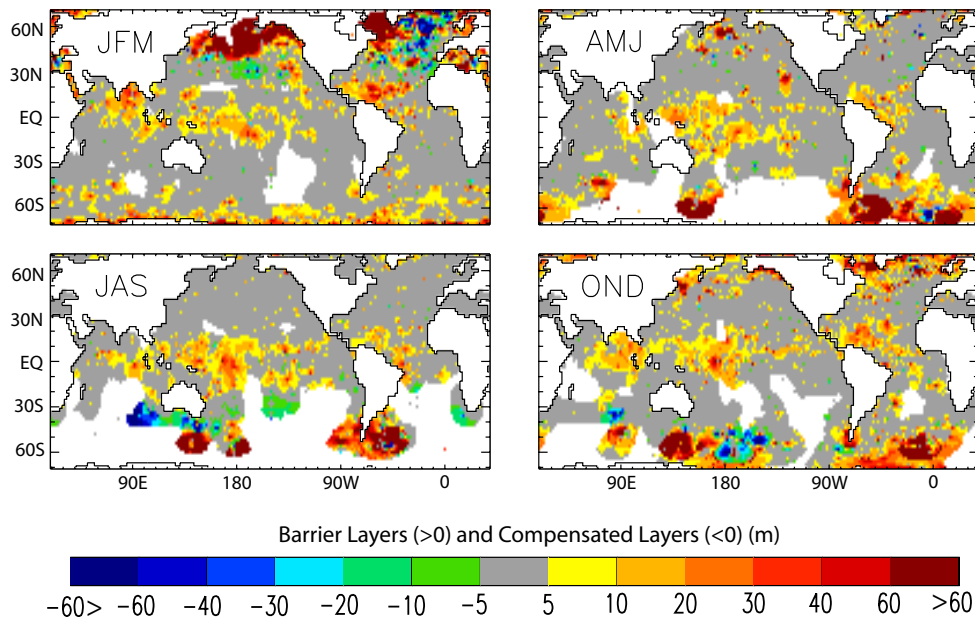


FIG. 27: Seasonal maps of MLD difference between a $\Delta T = -0.2^\circ\text{C}$ criterion and a variable $\Delta\sigma_\theta$ criterion corresponding to a fixed ΔT decrease of 0.2°C (after kriging).

In winter at high latitudes, e.g. the North Pacific or Labrador Sea, the MLD is also determined by the halocline [*Kara et al., 2000a*]. These so-called BLs can reach more than 400 m in winter when the thermocline has disappeared in polar regions. This is due to local profiles which typically have temperature inversions at around 100 to 200 m depth and no decrease in temperature above. This yields a MLD of only 100 m in winter in the temperature-based climatology (Figure 23), and a difference with the equivalent density-based climatology which is only 20 to 30 m shallower (not shown). This suggests that the criterion used to identify barrier layer regions may not be relevant at high latitudes (poleward of 60° North or South), where it always returns large positive values ($\simeq 100$ m or more).

4.3.2. Vertically Compensated Layers

The difference between the temperature and density based MLDs has in addition to barrier layers, significant regions where the density-based MLD is deeper than the temperature based MLD (negative regions in Figure 27). They occur in the subtropical gyres and subtropical convergence zone in each winter hemisphere, and also at high latitudes in the wintertime North Atlantic Ocean. They correspond more generally to mean annual negative Ekman pumping regions. Similar compensations were noted by ML97 and KRH03 in the wintertime northern hemisphere subtropics, and by *Weller and Plueddemann* [1996] in the North Pacific.

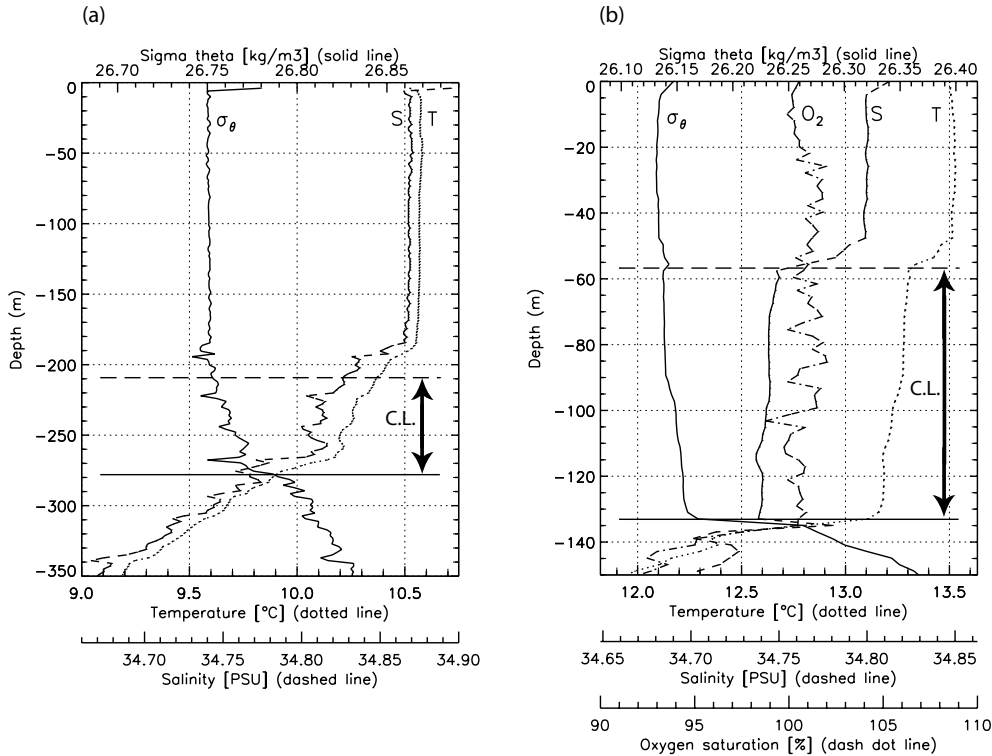


FIG. 28: (a) Temperature, salinity, and density profile measured from CTD, on July 17th 1995, 9h20 LT, south of Australia (146.2°E , 44.4°S). (b) Temperature, salinity, density and oxygen saturation profile measured from CTD, on August 12th 1991, 5h30 LT in subtropical South Pacific (150.5°W , 37.0°S). These profiles show vertically compensated layers (C.L.) of about 70 m.

These regions correspond to profiles with an isothermal layer shallower than the isopycnal one, and thus where vertical compensation has occurred between salinity and temperature, creating a compensated layer (CL) beneath the well-mixed layer. Figure 28 shows two typical examples of such profiles. In such cases active mixing cannot occur throughout the isopycnal layer if there are substantial temperature and salinity gradients within it.

Such structures may be difficult to explain using one-dimensional surface-driven upper ocean physics, since it would require a well compensated buoyancy flux. However, several mechanisms based on three-dimensional upper ocean physics are possible (Figure 11). Horizontal compensations within the mixed layer have been

observed in the wintertime North Pacific subtropical gyre [Rudnick and Ferrari, 1999], near the subtropical front in the southeastern Indian Ocean [James et al., 2002], and seem to be ubiquitous in deep ($> 75m$) mixed layers at horizontal scales smaller than 10 km [Rudnick and Martin, 2002]. The proposed mechanisms of the vertically compensated layer (Figure 29) are linked to these horizontal compensations.

In the wintertime subtropics, the extent of the compensated layers may be simply due to the temperature-salinity relation of the water column linked to active subduction processes at midlatitudes. These processes would bring cold and fresh surface waters from higher latitudes to the upper thermocline directly beneath the profiled mixed layer. At lower latitudes, the warmer and saltier surface water of the mixed layer may have been horizontally-compensated with the subducted water, and this would create a vertical compensation (Figure 28a). Such a mechanism has been further studied in Sprintall and Tomczak [1993], or Tomczak and Godfrey [1994], and would lead to an isopycnal layer including both the mixed layer and the upper thermocline. However, other structures of compensated layers such as in Figure 28b, with a thick homogeneous compensation layer below the surface mixed layer, may demand explanation by different physical processes.

Stommel and Fedorov [1967] proposed an explanation based on lateral advection of horizontally compensated water masses, in which the Ekman drift of only an upper fraction of the mixed layer slides a different water mass over a lower one, leading to a vertical density compensation such as the one of Figure 28b. We also note the high level of oxygen saturation in the lower layer which may have been recently in contact with the atmosphere before the advection of the upper layer. Such an Ekman drift was also suggested by Rintoul and Trull [2001] as a plausible mechanism for vertical compensations found in winter near a strong horizontally density-compensated front south of Australia.

One large region of compensated layers occurs in regions of deep convection in the wintertime GIN Seas (Figure 27). Slantwise convection [Straneo et al., 2002], where active convection is tilted from the vertical due to rotational forces, might bring actively convecting, horizontally surface-displaced, and potentially horizontally-compensated water underneath the surface waters at the profile location.

Finally, the theoretical explanation for the observed horizontal compensations within the mixed layer relies on existing horizontal gradients in temperature and salinity, which then slump as density currents and are vertically mixed by surface forcing [Ferrari and Young, 1997]. Once created and during a break in vertical mixing, if the horizontal compensations are not perfect they will slowly slump. This would create vertical compensations that are not exactly perfect (like the one in Figure 28b), but which may be missed by the MLD density criterion.

When compensated layers exist, the temperature criterion gives the true MLD while the density criterion returns a layer where temperature and salinity are not vertically homogeneous, and hence a layer where a convective overturning does not occur. These are cases for which density is not the right parameter in selecting the thermodynamic MLD. Just as temperature is not appropriate in barrier layer regions, density is not in compensated layer regions.

4.3.3. An Optimal Estimate of MLD

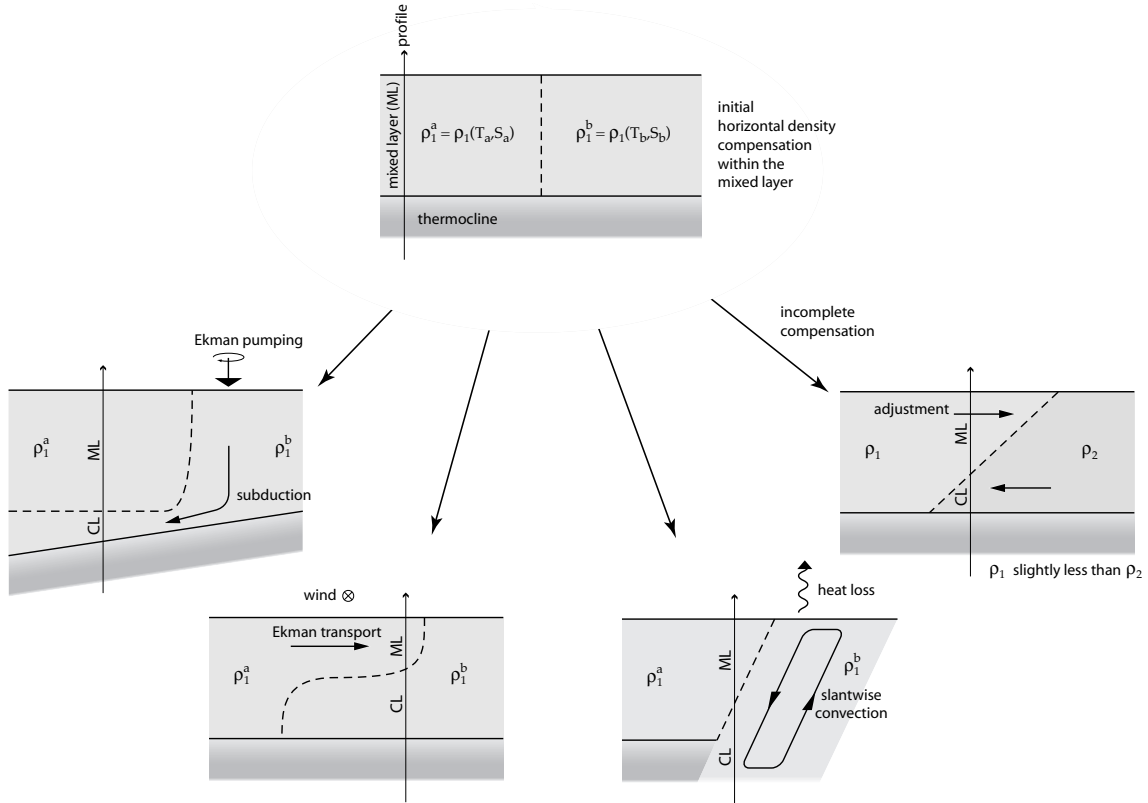


FIG. 29: Schematics of the different 3D mechanisms proposed to explain the occurrence of vertically compensated layer in the upper ocean.

To deal with the previous result, the most reliable estimate of global MLDs might be a temperature-based climatology of MLD with its good spatial distribution, augmented by an estimated correction in barrier layer regions. This could be more reliable than existing density-based climatologies, which have correct MLDs in barrier layer areas, but do not take into account compensated layers, and additionally have a poorer geographical coverage requiring large spatial and temporal interpolations.

These MLD fields are produced by first estimating the fraction of barrier layer thickness relative to the MLD from the temperature-salinity data profiles. After spatial interpolation, a linear temporal interpolation between months gives better coverage to the correction. The resulting barrier layer fraction correction is finally applied to the temperature-based MLD field. This optimal estimate of the MLD will be further discussed in the following section.

5. Comparison With Other Estimates of MLD

In this section we focus on comparisons of the timing and amplitude of the maximum MLD between various climatologies. The deepest extent of the winter mixed layer, also called the “bowl” [Guilyardi *et al.*, 2001], defines the boundary between the interior ocean and the surface ocean which is, at least once in a year,

in direct contact with the atmosphere through vertical mixing. It represents the MLD on a yearly timescale. The ventilation of the thermocline and the volumes and characteristics of water masses formed at the surface strongly depend on it, and eventually yield the large-scale distributions of properties in the interior ocean.

5.1. North Atlantic Comparison With Other Climatologies

In comparing our climatology with the two available published global products ML97 and KRH03, we concentrate on an analysis of the temperature-based MLD in the North Atlantic. Compared to the density-based product and to other regions, a greater amount of data is available, giving the highest confidence possible in the comparison. Since the temperature-based MLD is misleading in locations where a barrier layer occurs, the comparison is also made with our optimal estimate of the MLD, based both on temperature and salinity. Figures 30 and 31 show the timing and maximum value of MLD in the seasonal cycle for the four products. Note that even in the North Atlantic some grid boxes must be left without value in the optimal MLD, due to a lack of salinity profiles. Since the seasonal cycle is difficult to define in the tropics, this region is not shown in Figure 30.

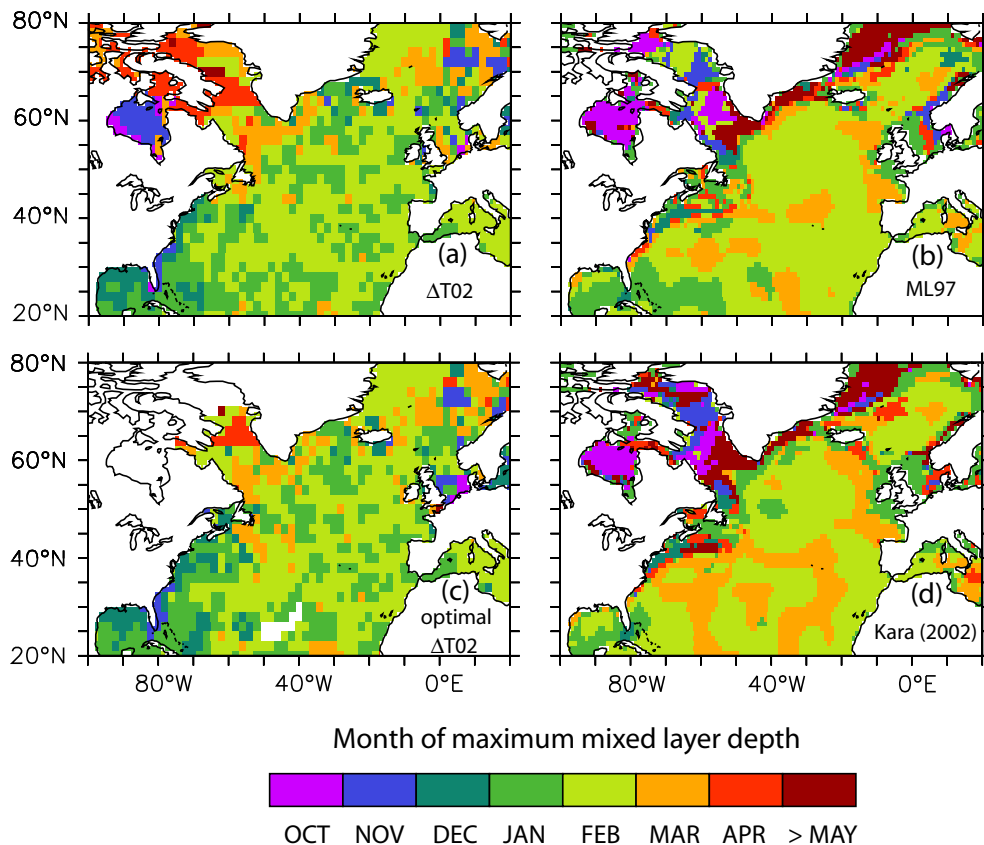


FIG. 30: Month of maximum MLD reached in the North Atlantic for (a) the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ climatology, (b) the Monterey and Levitus [1997] climatology ($\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$), (c) the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ MLD climatology corrected in barrier layer regions and (d) the Kara et al. [2002] climatology ($\Delta T = 0.8^\circ\text{C}$).

On the basin scale, both our temperature-based and optimal MLDs are characterized by a beginning of restratification (Figure 30) in January/February, about one month earlier than ML93 and KRH03, and in contradiction with the commonly-cited February/March time frame for restratification (e.g. *Stommel*, 1979, or *Williams et al.*, 1995). This difference in the timing of the maximum MLD likely originates in the choice of MLD criterion. As ML97 and KRH03 estimate the MLD from a temperature-salinity climatology, they use the larger criteria of 0.5°C or 0.8°C (section 4.2). In regions of weak surface stratification, such as the winter high latitudes, the larger criteria in fact measure changes deeper in the water column near the top of the thermocline, and are unable to detect weaker restratification events. This induces a delay in the timing of the seasonal MLD maximum, as seen in Figure 4. There are however modeling [*Lazar et al.*, 2002] and observational [*Takeuchi and Yasuda*, 2003] analyses that support the early restratification seen in our climatology.

On smaller scales, other differences appear, especially in the Arctic seas (i.e. east of Greenland and in the Labrador Sea), where the deepest MLDs often appear much later in the year in ML97 and KRH03 as compared to the current climatology. Again, this is likely an artifact of the larger temperature criteria, which in polar regions marked by weak vertical temperature gradients are even more likely to pick out the main thermocline rather than changes in mixing. This is supported by the slight delay in KRH03 as compared with ML97 in these regions, corresponding to the larger criterion used. Between our temperature-based and optimal MLD, the small differences appear by construction in regions of barrier layers (see Figure 27, JFM) like the North Sea, around Newfoundland, and east of the Caribbean islands.

As the climatologies represent a bulk monthly value of MLD, the actual timing of the peak MLD and therefore of the last ventilation with the atmosphere may be masked. If the daily maximum in MLD over the year occurs near the beginning of a month, and is followed by spring restratification events, the median MLD of this month may be smaller (though it will have greater variability) than the previous month. An example is seen in the time series shown in Figure 22a, where the maximum daily MLD (red curve) is reached at the beginning of February, while the maximum monthly median MLD is found in January. A better estimate where data is available would be to increase the time resolution of the climatology.

A striking dynamical pattern evident from the maximum yearly MLDs (Figure 31) are the main deep convection sites in the Labrador and GIN Seas. The deep maxima (550 m in the Labrador Sea and 740 m in the GIN Sea) are more clearly identified in our climatology, and their depth, variability, and location are well-placed [*Lavender et al.*, 2002]. They are also shallower than reported in ML97 and KRH03, where the deep convection sites are found within larger areas of deep constant MLD of about 1000 m. Again, the difference in MLD criterion plays a role in the differences between climatologies. In the northern North Atlantic the $\Delta T = 0.2^{\circ}\text{C}$ climatology yields values of around 350 m with a median deviation between 100 m and 150 m, while ML97 and KRH03 reach values over 600 m. The larger temperature criteria in these latter two appears to be capturing deeper thermocline gradients instead of the base of the mixed layer, particularly in these low temperature stratification situations.

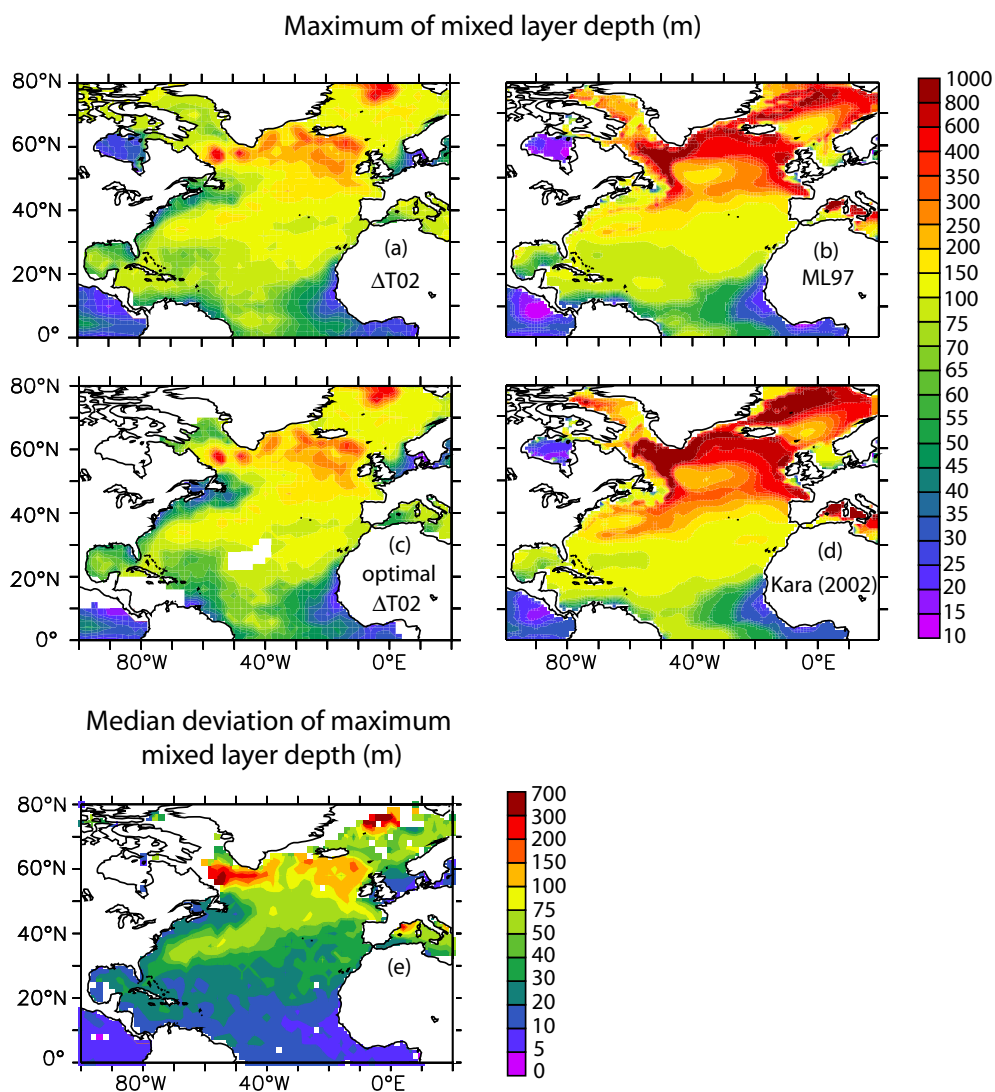


FIG. 31: (a), (b), (c), (d) same as Figure 30 for the maximum of MLD and (e) the median deviation of the maximum MLD from the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ climatology, estimated with at least 4 values per grid box.

The limitations of a climatology with its bulk time and space resolution in studying these episodic deep convection events are clear. Some complementary information is found in the MLD median deviation (see Appendix) shown in Figure 31e, representing the variability of the estimated MLD over the month. The sum of the MLD and median deviation, while not statistically rigorous, gives an order of magnitude for the maximum depth reached during the month, a quantity which may be more important for ventilation and water mass formation than the median MLD. The sums of the MLD and median deviation are 840 m for the Labrador Sea and 1200 m for the GIN Seas, in agreement with previous studies [*Lavender et al.*, 2002, *Schott et al.*, 1993]. MLDs from individual profiles using the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion can be found greater than 1000 m in these regions, but in the same grid box one finds MLDs of 200 or 300 m. The small spatial and time scales of deep convective events make them hard to capture in a climatology, however, the same methodology has been applied at 0.5° resolution in the Mediterranean Sea, yielding well-known MLDs of around 1000 m in the Gulf of Lions (personal communication). The slight smoothing in our climatology compounds this limitation, reducing the MLD maximum in the Labrador Sea from 775 m to 550 m for example. One final bias may come from shallow observations, particularly MBTs, which end before the base of the mixed layer in deep convection and deep MLD situations. This may introduce a shallow bias in our climatology of up to 50 m in winter in the northern North Atlantic.

The shallow MLD maximum regions (less than 50 m) found along North America and northern Europe, within the Mediterranean Sea, and widespread in the tropics, are another important feature of this comparison. They correspond to major barrier layer regions (see Fig. 27, JFM), and are major regions of difference between our climatologies and ML97 and KRH03. These differences are especially pronounced in the midlatitudes, with both ML97 and KRH03 missing the extended regions of shoaling observed towards the coasts. Within the tropics the three temperature-based products are fairly similar. Only the optimal MLD captures the coherent barrier layer signal centered at 60°W between $10^\circ\text{-}30^\circ\text{N}$, and the more tropical barrier layers. This optimal product, with its good estimate of MLD in both barrier layer and compensated layer regions, is the most reliable one, though it is somewhat hampered by the still-evident areas where the density-based correction cannot be calculated due to the sparsity of salinity data.

5.2. Global Comparisons With Oxygen MLD

The 95% oxygen saturation limit from CTD data is a useful proxy in determining the maximum annual MLD [*Reid*, 1982]. It also provides another way to estimate wintertime MLD, especially in the Southern Ocean where temperature and salinity data are very sparse (Figure 19). For instance, oxygen saturation data have been used to estimate the convection depth in southeast Pacific Ocean [*Tsuchiya and Talley*, 1998]. Figure 32 presents the depth of the bowl estimated from both the oxygen saturation limit and the temperature-based climatology.

Several regions of discrepancy of the estimates are found. The estimate of the bowl based on oxygen is shallower at high latitudes in the Southern Hemisphere, in the Antarctic divergence. Taking into account density-

derived MLD (see Figures 26 and 27), we find that the influence of salinity in these regions cannot completely explain the observed discrepancy.

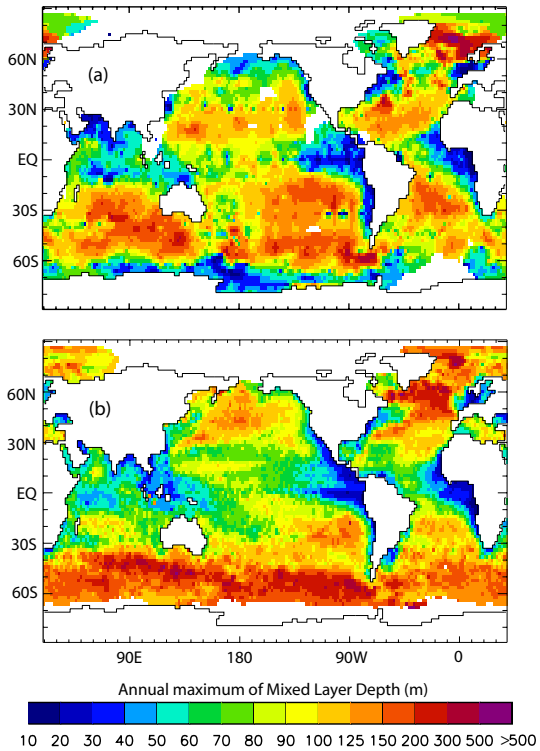


FIG. 32: (a) Depth of the 95% oxygen saturation limit from CTD data, after kriging, giving a proxy for maximum winter MLD [Reid, 1982] also called “bowl” [Guilyardi et al., 2001], (b) maximum annual MLD from the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion climatology.

Oxygen-based estimates from data collected during the austral summer could be biased because of the intense vertical movement of layers caused by the positive Ekman pumping. Other regions of discrepancy are the mid- and high-latitudes in the Northern Hemisphere, especially in the North Atlantic. In this regard, we note that the assumption of Reid [1982] is that 95% oxygen saturation corresponds to the oxygen dissolved during ventilation at the surface at the time of the deepest convective mixing during the year. The choice of the 95% threshold takes into account the moderate respiration occurring in the water column during the season. In areas where the export production is very high at specific times of the year (e.g., the North Atlantic spring bloom or the bloom in the Malvinas confluence), the oxydation of material exported from the surface respiration may consume enough oxygen to drive its concentration below the 95% value, thus altering the estimated maximum MLD. The oxygen-based estimate of the bowl is larger than the temperature-based one in all the subtropical gyres. One reason is the persistent downwelling Ekman pumping.

On the other hand, it is interesting to find a good correspondence in the southeastern corner of the Pacific, suggested formation region of Antarctic Intermediate Water (AAIW) [e.g. Hanawa and Talley, 2001].

6. Summary and Conclusions

In a distinct departure from previous studies, a new climatology of the global ocean MLD has been built based on more than 4 million individual profiles selected after quality controls. This method retains more detailed structures in the resulting MLD fields, as no merging by smoothing or interpolating the profile data is necessary. This merging loses the information contained in individual profiles, and can also potentially yield artificial features.

Careful consideration was taken to choose a MLD criterion that is instantaneously physically reliable. After a review of mixed layer processes, a visual ins-

pection of a representative sample of profiles led to threshold values of 0.03 kg m^{-3} for density and $\pm 0.2^\circ\text{C}$ for temperature, with a reference depth at 10 meters. This criterion was further validated in comparisons to fixed time series data, and the resulting MLD best followed the base of the mixed layer, especially during restratification events at the end of winter. The principle is that the mixed layer as we defined it is the layer that has been actively mixed within the past day or few days, and since we are acting on individual profiles and taking a reference value below the bulk of the diurnal layer at 10 m, we want to take the smallest value possible. This value is mainly limited by the error in the data (MBT) at 0.2°C

We investigated the consequences of the use of individual rather than averaged profiles in calculating the MLD. For a given criterion of 0.2°C , the MLD estimated from averaged profiles has a global shallow bias of about 25% compared to estimates on individual profiles, within the same monthly grid box. However, MLDs are more comparable between the two methods if a 0.5°C criterion is used on the averaged profiles, explaining why this value is commonly used, even though it overestimates the MLD if used on individual profiles. The 0.5°C criterion is the best criterion for averaged profiles, but it is no more than a fit to the proper instantaneous calculation, and it introduces other biases.

As salinity data are still too sparse, our global density-based MLD climatology computed from individual profiles has large regions with no value, especially in the Southern Ocean and the southern Atlantic, Pacific and Indian Oceans. Nevertheless, by restricting the computation to a seasonal climatology, a global estimation of barrier layers was created, and enabled us to point out regions where the salinity stratification controls the density stratification. It shows a prevalence of vertically-compensated layers in the subtropical gyres and in the subtropical convergence zone in the winter hemisphere. These extended areas correspond to regions of recently-reported horizontal compensations within the mixed layer. Dynamical oceanic processes, and especially subduction or Ekman advection, are proposed as possible explanations for this phenomenon. In such regions, the density criterion alone significantly overestimates the depth of the convective overturning, which physically defines the mixed layer, and the temperature criterion is more representative. An optimal estimate of the MLD was then proposed, based on a temperature criterion offering the best spatial and temporal coverage, combined with a salinity criterion in barrier layer regions.

Finally, intercomparisons using existing estimates of MLD from different climatologies and parameters were made. Within the North Atlantic in winter, the timing of the beginning of restratification was found to be about one month earlier (January/February) than in previous MLD climatologies (February/March). This is due to the fact that in high latitude weak stratification conditions (such as those found in the wintertime Labrador and GIN seas), a too-large temperature criterion detects deep thermocline movements instead of MLD variations. The maximal winter MLD presented here better-identifies the deep water formation regions and is shallower than previously estimated. We may, however, underestimate deep winter MLDs as they are not reached by some instruments with limited depth range (MBTs for example). Climatologies also represent the bulk monthly MLD over a grid box, making deep convection events with their limited time and spatial scales difficult to resolve. On the other hand, the larger criteria used in other climato-

logies, while making these zones more evident, lead to artificial structures with MLDs of 1000 m over a large part of the Labrador Sea in winter. This maximum annual MLD (“bowl”) was also estimated from oxygen data and showed differences with the temperature bowl due to salinity effects, Ekman pumping and biological activity impacts on oxygen.

As the amount of data increases and by consequence the observed spatial and temporal resolutions of the subsurface ocean increase, the methodology presented here for estimating MLDs, with its sound physical basis, should be used instead of the one based on averaged profiles. Comparisons with ocean models should be made with MLDs that are computed at each timestep and then averaged, yielding more consistent comparisons. This would also allow a choice of criterion to agree with those directly applied to the data profiles. A complete MLD climatology based on both temperature and salinity should become possible in the coming years as the Argo profiling float network grows. Our MLD climatology will be maintained and updated as the data available increases, and we intend it to be available for many uses, among them OGCM validation, biological studies, and mixed layer heat budget calculations. The climatology and associated quantities are available on <http://www.lodyc.jussieu.fr/~cdblod/mld.html>.

Appendix A : Methodology

A.1. Selection of Profiles and Quality Control

Since the goal of this work is to produce a MLD climatology based on individual profiles, our quality control method is designed to identify and eliminate any profile that is useless in the MLD computation, or erroneous, containing atypical data.

As MLD is estimated for each profile, the first check is to keep only those profiles which allow us to compute a MLD. The surface reference depth chosen in this study for the MLD criterion is 10 m. We therefore only keep temperature profiles beginning above 10 m, and we consider the 6,189 profiles starting between 10 and 12 m as if their first level was 10 m. This first step removes 79,540 profiles, 1.77% of the total. Most of them are XBTs, principally located in the area of Japan and in the North Pacific.

We also have to deal with profiles ending before they reach the MLD criterion. They represent about 6% of the total, and are mostly located in the winter hemisphere where MLDs reach their maximum. Around 63% are MBTs, since they originally were shallower than today’s standard (~ 300 m). These profiles provide us with a lower limit for the MLD, and simply ruling them out would introduce a shallow bias in the climatology [Polovina *et al.*, 1995]. To partially overcome this problem, we keep the profiles ending deeper than the firstly estimated MLD of the associated grid box (about 3.3% of the total). We take the depth they reach as their estimated MLD and the new estimate of MLD in the grid box will therefore include the maximum amount of information we can extract from the profiles.

A correction is then applied on certain categories of XBT profiles to correct for a systematic error in their drop rate equation. The new drop rate follows Hanawa *et al.* [1995].

Some very general verifications are made to reject obviously wrong data. A few WOCE PFL stations, which have not yet gone through NODC/OCL quality control procedures, are removed because of bad locations or missing values in depth. We also reject some CTD profiles whose temperature is not reported and are therefore useless. Finally, sensors occasionally get stuck during a profile, and those whose in situ temperature is the same for 800 m or more are eliminated, avoiding artificial stratifications in potential temperature. These peculiar cases represent only 0.025% of the profiles (1,146 ones).

A first quality control check of the data eliminates values that are outside of broad property ranges. These ranges (for temperature, salinity and oxygen) were defined by the NODC Ocean Climate Laboratory's tables [Conkright *et al.*, 2002].

Data with inversions in depth, or obviously unrealistic ones in temperature (more than $0.3^{\circ}\text{C m}^{-1}$, flags from Conkright *et al.* [2002]) are also rejected, as are those with excessive temperature gradients (more than $0.7^{\circ}\text{C m}^{-1}$, flags from Conkright *et al.* [2002]). This last test enables us to remove a series of MBT profiles that introduced strong biases on particular cruise tracks, especially during winter between the Gibraltar Straights and the USA, or during March in the Indian Ocean along the 90°E transect. When diagnosing MLD using the density criterion, we also reject profiles with density inversions greater than 0.02 kg m^{-3} .

Any profile with one of these spurious values (including missing ones) occurring before the computation of the specified MLD is eliminated. These quality controls remove a total of 154,146 profiles for the $\Delta T = 0.2^{\circ}\text{C}$ criterion (3.43%). Most of these eliminations are from the excessive temperature gradient check, mainly in the first 50 m of the profile.

Our quality control reduces the final number of stations by approximately 8% for our $\Delta T = 0.2^{\circ}\text{C}$ criterion. The number of profiles that ended before the base of the mixed layer increases greatly between the $\Delta T = 0.2^{\circ}\text{C}$ and a $\Delta T = 0.5^{\circ}\text{C}$ criteria. Indeed the number of MBT profiles rejected because they end before the base of the mixed layer nearly doubled, as the MLD estimated from this last criterion is much deeper than the MLD from the $\Delta T = 0.2^{\circ}\text{C}$ criterion. Finally, the total number of temperature-salinity profiles used after these quality checks represents only 6.8% of temperature-only profiles, giving a good idea of the lack of data concerning subsurface salinity and hence density as compared to temperature.

A.2. Data Reduction and Smoothing

Each profile is processed as outlined above and several MLDs can be estimated based on different values of the threshold criterion. The MLDs from each profile and for a given criterion are sorted into monthly boxes of 2° latitude by 2° longitude. This grid resolution can adequately accommodate the sparsity of data in some regions, but represents a trade-off. Where data density allows, a finer resolution of 1° would better-resolve smaller-scale features of regimes such as western boundary currents.

To give a monthly MLD value for each grid box we must then find the appropriate statistical estimator which best characterizes the information we are seeking. In our case, each grid box contains the interannual and intraseasonal variability, which often result in a great range of MLD values. Those values are limited to

a minimum of 10 m which is the reference depth. We can expect broad distributions with some “outlier” points with extreme values. This appears to be rather true for our 0.2°C temperature criterion. MLD distributions in grid boxes with sufficient data are then often skewed, showing a tail in the deepest values. This is especially true in the spring and summer when the mixed layer is shoaling, with the *relative skewness* of the distributions showing values around five, indicating a highly skewed distribution. In such cases (see for example April in Figure 21 for the $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion), the *median* of the MLDs for each grid box is a more robust estimator than the *mean* and more representative of the climatological field. If the distribution is much more gaussian then the *median* will be a good estimator as well. The median deviation is defined as :

$$\alpha_{dev} = \frac{1}{N_{profiles}} \sum_{i=1}^{N_{profiles}} |MLD_i - MLD_{median}|$$

and gives us an estimator of the width of the distribution for each grid box containing at least 3 values.

At this stage we have a MLD climatology as the median monthly values along with the number of profiles used for each grid box, but with regions with no data. To partially overcome the noisy nature of ship observations, we then applied a slight smoothing. It is based on a two-dimensional smoothing operator that uses 50% self-weight and 50% adjacent weight from the eight neighboring observation values. To this, we add a weight that depends on the number of ship observations, giving the following MLD value for the grid box i_0 :

$$MLD_{i_0} = \frac{1}{\sum w_i} \sum_{i \text{ neighboring } i_0} w_i * MLD_i$$

where $w_{i_0} = 8 * f_s(n_{i_0})$, $w_{i \neq i_0} = f_s(n_i)$, $f_s(n) = 1 - e^{-\frac{n^2}{4n_0}}$, and $n_0 = 20$, n_i being the number of profiles in grid box i . This value of n_0 is chosen so as to have an almost 100% confidence level for grid boxes with 20 profiles or more, and less than 10% for the those with 3 profiles or less. Such a weighting scheme enhances the quality and continuity of the climatology compared to a simple linear average approach [Terry, 1994].

A.3. Data Kriging

To fill in grid points where no data were available, the method of ordinary kriging is applied. Kriging is a very often used optimal prediction method in spatial data analysis which has close links to objective analysis. It is based on statistical principles and on the assumption that the parameter being interpolated can be treated as a regionalized variable, which is true for the MLD. Ordinary kriging assumes that *local* means are not necessarily closely related to the *population* mean, and therefore uses only the sample in the local neighborhood of the estimation location. Kriging builds a weighted average of those neighboring data so as to minimize the estimation variance which can be expressed in terms of the model covariances of the data [Wackernagel, 1998].

We used an exponential covariance function to fit the experimental variogram for each data location. Three parameters are required for the variogram model. The *practical range* is taken to be 1000 km. It represents the distance over which the covariance function has decreased by 95%. The *nugget* is set to zero, implying that there is no variance discontinuity at the known data value. Finally the *sill* was chosen to be the average variance of the sample, as it is the covariance function value for a high level of data separation.

The neighborhood extent is defined as a circle of the same radius as the practical range value, as locations beyond it are uncorrelated with the estimated location and have therefore no direct influence. A minimum of five data were required in the neighborhood of a point to make an estimation at that location.

The advantages of this geostatistical approach to interpolation are that kriging is an exact interpolator, which does not change any known values, and that, as a statistical method, it provides an indication of the estimation error in the kriging standard deviation.

Acknowledgments. The authors are very grateful to G. Reverdin for the many interesting and fruitful discussions we had, and for his great knowledge of the observations, which helped to considerably improve this work. We thank J. Vialard and P. Terray for useful comments and advices. We would also like to acknowledge the National Oceanographic Data Center for making their very rich database publicly available, as well as M. J. McPhaden and R. Weller for the time series data. M. Ribera d'Alcala is thanked for comments on the oxygen data, and B. Linné is thanked for several interesting scientific discussions. Suggestions made by three anonymous reviewers were very constructive in the revision of the manuscript. C. de Boyer Montégut is supported by a DGA grant (DGA-CNRS 2001292). AF was supported by a grant from the Swiss Federal Office of Education and Science (BBW/OFES).

2.4 Résultats et études complémentaires

2.4.1 L'ajout des données ARGO

Les données utilisées pour établir l'atlas de couche mélangée présenté précédemment proviennent du World Ocean Database 2001 et de la dernière base de données WOCE 2002. Ces deux ensembles de données réunissent la quasi-totalité des données historiques de subsurface provenant de campagnes océanographiques, de navires marchands ou de profileurs dérivants, i.e. un total de 4,5 millions de profils de température dont seulement 332 000 avec la salinité soit moins de 8% des profils. Leur répartition est très inhomogène, les données de campagne étant, par la force des choses, rares dans les régions difficiles d'accès comme par exemple l'Océan Austral en hiver.

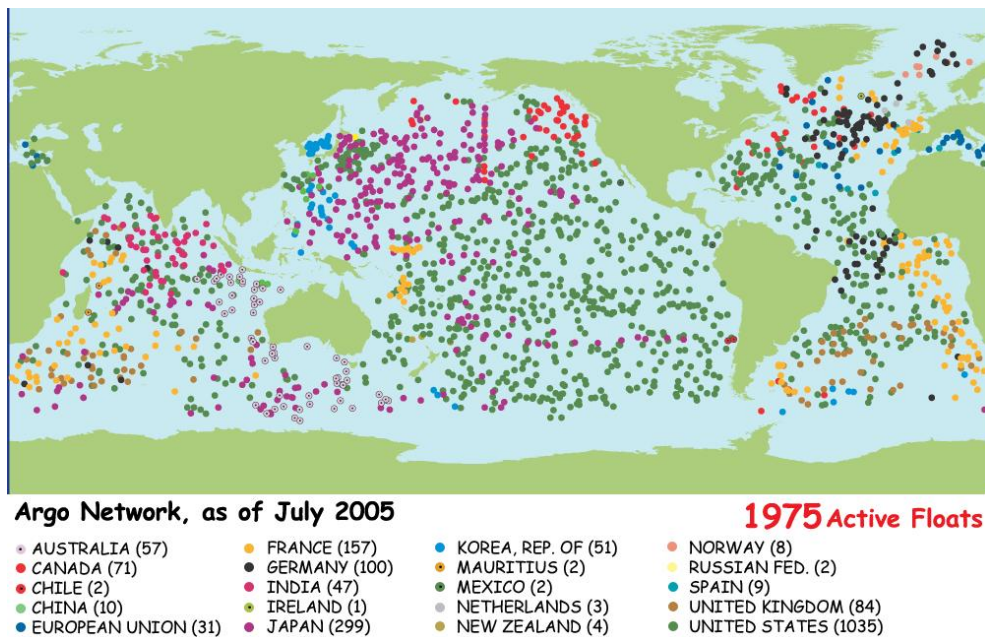


FIG. 33: Réseau des profileurs flottants ARGO actifs en juillet 2005, répartition par pays d'origine.

Depuis l'année 2000, le réseau mondial de profileurs flottants température/salinité connu sous le nom d'ARGO (Array for Real-time Geostrophic Oceanography) a pris naissance avec les premiers déploiements. Ce dernier est maintenant devenu une composante majeure du système d'observation des océans et devrait atteindre sa phase mature de déploiement (un flotteur par pavé de $3^\circ \times 3^\circ$ d'océan) d'ici 2006/2007 (Figure 33). La motivation première de ces flotteurs était pour l'océanographie opérationnelle en complément des satellites d'altimétrie, d'où leur nom d'ARGO (Array for Real-time Geostrophic Oceanography). Comme nous pouvons le voir dans ce chapitre, ils constituent également un formidable outil pour l'étude de l'océan et du climat.

L'utilisation de cette base de données a donc été une suite logique au travail sur l'atlas de couche mélangée. L'ajout de ces données a été réalisé en collaboration

avec Fabiano Busdraghi lors de son stage de DEA dirigé par Frédéric Vivier. Son travail, poursuivi en thèse, s'intéresse à la variabilité du contenu thermique de l'Océan Austral sur les dix dernières années. L'ajout des profileurs ARGO à notre base de données était donc essentiel pour améliorer considérablement la couverture de couche mélangée dans cette partie de l'océan. En comparant la Figure 34 avec les ARGO, et la Figure 26 sans les ARGO, on peut se rendre compte des grandes améliorations de couvertures dans l'Océan Indien, l'Océan Austral, mais aussi au centre du Pacifique en hiver. Ils représentent en effet près de 92 000 nouveaux profils soit environ 27% de tous les profils température/salinité qui ont pu être effectués depuis de 1965 à 2000 (CTD essentiellement).

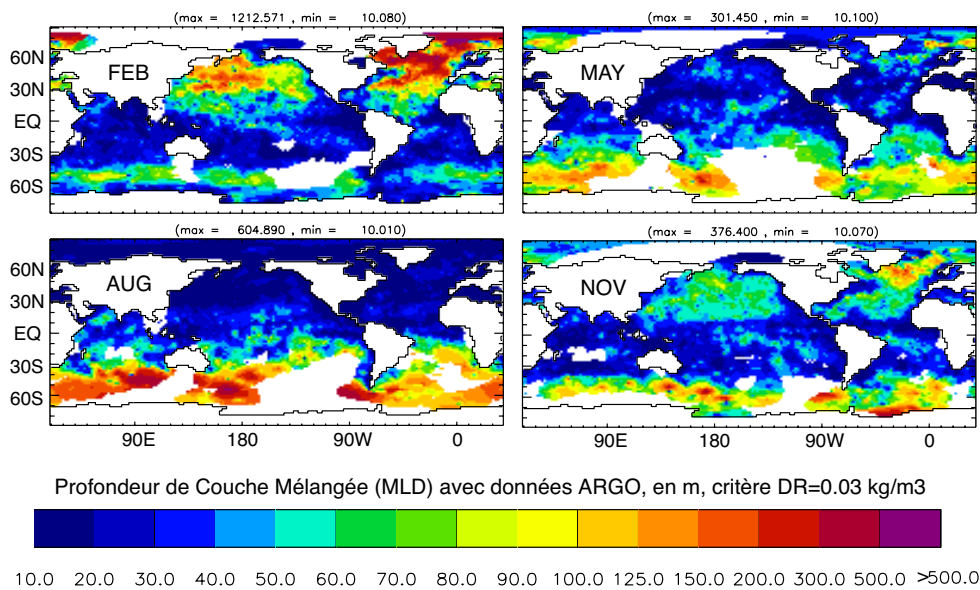


FIG. 34: Profondeur de la couche mélangée océanique calculée avec un critère de densité $\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$ (de Boyer Montégut et al., 2004). Sur ces cartes, les profileurs ARGO ont été ajoutés à la base de données (à comparer avec la Figure 26 pour laquelle les profileurs ARGO ne sont pas inclus).

L'arrivée de ce réseau de profileurs est une véritable source potentielle de nouvelles découvertes et de progrès dans notre connaissance de l'océan de surface. Ainsi, cela a motivé une étude sur le contrôle de la profondeur de la couche mélangée par la salinité à l'échelle mondiale. Ce travail en collaboration, qui s'inscrit dans la suite logique de l'article précédent, arrive maintenant à son terme et sa soumission est prévue pour septembre 2005 (Mignot et al., 2005). On montre par exemple dans ce dernier article l'amplitude et la profondeur des inversions de température mondiales dues à la présence d'eau peu salée en surface. On discute également du mécanisme de formation de certaines couches barrières comme dans le nord-ouest de l'Océan Atlantique tropical en hiver.

Dans notre zone d'intérêt, l'Océan Indien Nord, il existe de nombreuses couches barrières qui ont des impacts climatiques potentiels importants. L'ajout des données ARGO a ici encore permis d'obtenir une couverture presque totale sur les douze mois de l'année (Figure 35). Par exemple une couche barrière se forme

au sud-est de la Mer d'Arabie en fin automne, début hiver, et est responsable de la formation d'une mini warm-pool en période de pré-mousson (Durand et al., 2004). Cette warm-pool pourrait elle-même avoir des liens avec le déclenchement et les précipitations de la mousson (Masson et al., 2005). Le processus de formation de cette couche barrière a ainsi été étudié à l'aide du modèle OPA dans une configuration régionale de l'Océan Indien. Le champ de couche barrière présenté sur la Figure 35 a permis de valider la structure des couches barrières du modèle grâce à l'ajout des données ARGO. Ce travail auquel j'ai participé, a été mené par Fabien Durand et a donné lieu à un article soumis au Journal of Climate (cf. Annexe A). Dans le cadre de cette thèse on notera sur la Figure 35 le cycle saisonnier de la couche barrière dans le Golfe du Bengale qui connaît son maximum d'épaisseur en Février. Ceci sera discuté plus en détail dans le chapitre suivant.

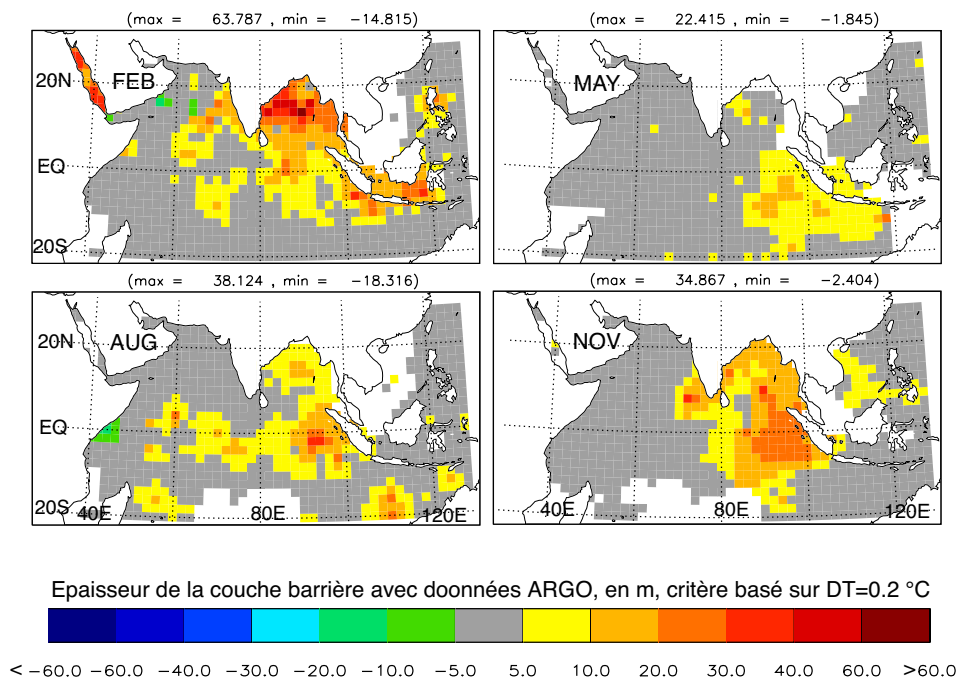


FIG. 35: Cycle saisonnier de l'épaisseur de la couche barrière dans l'Océan Indien Nord, calculée avec un critère de différence température-densité : (MLD critère $\Delta T = -0.2 \text{ }^\circ\text{C}$) - (MLD critère $\Delta\sigma_\theta$ variable équivalent à $\Delta T = -0.2 \text{ }^\circ\text{C}$), (e.g., Sprintall et Tomczak, 1992). Les profileurs ARGO jusqu'à avril 2004 ont été inclus dans cette base de données.

Enfin, en plus de cette base de données (WOD01, WOCE, ARGO), une collecte complémentaire des dernières données de campagnes a été réalisée spécialement pour évaluer la profondeur de couche mélangée dans la Mer Méditerranée. Ce bassin présente une intense activité méso-échelle, un cycle saisonnier marqué, et une circulation fortement contrainte par l'orographie. Un maximum de données est donc nécessaire dans cette zone pour pouvoir effectuer une climatologie de couche mélangée à une résolution plus haute que 2° . En utilisant la même méthodologie que dans de Boyer Montégut et al. (2004), Fabrizio D'Ortenzio et moi-même avons donc pu mettre en place une climatologie adaptée à la Mer Méditerranée avec

une résolution de 0.5° . De plus on a pris le choix de ne pas avoir recours au kriging dans ce bassin fermé. Ce travail a fait l'objet d'un article joint en Annexe B et publié en 2005 dans la revue *Geophysical Research Letters*.

2.4.2 Variabilité interannuelle de la couche mélangée

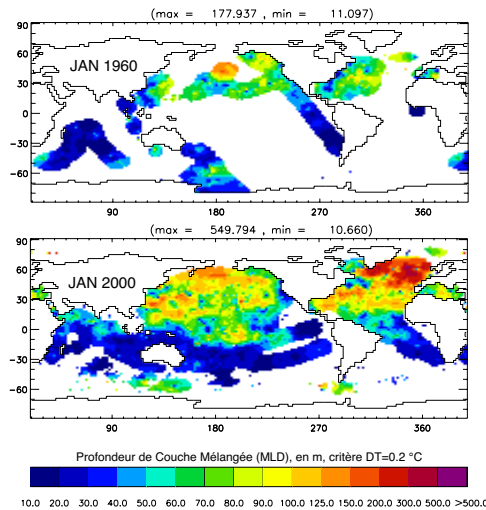


FIG. 36: Profondeur de la couche mélangée océanique calculée avec un critère de température $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ (de Boyer Montégut et al., 2004), en janvier 1960 et janvier 2000. Les profils ARGO ne sont pas compris dans ces données.

MLD sur des zones comme le Pacifique Nord ou l'Atlantique Nord. Sur la Figure 37, il semble que l'anomalie de MLD a une tendance à être de plus en plus forte depuis 25 ans. Ce résultat demande cependant une étude plus approfondie pour pouvoir être confirmé. En effet, on n'utilise ici que les 25 dernières années de données. Or les données MBT sont connues pour avoir un biais peu profond car elle ne descendent pas toujours après 200 ou 300 m. A partir de 1975, la majorité des données sont des XBT mais la présence de MBTs pourrait encore poser un problème et c'est une des choses à étudier plus en détail.

2.5 Conclusion

Nous disposons à présent d'un nouvel atlas de profondeur de couche mélangée. Sa construction à partir de plus de 4,5 millions de profils individuels incluant les données ARGO permet d'obtenir des champs de MLD présentant plus de détails dans leur structure que les précédents atlas. Ces derniers étaient faits à partir de profils moyennés (et donc lissés) et interpolés, ce qui peut introduire des structures

La grande quantité de données de subsurface accumulées jusqu'à maintenant, qui nous a servi à établir un atlas, commence à pouvoir être utilisée pour étudier la variabilité interannuelle de l'océan de surface et même intérieur (e.g., Levitus et al., 2000; Boyer et al., 2005). Ainsi des champs interannuels de couches mélangées peuvent par exemple servir à mieux savoir quels sont les processus qui induisent les variations interannuelles de la pression partielle de CO_2 dans l'atmosphère. Sur une suggestion de Corinne Le Quéré du Max Planck Institut en Allemagne, j'ai donc calculé le champ interannuels de couche mélangée de 1950 à 2000. Les données ARGO n'ont malheureusement pas encore été incorporées à ces cartes (Figure 36). On peut voir immédiatement les progrès réalisés en couverture spatiale depuis 40 ans. Même si le champ est encore assez bruité pour l'année 2000 on peut déjà envisager une étude de la variabilité interannuelle de la

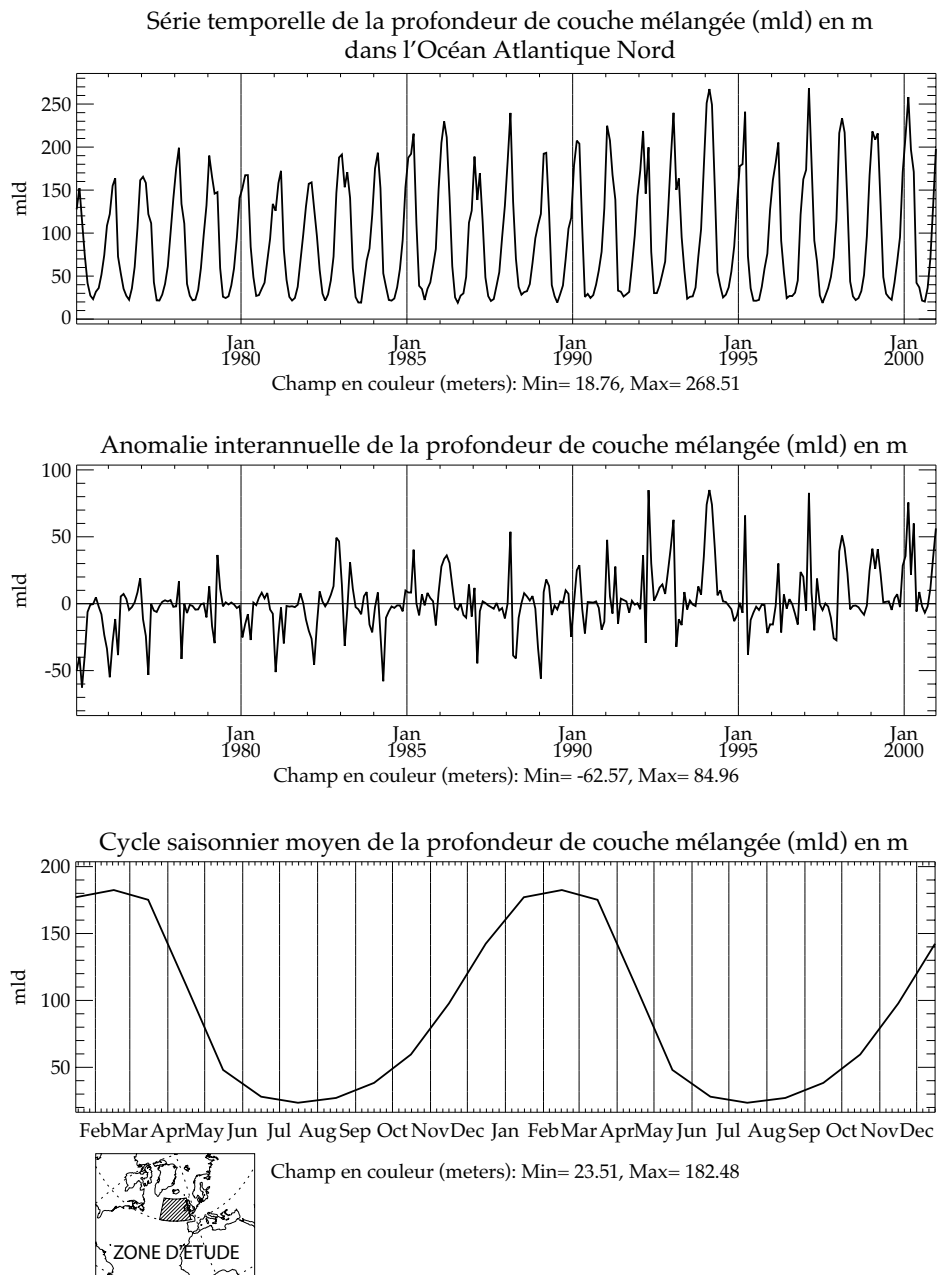


FIG. 37: Série temporelle, anomalie interannuelle et cycle saisonnier moyen de la profondeur de couche mélangée (MLD) dans l'Océan Atlantique Nord sur la période 1975-2000. La région d'étude est indiquée en hachuré dans la carte en bas à gauche (35W-5W, 45N-60N). La série temporelle est calculée avec au moins 30% de la surface d'étude avec des données.

artificielles. Le critère sur le profil est choisi pour s'efforcer d'estimer la couche de surface qui a été mélangée dans la journée ou les quelques journées précédentes afin ne prendre en compte que les échelles de variabilité supérieures à la journée. On confirme en outre que l'utilisation de profils moyennés entraîne un biais peu profond de l'estimation de la MLD. L'utilisation de critères plus grand pour ces profils (0.5 °C ou 0.8 °C) est un ajustement artificiel qui peut en outre introduire d'autres biais.

Les données en salinité sont encore peu nombreuses pour un tel atlas mais des champs saisonniers sont déjà possibles. Ils permettent de mettre en évidence les régions où la salinité participe au contrôle de la stratification de surface. Cela permet par exemple de montrer des zones de compensations verticales dans les gyres subtropicales et la zone de convergence subtropicale en hiver. Ces structures ont été peu discutées précédemment et on propose ici des mécanismes de formation. Enfin des comparaisons avec d'autres atlas ont été effectuées. Notre atlas présente des profondeurs de convection profondes trop faibles mais cela est dû à la réduction des données sur une grille de 2° et par mois, ce qui est bien plus grand que l'échelle de quelques jours et de quelques km ou dizaines de km des événements de convection profonde. En revanche la localisation de ces événements est bien reproduite alors que les atlas précédents présentent de vastes zones de profondeur constante d'environ 1000 m à ces endroits. D'autres structures telles que l'amincissement de la couche mélangée dans l'Atlantique le long des côtes américaines et canadiennes sont également mieux reproduites que précédemment.

Ce champ de MLD est destiné à être entretenu et mis à jour avec l'arrivée de nouvelles données comme les ARGOs. Leur ajout permet une nette amélioration de la couverture spatiale notamment dans l'Océan Austral. C'est également un gros progrès car ces capteurs relèvent la salinité en plus de la température. Les champs sont disponibles sur une page web (<http://www.lodyc.jussieu.fr/~cdblod>) qui a déjà reçu plusieurs centaines de visites dont environ 60 téléchargements des champs de MLD eux mêmes. Leur utilisation est multiple car ils peuvent servir aussi bien pour la validation de modèles que pour des études biologiques ou biogéochimiques.

Cette méthode de calcul de MLD nous permet de faire des comparaisons plus cohérentes avec les sorties du modèle OPA pour lequel la MLD est calculée à chaque pas de temps. En outre, la MLD que l'on a voulu estimer dans ce travail est celle qui a été mélangée récemment et représente le réceptacle des flux air-mer. Ceci correspond donc bien à la suite de notre travail qui consiste à étudier les cycles saisonnier et interannuel des bilans de chaleur et de sel dans la couche mélangée de l'Océan Indien Nord. On va donc utiliser ce produit pour valider la structure de la couche mélangée simulée ainsi que de la couche barrière dans l'Océan Indien Nord, ce qui nous permettra de disposer de bases solides pour étudier les simulations effectuées avec le modèle d'océan.

Chapitre 3

Bilan thermohalin de la couche mélangée dans l’Océan Indien Nord

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, on s’intéressera au problème central de cette thèse qui est d’étudier et de comprendre les mécanismes qui contrôlent la variabilité de la SST (et SSS) dans l’Océan Indien Nord. On se placera aux échelles saisonnières et interannuelles. On notera de plus qu’on se focalisera dans ce chapitre sur les deux grands bassins de l’Océan Indien Nord : la Mer d’Arabie et le Golfe du Bengale. En effet plusieurs études précédentes ont été menées sur l’IOZM (cf. chapitre 1), et se sont donc déjà intéressées à la partie équatoriale de cet océan. Comme nous l’avons vu dans le chapitre 1, la SST joue un rôle primordial dans le couplage océan-atmosphère de l’Océan Indien Nord. Dans un article récent, Wang et al. (2005) montrent que les modèles classiques de circulation générale atmosphérique forcés par des SST observées, sont incapables de simuler proprement les précipitations de mousson d’été dans la région Asie-Pacifique. Traiter la mousson comme un esclave semble être la cause de l’échec des modèles. Le climat de l’atmosphère est connu pour être en effet assez sensible aux faibles changements de SST dans les tropiques. De tels changements dans le Pacifique jouent un rôle central dans le phénomène ENSO. Cependant l’influence climatique de plus faibles changements de SST observés dans l’Océan Indien équatorial et nord n’est pas encore comprise.

Les changements de SST peuvent être contrôlés directement par au dessus, par les changements de conditions atmosphériques comme la vitesse du vent à la surface, la température de l’air, son humidité, ou encore le rayonnement solaire associé à la couverture nuageuse. L’autre type de changement de SST est contrôlé par en dessous. Ces changements de SST sont dus aux courants horizontaux ou verticaux dans l’océan ou au mélange vertical, qui sont associés avec des flux de chaleur non nuls dans l’océan de surface. Pour la région de l’Océan Indien Nord, on peut alors se poser les questions suivantes : est-ce que les variations saisonnières et interannuelles de la SST sont contrôlées par “au dessus” c’est à dire par l’atmosphère ? Ou

bien est ce que les changements de la circulation et du mélange océanique jouent un rôle et contrôlent la SST par “en dessous” ?

La SSS a également un fort impact sur la SST dans l'Océan Indien Nord (e.g., Durand et al., 2004), comme dans d'autres régions des tropiques, par ses effets sur la stratification de surface. L'Océan Indien Nord connaît un fort contraste est-ouest en SSS à cause des flux d'eau douce. La Mer d'Arabie est un bassin d'évaporation avec des salinités autour de 36 PSU. Le Golfe du Bengale, quant à lui, est un bassin de dilution avec un excès de précipitations et d'apports fluviaux (Gange, Brahmapoutre, Irrawaddy...) sur l'année. Ce bassin a donc des salinités de l'ordre de 33 PSU. Comprendre l'équilibre et la variabilité de la SSS dans l'Océan Indien Nord participe donc directement à la compréhension des fines variations de SST de cette région. De même que pour la SST on peut se poser les mêmes questions à propos de la SSS.

Dans ce chapitre on étudiera ces questions à l'aide du modèle d'océan OPA (Madec et al., 1999). Certaines études précédentes se sont intéressées à ce type de problème en calculant les bilans de température et de salinité sur des couches de surface de l'océan de profondeur fixes, comme par exemple sur les 50 premiers mètres (Shenoi et al., 2002). Cependant cette démarche peut conduire à des interprétations erronées sur l'évolution de la SST. En effet, la température des 50 premiers mètres de l'océan ne représente pas nécessairement la SST et des bilans sur cette couche peuvent inclure des phénomènes de subsurface qui ne jouent pas directement sur la SST. Dans ce chapitre, on fera donc attention à analyser les différents termes de tendance en température et salinité intégrés sur la couche mélangée. Ces bilans reposent sur la couche mélangée de surface qui varie dans le temps et représentent donc exactement la variabilité de la SST et de la SSS et non des caractéristiques de subsurface. L'atlas de couche mélangée mis en place dans le chapitre précédent nous permettra en outre de vérifier que la couche de surface sur laquelle on calcule les bilans est bien réaliste. Cette démarche est essentielle dans notre région où les variations de SST que l'on cherche à comprendre peuvent être assez faibles.

Après un résumé des principaux résultats, ce travail est présenté sous la forme d'un article soumis au *Journal of Climate* en Avril 2005. Cet article a été recommandé pour publication après des révisions mineures. Une partie complémentaire montrera ensuite les résultats obtenus sur la variabilité saisonnière de la SSS dans l'Océan Indien Nord. Enfin, on conclura sur les résultats de ce chapitre.

3.2 Résumé

On utilise un modèle global de circulation générale océanique (OGCM, Oceanic General Circulation Model) pour étudier le bilan de chaleur dans la couche mélangée de l'Océan Indien Nord. Le modèle est validé par des observations et montre un assez bon accord avec les données de profondeur de couche mélangée dans l'Océan Indien Nord. On a séparé l'Océan Indien Nord en trois sous-bassins : la Mer d'Arabie Ouest, la Mer d'Arabie Est, et le Golfe du Bengale. Cette étude révèle d'importantes différences entre la Mer d'Arabie Ouest et la Mer d'Arabie Est, tandis que cette dernière présente des similitudes avec le Golfe du Bengale.

De nouveaux résultats sont mis en évidence à l'échelle saisonnière. La pénétration du flux solaire doit être prise en compte dans les bilans de chaleur de surface de l'Océan Indien Nord pour deux raisons. D'abord, une moyenne de 28.6 W m^{-2} est perdue sous la couche mélangée au cours de l'année. Ensuite, la pénétration du flux solaire tend à réduire les effets de ce flux solaire sur le cycle saisonnier de la SST dans la Mer d'Arabie puisque les saisons de forts flux sont aussi les saisons de fines couches mélangées. Cela accentue le contrôle de la variabilité saisonnière par le flux latent. On montre également l'impact de la salinité dans cette région sur la variabilité de la SST. La stratification en sel joue un rôle évident pour maintenir une SST élevée en hiver dans le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie Est, mais pas dans la Mer d'Arabie Ouest qui présente alors des SST inférieures d'environ $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ aux deux autres bassins. La présence d'eau douce près de la surface permet de stocker de la chaleur sous la couche de surface, qui peut être redistribuée par entraînement durant le refroidissement d'hiver (causant un réchauffement de $+2.1 \text{ }^\circ\text{C}$ dans le Golfe du Bengale). A l'échelle interannuelle, la Mer d'Arabie Est et le Golfe du Bengale sont fortement contrôlés par les vents via les anomalies de flux de chaleur latente. En revanche, dans la Mer d'Arabie Ouest, les processus océaniques verticaux et l'advection horizontale contribuent de manière significative à la variabilité interannuelle de la SST et le vent n'est pas le seul facteur à contrôler le forçage par les flux de chaleur.

3.3 Article : Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat budget in the northern Indian Ocean

manuscript submitted to Journal of Climate, special issue on Indian Ocean climate system, under minor revision

(30 April 2005.)

Clément de Boyer Montégut ¹, Jérôme Vialard ¹, Satheesh S. C. Shenoi ², D. Shankar ², Fabien Durand ³, Christian Ethé ¹, and Gurvan Madec ¹

¹ Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques, Institut Pierre Simon Laplace, Unité Mixte de Recherche, CNRS/IRD/UPMC, Paris, France

² Physical Oceanography Division, National Institute of Oceanography, Dona Paula, Goa, India

³ Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Institut de Recherche pour le Développement, Unité Mixte de Recherche, CNRS/CNES/IRD/UPS, Toulouse, France

Abstract.

A global Ocean General Circulation Model (OGCM) is used to investigate the mixed layer heat budget of the Northern Indian Ocean (NIO). The model is validated against observations and shows a fairly good agreement with mixed layer depth data in the NIO. The NIO has been separated into three sub-basins : the western Arabian Sea (AS), the eastern AS, and the Bay of Bengal (BoB). This study reveals strong differences between the western and eastern AS heat budget, while the latter basin has similarities with the BoB. Interesting new results on seasonal timescales are shown. Penetration of solar heat flux needs to be taken into account for two reasons. First, an average of 28.6 W m^{-2} is lost beneath the mixed layer over the year. Second, the penetration of solar heat flux tends to reduce the effect of solar heat flux on the SST seasonal cycle in the AS because seasons of strongest flux are also seasons of thin mixed layer. This enhances the control of SST seasonal variability by latent heat flux. Impact of salinity on SST variability is demonstrated. Salinity stratification plays a clear role in maintaining a high winter SST in the BoB and eastern AS while not in the western AS. The presence of fresh water near the surface allows to store heat below the surface layer that can later be recovered by entrainment warming during winter cooling (with a winter contribution of $+2.1^\circ\text{C}$ in the BoB). On interannual timescale, the eastern AS and BoB are strongly controlled by the winds through the latent heat flux anomalies. In the western AS, vertical processes and also horizontal advection contribute significantly to SST interannual variability and the wind is not the only factor controlling the heat flux forcing.

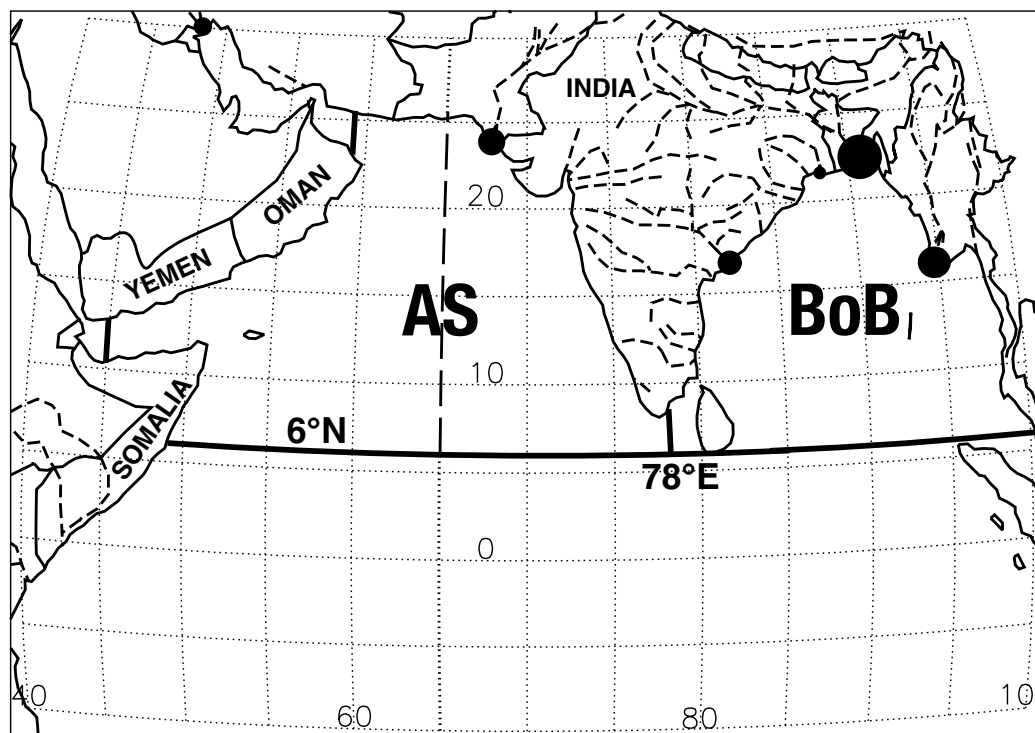


FIG. 38: Map of the Northern Indian Ocean (NIO) along with the main rivers of the region. River runoffs parameterized in the model are shown with dots whose size increases with increasing mean annual discharge of the river. The NIO is divided by the Indian subcontinent into two semienclosed basins, the Arabian Sea (AS) and the Bay of Bengal (BoB). The dashed meridional line located at 65° E separates between the western AS and the eastern AS. The 6° N parallel indicates the southern limit of the basins considered in this study.

1. Introduction

The Northern Indian Ocean (NIO), forced by the seasonally reversing monsoon winds, exhibits the two characteristics of the monsoon. First, it has a highly repetitive seasonal cycle : this implies a strong climatology. The monsoon winds reverse twice an year, blowing generally from southwest during the summer (June-September) and from the northeast during the winter (November-February) (Figure 38) ; March-May and October are the months of transition between the monsoons. Second, since no two monsoons are alike, in no two years does the NIO behave the same way : there is considerable interannual variability (Webster et al., 1998). This is reflected in the variations of temperature, salinity, and mixed layer processes, and in the heat and salt budgets. The interannual variability of the heat budget of the upper ocean (or mixed layer) is of paramount interest for air-sea coupling.

Several studies have examined the seasonal cycle of the mixed layer in the Arabian Sea (AS) (Shetye, 1986 ; Molinari et al. 1986 ; McCreary and Kundu, 1989 ; McCreary et al., 1993) and the heat budget of the upper ocean using data

(Düing and Leetmaa, 1980; Rao et al., 1989; Rao and Sivakumar, 2000; Shenoi et al., 2002, hereinafter SSS02) and numerical models (Fischer, 2000; Prasad, 2004). Shenoi et al. (2005a) examined the heat budget of the near surface layers of the NIO using a model output and found that the model reproduces the surface heat content correctly, except during the spring warming (March-April), when the surface heat content is overestimated. Using diversified data sets, Düing and Leetmaa (1980) and SSS02 identified two mechanisms responsible for the summer cooling of the AS: western boundary upwelling and the export of heat through meridional overturning across the southern boundary of the AS. Such summer cooling is absent in the Bay of Bengal (BoB) owing to weak upwelling and meridional overturning owing to the weaker winds (Shenoi et al., 2005a).

The importance of salinity in the thermodynamics of the NIO, and its possible role in air-sea coupling, have aroused interest. Owing to the lack of salinity data on a scale comparable to temperature, especially sea surface temperature (SST), such studies have been restricted to the southeastern AS (Durand et al., 2004; Shenoi et al., 2004, 2005b; Shankar et al., 2004), the northern BoB (Vinayachandran et al., 2002), and a few other regions (Rao et al., 1985); they highlighted the importance of upper ocean stratification, caused by the fresh water fluxes, for the thermodynamics of the upper ocean. The stratification due to salinity leads to the existence of a barrier layer similar to that in the western tropical Pacific (see, for example, Vialard and Delecluse, 1998). Sengupta et al. (2002) highlighted the importance of penetrative solar radiation in determining the upper layer heat budget of the eastern AS. Both, the barrier layer, which often leads to subsurface inversions (Shankar et al., 2004; Durand et al., 2004), and the resulting penetrative solar radiation, play a crucial role in these regions.

The above studies were successful in describing the seasonal cycles, but the natural extension to interannual variability has not been made owing to the paucity of salinity data. It is this lacuna that numerical models can fill. Murtugudde and Busalacchi (1999) used an ocean general circulation model (OGCM) to show that the interannual variability of SST in the AS and in the Somali Current depends not only on variability in air-sea fluxes, but also on the wind forcing: in other words, oceanic processes play an important role in regulating SST. Vinayachandran (2004) used data from ARGO floats to show that length of the summer monsoon plays a key role in the summer cooling. None of the studies on interannual variability, however, are as comprehensive as those (cited above) on the seasonal cycle.

Hence, in this paper, we use an OGCM to investigate the interannual variability in the heat budget of the upper layers of the NIO. In doing so, we also include the effects of barrier layer and penetrative radiation. This investigation has several advantages over the previous studies mentioned above. The heat budgets of Düing and Leetmaa (1980) and Shenoi et al. (2002 and 2005a) estimated the budgets for fixed control volumes (50 m thick in the latter). Here, we estimate the heat budget of the mixed layer rather than the budget over a fixed layer because the mixed layer in the NIO (Figure 39) is often thinner than 50 m, implying that using a fixed control volume allows processes below the mixed layer to influence the SST. Following the suggestion of SSS02, we also estimate separately the heat budgets for the western and eastern AS; the 65°E meridian separates these two parts of the basin. The southern boundary of the regions of study, shown in Figure 38, is at

6°N. The heat budgets are computed online in the model using the time-varying MLD. The model computes air-sea fluxes internally, enabling a closed budget.

We begin by describing the model and the method used to estimate the budgets (Section 2); then we investigate the seasonal cycle (Section 3) and the interannual variability during 1993-2000 (Section 4). Section 5 summarises the paper.

2. Model and mixed layer budget

2.1. Physics of the model

The OGCM used in this study is the OPA model (Madec et al., 1999; see full documentation at <http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/>), developed at the Laboratoire d’Océanographie DYnamique et de Climatologie (LODYC). OPA solves the primitive equations on an Arakawa C grid, with a second-order finite difference scheme. It assumes the Boussinesq and hydrostatic approximations, the incompressibility hypothesis and uses a free surface formulation (Roullet and Madec, 2000). The density is computed from potential temperature, salinity and pressure using the Jacket and McDougall (1995) equation of state. In its global configuration ORCA05, the horizontal mesh is based on a 0.5° by 0.5° Mercator grid, and following Murray (1996) two numerical inland poles have been introduced in order to remove the North Pole singularity from the computational domain. The departure from the Mercator grid starts at 20°N, and is constructed using a series of embedded ellipses using the semi-analytical method of Madec and Imbard (1996). Realistic bottom topography and coastlines are derived from the study of Smith and Sandwell (1997), complemented by the ETOPO5 dataset. The maximum depth of 5000 m is spanned by 30 z-levels ranging from 10 m in thickness in the upper 120 m to 500 m at the bottom. The ocean model is run with a time step of 2400 s.

Lateral tracer mixing is done along isopycnals. Eddy-induced tracer advection is parameterized following Gent and McWilliams (1990) with coefficients decreased in the tropics between 20°N and 20°S. Momentum is mixed along horizontal surfaces using coefficients varying with latitude, longitude and depth. Vertical eddy diffusivity and viscosity coefficients are computed from a 1.5 level turbulent closure scheme based on a prognostic equation for the turbulent kinetic energy (Blanke and Delecluse, 1993). Double diffusive mixing (i.e. salt fingering and diffusive layering) is computed following Merryfield et al. (1999). A penetrative solar radiation corresponding to a type I water (Jerlov, 1968) is also used. The suitability of such a water type in the NIO will be discussed later in the paper.

2.2. Initialization and surface fluxes

The model run starts from an ocean at rest with January temperature and salinity fields of Levitus (1998) climatology. It is spun up for a 3-year period using a climatology of 1992-2000 forcing fields before starting the interannual simulation from 1992 to 2000. In the rest of the paper, we will study the 1993-2000 period.

The momentum surface boundary condition is given using the weekly ERS1-2 wind stress daily interpolated with a cubic spline method. The solar, longwave radiation and turbulent heat fluxes (and the evaporation) are computed from the

semi-empirical or bulk formulae (Timmermann et al., 2005), which relate the fluxes to the SST (computed by the model) and to meteorological parameters (10 m wind speed, surface air temperature and relative humidity, cloudiness). The daily wind speed is given by interpolation of ERS1-2 weekly wind speed. The daily 2 m air temperature is extracted from the NCEP re-analysis (Kalnay et al., 1996). Monthly climatologies of relative humidity (Trenberth et al., 1989) and cloudiness (Berliand and Strokina, 1980) are used. We will discuss later in the paper the limitations inherent to using climatological values for relative humidity and cloudiness.

Fresh water fluxes from rain and river runoffs are important to maintain the Sea Surface Salinity (SSS) structure in the NIO, where important salinity gradients exist. Precipitation data come from the Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) product (Xie and Arkin, 1996). This product has been shown to produce better surface salinity fields than others in the Indian Ocean (Yu and McCreary, 2004). Major river runoffs are also taken into account in our experiments, as they can have strong impacts on the Bay of Bengal upper structure (Han et al., 2001). The monthly values of river discharge (UNESCO, 1996) are introduced into the model by distributing the associated fresh water input as a precipitation on the points surrounding the mouth of the rivers. Figure 38 shows the location of the main river runoffs in the model.

A restoring term towards Levitus (1998) SSS is applied to the fresh water budget, with a relaxation time scale of two months for a 50 m thick layer. While there is no physical justification for this feedback term as the atmosphere does not care about ocean surface salinity, it avoids SSS drift arising from the error in the prescribed fresh water budget. Simulating a proper SSS is indeed essential as it can have strong influences on the thermodynamic structure of the mixed layer (e.g., Vialard and Delecluse, 1998 ; Durand et al., 2004).

2.3. Mixed layer heat or salinity budget in the model

One of the main goals of this work is to understand how oceanic processes act to balance the atmospheric forcing and regulate the SST in the NIO. To do so, a mixed layer budget method (Vialard and Delecluse, 1998 ; Vialard, 2001) allows us to compute the vertically averaged temperature (salinity) tendency terms within the time-varying MLD. The depth of the mixed layer over which the diagnostic is applied, is computed using a density criterion. This depth is the bottom of the last model level from the surface, where density is smaller than the sea surface density plus 0.01 kg m^{-3} . Such a small criterion allows the vertically averaged mixed layer temperature T_{ml} to be a quite good proxy of the SST. Therefore the final equation for T_{ml} reads :

$$\begin{aligned} \partial_t T_{ml} = & \underbrace{-\frac{1}{h} \int_{-h}^0 u \partial_x T dz - \frac{1}{h} \int_{-h}^0 v \partial_y T dz}_{\text{horizontal advection}} \underbrace{-\frac{1}{h} \int_{-h}^0 D_l(T)}_{\text{lateral processes}} \\ & \underbrace{-\frac{1}{h} (T_{ml} - T_{-h}) (w_{-h} + \partial_t h) - \frac{1}{h} [K_z \partial_z T]_{-h}}_{\text{subsurface vertical processes } (\simeq \text{vertical mixing})} + \underbrace{\frac{Q_s (1 - \mathcal{F}_{-h}) + Q_{ns}}{\rho_0 C_p h}}_{\text{atmospheric forcing } (F_T)} \end{aligned} \quad (3.1)$$

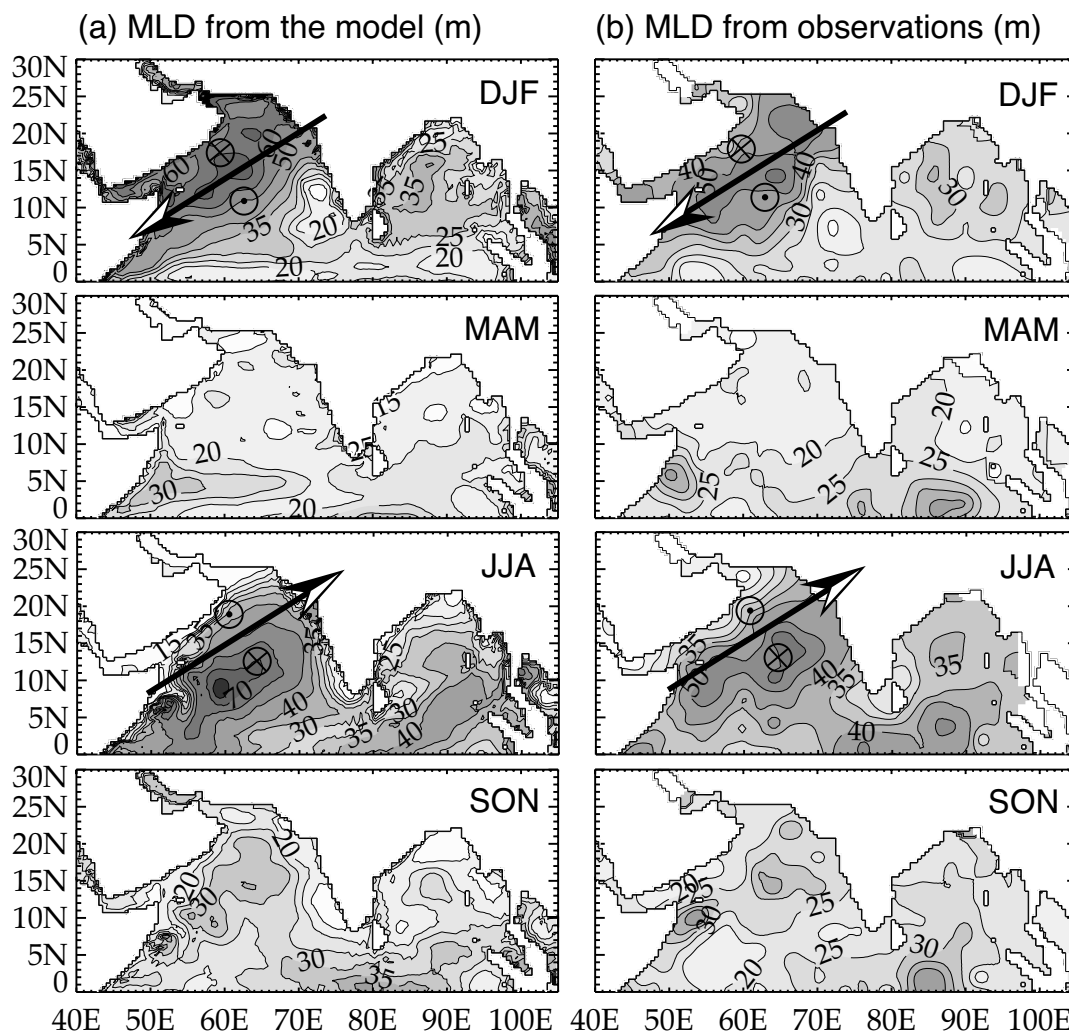


FIG. 39: Seasonal maps of Mixed Layer Depth (MLD) for December-January-February (DJF), March-April-May (MAM), June-July-August (JJA) and September-October-November (SON). (a) MLD from the model, defined as the depth at which density is 0.01 kg m^{-3} greater than the sea surface density. (b) MLD from de Boyer Montégut et al. (2004), defined with a $\Delta\sigma_\theta = 0.03 \text{ kg m}^{-3}$ from the density at 10 m depth. Further comments are given in the text about the criterion difference between the data and the model. The seasonal climatology for the model is computed over 1993-2000. The black arrow in DJF and JJA seasons panels indicates the climatological axis of the winds, especially the Findlater (1969) Jet in JJA. Symbols also denotes positive (\odot) or negative (\otimes) Ekman pumping on each side of the winds axis. Contour interval is 5 m from 10 to 40 m, and 10 m from 40 m to higher values.

where h is the time-varying depth of model mixed layer; (u, v, w) are the components of ocean currents; $D_l()$ is the model lateral mixing operator (eddy-induced tracer advection will be grouped in the lateral processes term as a parameterization of the subgrid scale lateral mixing); T_{-h} is the temperature at the base of the mixed layer; K_z is the vertical mixing coefficient for tracers; Q_{ns} and Q_s are respectively the nonsolar and solar components of the total heat flux; \mathcal{F}_{-h} is the fraction of solar shortwave radiation that penetrates through the base of the mixed layer; ρ_0 is the seawater reference density; and C_p is the seawater heat capacity. This equation clearly shows the importance of the MLD in the tendency balance (3.1) and hence in the diagnostic of the mixed layer temperature. We have the same equation for the salinity budget by replacing temperature T and T_{ml} respectively by salinity S and S_{ml} and taking as the forcing term the following expression: $F_S = \frac{1}{h} SSS (E - P - R)$, with SSS the sea surface salinity, and E , P , R , respectively the evaporation and precipitation fluxes and the river runoff.

In equation (3.1), the subsurface vertical processes term represents the heating rate due to all oceanic vertical processes occurring at the base of the mixed layer. These are vertical advection ($-\frac{1}{h} w_{-h} (T_{ml} - T_{-h})$), entrainment mixing ($-\frac{1}{h} \partial_t h (T_{ml} - T_{-h})$), and vertical turbulent mixing ($-\frac{1}{h} [K_z \partial_z T]_{-h}$). Following Vialard et al. (2001), those terms have been grouped together due to the lagrangian nature of our diagnostics.

It is also important to note that horizontal advection (and lateral processes) term not only represents an exchange within the mixed layer. It also represents an exchange between the mixed layer and the interior ocean in regions of high mixed layer depth gradient. Therefore, in doing integrated budgets over the AS or the BB, the horizontal advection term is not only what enters/exits at the boundary of the domain but also what enters/exits at the mixed layer bottom.

3. Seasonal variability

3.1. Validation of the model

The time-varying depth of the mixed layer is a crucial parameter for the mixed layer heat budget and hence the SST (e.g., Chen et al., 1994; Qiu et al., 2004). Modelling properly the mixed layer physics and diagnosing a correct MLD is the first necessary step to assess the surface temperature or salinity budgets.

The model MLD has been compared to a gridded MLD product, resulting from interpolation of MLD estimated on more than 4 million individual profiles and gridded on a 2° resolution grid (de Boyer Montégut et al., 2004). This product has recently been upgraded to include ARGO floats which considerably improves the coverage in the Indian ocean, and to include estimates of the barrier layer thickness (de Boyer Montégut et al., 2004; Mignot et al., 2005). Figure 39 shows the seasonal MLD from the model and from observations. The method to compute the MLD is the same for both sources, being based on the average of MLDs from instantaneous profiles. The model online heat budget computation were performed with a 0.01 kg m^{-3} criterion for the MLD. Because of the diurnal variability, a higher criterion (0.03 kg m^{-3}) has to be taken in the data (de Boyer Montégut et

al., 2004). Nevertheless it has been checked that the MLD obtained from the model with both criteria is almost identical (about 5 m maximum difference on annual mean state over most of the region, not shown).

Seasonal MLDs from the model are in good agreement with observations, and the main features are well reproduced. For example, the AS exhibits a MLD with a large semi-annual cycle which is characteristic of that region in both data and model. It is the consequence of the annual cycle in the surface forcing due to seasonally reversing monsoon winds (Schott and McCreary, 2001).

The summer and winter monsoon MLDs in Arabian Sea are on average about 10 m deeper in the model than in the observations. However these difference are regionally dependent. The model is systematically deeper than observations in regions of negative Ekman pumping. For example during the summer monsoon, a deep bias is found in the model southeast of the Findlater (1969) Jet axis (Figure 39). The model therefore seems to enhance the effect of negative Ekman pumping on MLD deepening. Previous studies actually showed that Ekman pumping does not dominate the upper-ocean response in the AS but rather acts as a modulation of wind-driven entrainment in summer, and convective overturning in winter (e.g., Lee et al., 2000; Fischer et al., 2002). In addition, McCreary et al. (2001) also noted the same deep bias for their model in winter AS and suggested that it could result from deficiencies in the parameterization of their mixed layer physics based on a diagnostic production of turbulent kinetic energy.

In summer and fall, shallow MLDs are found in the model along the coast of India. This shallow MLD in the model is likely linked to the advection of the low salinity water along the coast by the East India Coastal Current after the summer monsoon runoffs in the north of the Bay (Eigenheer and Quadfasel, 2000). That feature is not found in the observed MLD but this might be due to poor observational coverage close to the coast of India. The MLD climatology based on temperature only data has a much better coverage and does present shallow MLDs along the coast (de Boyer Montégut et al., 2004).

A region of particular interest is the southeastern Arabian Sea. Recent papers have shown that thin mixed layer (less than 20 m) and thick barrier layer occurring in winter have potential impact on SST maximum and onset of summer monsoon (e.g., Durand et al., 2004; Masson et al., 2005). Such a feature is present in both data and model, and barrier layer thickness is also in good agreement between data and model with maximum values over 20 m in February (not shown).

Other validations (not shown) to observed seasonal cycle of SST (Reynolds and Smith, 1994), gridded sea level (produced by CLS and available at <http://www.jason.oceanobs.com/>), and sea surface salinity (Levitus, 1998) were performed. The SST seasonal cycle is very well reproduced (with correlations above 0.8 almost everywhere). The sea level seasonal cycle is in good agreement in regions where it is dominated by the large scale circulation and slightly underestimated in regions of strong eddy activity. The large scale surface currents seasonal cycle is in good agreements with the description made by Schott and McCreary (2001). The overall seasonal upper ocean variability in the NIO is hence reasonably reproduced by the model. We can thus use the model to investigate the seasonal heat budget in the NIO.

3.2. The mixed layer heat budget

In this section, the model is used to evaluate the seasonal heat budget of the mixed layer in the NIO. The previous most comprehensive study of this type, using observations, was the one from SSS02. In addition of using a model, the present study has a few differences with SSS02. First, we integrate the heat budget over a time varying mixed layer, rather than a fixed 50 m layer. Second, as suggested by SSS02 we chose to present separately the budget for eastern and western AS, delimited by the 65°N meridian to illustrate the different behaviour of the western AS (where upwelling processes play an important role) and eastern AS. Third, we take the solar energy penetration into account in this study : with the shallow mixed layer that sometimes occur in this region, this can indeed result in a significant part of the incoming solar heat flux penetrating below the mixed layer and heating deeper layers. In the overview below, we will brush the main features of the three sub-basins and underline the new results in this study, compared to SSS02. We will then describe the seasonal heat budget in the three sub-basins in more detail.

3.2.1. Overview

The mean temperature over 0-50 m (T50) has been indicated on Figure 40, since SSS02 computed the heat budget over this fixed layer. It can be seen that there are important differences that appear seasonally between T50 and mixed layer temperature. For example, a difference of more than 1 °C can be observed in the western AS in May when mixed layer is at its shallowest. This shows that a precise quantification of the processes that affect SST require an integration over the time-varying mixed layer depth. SST is not shown on Figure 40 as it is very similar to the mixed layer temperature, which means that the latter is a good proxy of SST.

The observed and modeled MLDs are plotted on Figure 40 as MLD is an essential parameter in these budgets. The basin scale agreement is fairly good except during winter monsoon in western AS. The same comparison between data and model is done for barrier layer thickness. No barrier layer occurs in the western AS. In the eastern AS and in the BoB, barrier layer thickness is maximum in winter in both data and model.

The surface heat fluxes have globally the same behaviour in the three basins (Figure 40). The semi-annual cycle of the net heat flux is essentially driven by latent heat flux variations, with the solar heat flux playing a secondary role. Long wave radiation is not negligible ranging between 30 and 80 W m⁻² but has a small variability, while the sensible heat flux is nearly nul at any time. Table 3.1 shows the annual net heat flux for the three sub-basins. It makes an annual net heat gain of 28.3 W m⁻² for the AS, which is in good agreement with the 24 W m⁻² of Düing and Leetmaa (1980). However, when comparing our fluxes with the recent Southampton Oceanographic Center (SOC) climatology (see SSS02, their figure 8), one realize that we have a weaker shortwave gain in all basins and a stronger latent heat loss in the AS during monsoons. That is also the case for older climatologies and for NCEP or ECMWF heat fluxes (Weller et al., 1998).

Taking the penetrative solar heat flux (Q_{pen} on Figure 40) into account is important, especially in regions of thin mixed layer (Lewis et al., 1990; Anderson et al., 1996). It is the case in the western Arabian Sea where up to 65 W m⁻² can be lost beneath the mixed layer in April when it reaches a minimum of 15 m. This

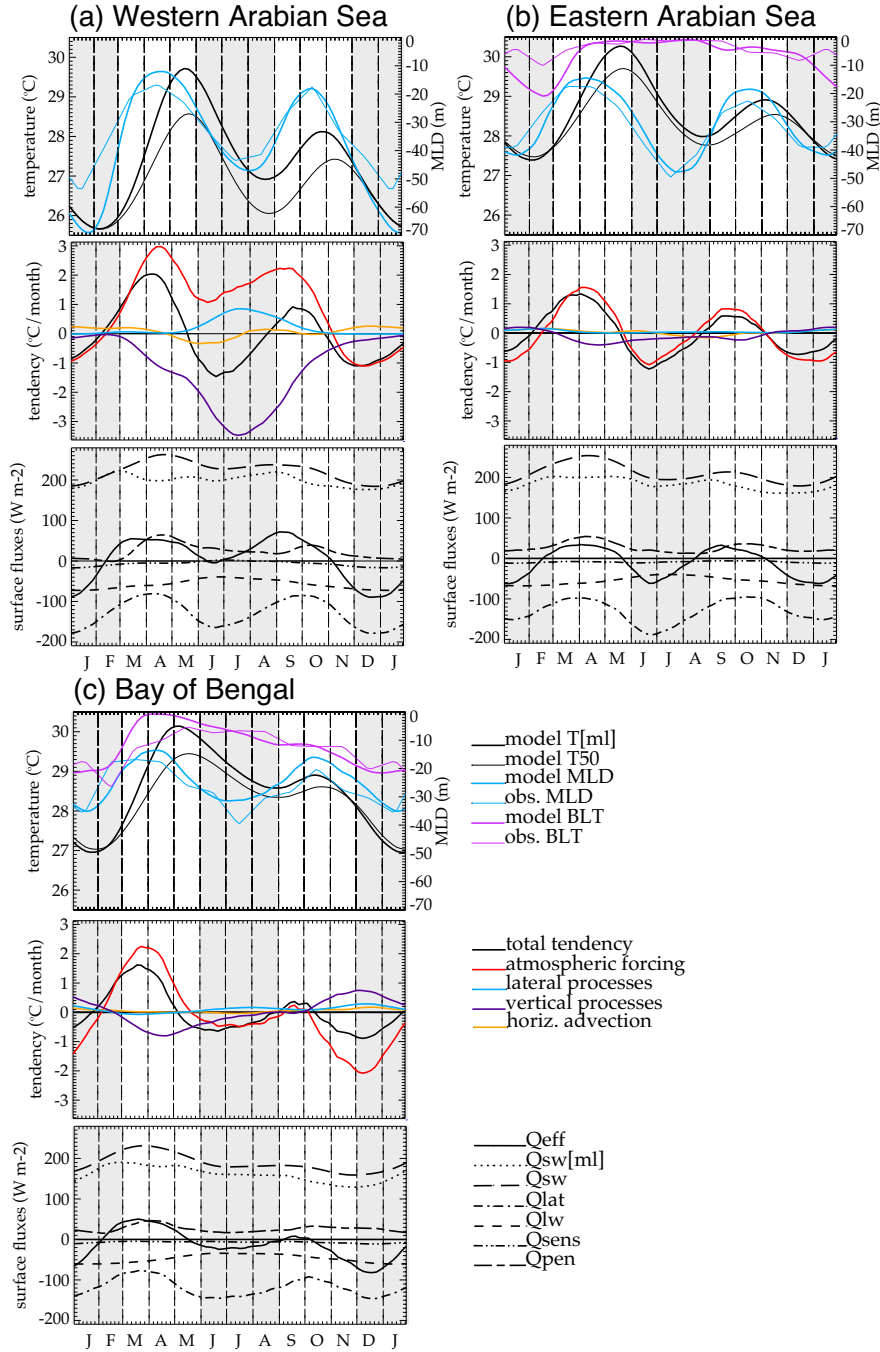


FIG. 40: Mixed layer depth (MLD), mixed layer temperature ($T[ml]$, a proxy for SST), temperature integrated over 0-50 m ($T50$) and barrier layer thickness (BLT) computed following de Boyer Montégut et al. (2004) (upper panel), SST seasonal tendencies in the mixed layer (middle panel), and surface heat fluxes (positive into the ocean), effective net heat flux in the mixed layer ($Q_{eff}=Q_{net}-Q_{pen}$), net shortwave radiation flux in the mixed layer ($Q_{sw}[ml]$), net shortwave radiation flux at the surface (Q_{sw}), latent heat flux (Q_{lat}), net longwave radiation flux (Q_{lw}), sensible heat flux (Q_{sens}) and penetrative solar heat flux ($Q_{pen}=Q_{sw}-Q_{sw}[ml]$) (lower panel), in (a) Western Arabian Sea, (b) Eastern Arabian Sea, and (c) Bay of Bengal.

region	Q_{net}	Q_{pen}	Q_{eff}	Q_{sw} std dev	Q_{sw} in mld std dev
west Arabian Sea	35.7	25.2	10.4	23.0	13.7
east Arabian Sea	17.8	26.9	-9.1	22.7	14.4
Bay of Bengal	17.9	28.3	-10.4	22.0	19.0

TAB. 3.1: Annual heat fluxes for the three regions of interest. Q_{net} is the net downward heat flux at the surface, Q_{pen} is the penetrative solar heat flux and Q_{eff} is the effective heat flux available to warm the mixed layer ($Q_{eff} = Q_{net} - Q_{pen}$). The standard deviation of the solar heat flux (Q_{sw}) and of the solar heat flux into the mixed layer (Q_{sw} in mld) are also shown. Fluxes are in $W m^{-2}$.

represents roughly half of the net heat flux into the ocean and neglect of Q_{pen} would increase the predicted SST by $3.5^{\circ}C$ over the month of April. Table 3.1 shows the effective net heat flux into the surface mixed layer (Q_{eff}). In our case it turns the annual net heat gain at the surface in annual net heat loss for the mixed layer in the eastern AS and the BoB. The penetration of solar heat flux also contributes to damp significantly the solar heat flux variability in the mixed layer (Table 3.1). Inter monsoon seasons indeed correspond to maximum net surface heat flux and minimum mixed layer depth which results in a compensating effect for the net heat flux received by the mixed layer. In the AS, this reduces the variability of the solar heat flux by roughly 40 percent. In the BoB where the MLD is very shallow, reaching maxima of only 35 m, heat loss under the mixed layer occurs all year long (Figure 40c).

Influence of the salinity on the mixed layer heat budget appears to be essential to understand why the winter SST decrease is much more important in the western than in the eastern AS (Figure 40). Both sub-basins experiences an atmospheric heat loss of $2.3^{\circ}C$ during winter (November through January). However, heat accumulated in the barrier layer in the eastern AS warms the surface layer by $0.4^{\circ}C$ (Table 3.2). Meanwhile, no barrier layer developps in the western AS and vertical mixing cools the mixed layer by $-0.8^{\circ}C$, which explains the winter SST difference between the two sub-basins. As will be seen in the following subsection, the BoB also experiences a moderate heat loss during winter in spite of high atmospheric heat loss. This is due to the warming effect of the heat accumulated in the barrier layer in the previous seasons. Now that we have brushed the common features to the three basins and emphasize some new results, let us investigate in more detail the particularities of each basin. As processes are most often linked together, we will now stick to a description of the heat budget season by season.

3.2.2. Western Arabian Sea

The western AS SST experiences two seasons of warming during intermonsoons (March-April-May and September-October), and two seasons of cooling during both monsoons (June-July-August and November through February). The heat budget in this region is strongly dominated by the upwellings along Somali and Oman coasts. During intermonsoon seasons, atmospheric forcing and subsurface vertical processes are the driving mechanisms of the SST variability. In winter, the evolution of SST is driven by atmospheric forcing alone. On the other hand, in

summer all oceanic processes act to balance the SST tendency (Figure 40a, middle panel).

region	T_{fall}	T_{winter}	ΔT	barrier layer warming
west Arabian Sea	28.2	25.7	-2.5	0.0
east Arabian Sea	28.9	27.4	-1.5	0.4
Bay of Bengal	28.9	27.0	-1.9	2.1

TAB. 3.2: Influence of salinity stratification on mixed layer heat budget through barrier layer warming effect during the winter monsoon cooling phase in the three regions of interest. Temperatures are in $^{\circ}\text{C}$.

Spring is the first warming phase, with atmospheric forcing tendency increasing to its maximum in April. Very low winds result in reduced heat losses. This is combined with a very shallow mixed layer ($\simeq 15$ m) which is also an essential factor for increasing the atmospheric heating rate. SST becomes homogeneous and very high all over the AS. Consequently vertical temperature gradient with subsurface temperature increases and the cooling effect is more marked. Beginning of upwellings in May also increases the subsurface vertical processes cooling. Solar heat flux is maximum due to clear sky conditions and penetrative solar radiation is also maximum during this period due to the thin mixed layer ($\simeq 50 \text{ W m}^{-2}$). This contributes to reduce the surface layer heating and to heat up the subsurface water underneath the mixed layer.

With the summer monsoon onset, oceanic processes become a strong contribution in the heat budget and contribute (in particular cooling by subsurface vertical processes) to counterbalance the heat accumulated in the previous months near the surface. In the upwelling regions, vertical advection maintains a shallow MLD and also enhances the stratification below the mixed layer. The 20°C isotherm lies at 40 m near the Oman coasts while reaching 160 m in the center of the basin (not shown). This creates the greatest part of the cooling in the western AS ($\simeq 9^{\circ}\text{C}$ cooling) through vertical mixing between the mixed layer and the cold upwelled water that lies below. Horizontal advection plays a secondary role by advecting cold water from the Oman and Somali upwelling regions eastward towards the interior basin. It contribute to a -0.4°C cooling during summer. As upwelled surface waters are cold, latent heat losses are reduced and can even reach zero near the coast. This result in high atmospheric heating rate in upwelling areas, that partly balances subsurface cooling. Lateral processes also play a role in heating the mixed layer during summer monsoon. The latter are dominated by Gent and McWilliams (1990) eddy-induced advection localised in the dynamically unstable upwelling areas (Oman and Somali).

During fall intermonsoon (September-October), the mixed layer shoals and warms up due to reduced winds and latent heat losses. It is however counterbalanced by subsurface vertical processes cooling in the upwelling regions. Upwellings have indeed weakened but the stratification at the base of the mixed layer is still well marked with a sharp and shallow thermocline in such areas. This results in a still significant cooling due to vertical mixing in those areas.

In winter (November through February) the cooling of SST in the western AS is driven by atmospheric forcing which contribute to a -2.3°C cooling. The heat losses are due to two combined factors. The sustained winds of the northeast monsoon are cold and dry, and lead to a strong evaporative cooling. This is combined to reduced insolation in winter, especially in the northern part of the basin. The mild sustained wind induces a mixed layer deepening mostly through a negative buoyancy flux at the air-sea interface (Lee et al., 2000). Rochford et al. (2000) noted a heating contribution from northward horizontal advection of warm water in the south of the western AS. Our estimation in this area is in acceptable agreement with theirs but it is rather weak compared to atmospheric forcing on the basin scale (0.6°C warming over the season).

3.2.3. Eastern Arabian Sea

As in the western part of the AS, two warming phases occur during intermonsoons, and two cooling phases during both monsoons. However oceanic processes are very weak and the SST tendency is mainly driven by atmospheric forcing all over the year (Figure 40b, middle panel).

In spring, a strong atmospheric heating occurs and vertical mixing is cooling the basin as in the western AS but to a smaller extent. At the end of spring, a continuous stratification has formed in the upper 50 m (from about 28.5°C at 50 m to nearly 30°C at sea surface), due to weak winds and strong penetrative solar heating (Sengupta et al., 2002). In summer, net heat flux becomes markedly negative while it remains near zero in the west. Latent heat flux is stronger because eastern AS stays warmer, above 28°C until mid-August, which allows deep convection to occur. Latent heat flux is the main contributor to cooling during summer, while horizontal advection of cold water from the west remain very weak ($\simeq -0.1^{\circ}\text{C}$ cooling). The cooling contribution to subsurface vertical processes is also much smaller than in the west (only about 0.6°C cooling), because the subsurface water may have been heated in the previous season by the penetrative solar heating. As noted by Shetye (1986), a part of this accumulated heat may also be transported vertically through downwelling to deeper layers. The absence of cooling oceanic processes in this basin in summer contribute to maintain a high SST during that period.

Fall intermonsoon in the east is analogous to what happens in the west, except that nearly no oceanic processes act to counterbalance the atmospheric heating. Winter heat fluxes act to cool down SST and deepen the mixed layer through a negative buoyancy flux at the air-sea interface as in the western AS. Meanwhile, a barrier layer has developed in eastern AS (Durand et al., 2005), as seen on Figure 40b, upper panel. The heat accumulated in the barrier layer contribute to warm the deepening mixed layer through subsurface vertical processes during winter (Figure 41). On the basin scale it represents a total 0.4°C heating throughout winter. This heating by subsurface vertical processes can explain the higher winter SST in eastern AS than in the west (Table 3.2).

3.2.4. Bay of Bengal

In the BoB, SST evolution is rather weak during summer and fall while in winter and spring, SST changes are comparable to those in the AS (Figure 40c).

In spring, net heat flux warms up the surface layer as in the Arabian Sea. The resulting temperature stratification at the surface provokes the annihilation of

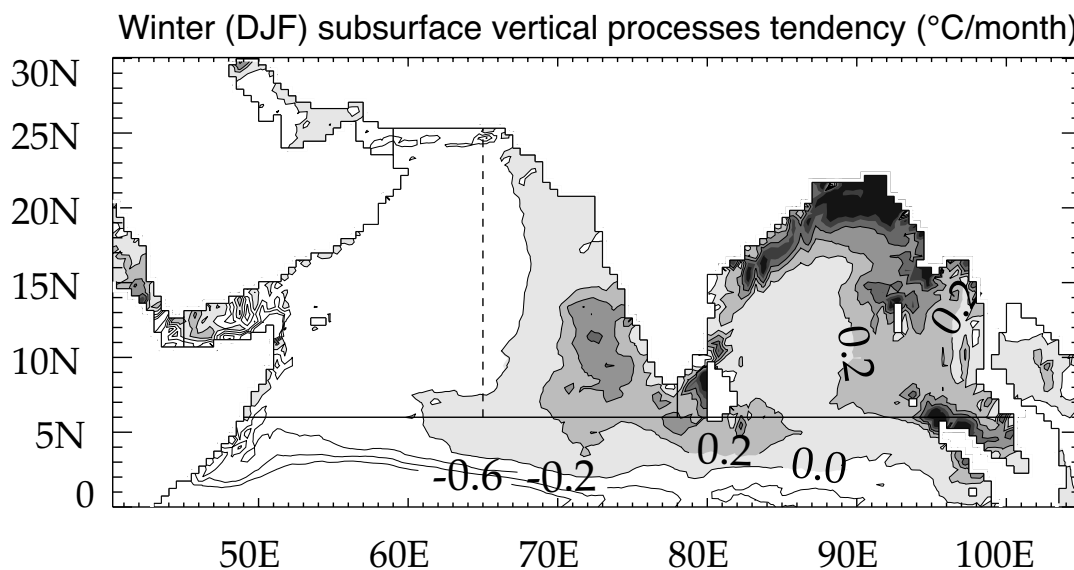


FIG. 41: Map of climatological heating tendency rate computed over 1993-2000 for subsurface vertical processes in winter (December-January-February). Contours are indicated from -0.6 to 0.6 $^{\circ}\text{C}/\text{month}$ with a contour interval of 0.2 $^{\circ}\text{C}/\text{month}$. Positive values, indicating warming by the subsurface, are shaded with a greyscale every 0.2 $^{\circ}\text{C}/\text{month}$.

the precedently formed barrier layer. A contribution of subsurface cooling occurs as in Arabian Sea. Penetrative solar radiation also reaches its maximum (≈ 45 W m^{-2}) and heats up subsurface water creating a continuous vertical stratification in the upper 50 m.

In summer, the BoB experiences lower heat loss due to lower atmospheric forcing than in the eastern AS. Solar heat flux is smaller because of high cloud cover (about 80 percent in August) but latent heat flux is also weaker due to lower winds over the bay. Subsurface vertical processes tendency is negative on the basin scale due to the weak upwelling along east coast of India (Shetye et al., 1991b; Shenoi et al., 2002), and to the Sri Lanka cold dome (Vinayachandran and Yamagata, 1998). Contribution of the vertical processes is however only a -1.0°C cooling from May to August, which is negligible compared to the one in the western AS.

In fall, SST hardly warms up. Solar heat flux is weak compared to eastern AS due to high cloud cover over the bay. Barrier layer continues to build up while fresh water from precipitation and runoff is advected in the bay along the east coast of India. It reaches a maximum value around 20 m on average in winter. During winter, relatively high cloud cover combined with northeasterly cold dry winds result in a strong heat loss due to surface fluxes over the bay (-4.9°C cooling in winter). Mixed layer deepens to its maximum entraining warm subsurface water of the barrier layer (Figure 41). This water has been heated in the preceding spring season through penetrative solar heating. This mechanism could establish a potential link between winter SST and SST in the previous spring season. The quasi-biennial variability of the summer monsoon seems to be influenced by Indian Ocean SST in the previous

winter and spring seasons (Li et al., 2001a), so penetrative solar heat flux may play a role in such a variability. The contribution of subsurface warming reaches 2.1°C over winter season (Table 3.2). This is a key process that inhibits the Bay to lose heat during winter and keeps its winter SST higher than in the western AS despite strong atmospheric cooling.

Results of the seasonal mixed layer heat budget are qualitatively in agreement with previous studies, especially the one by SSS02, although there are quantitative differences due to the fact that SSS02 compute their budget on a fixed 50 m layer. Mixed layer salinity budget was also investigated in the three basins and is consistent with previous studies (e.g., Rao and Sivakumar, 2003). Horizontal advection play a dominant role to freshen the western AS evaporation basin during both monsoons and to drive the variability of SSS in the eastern AS (not shown). Additionally, some new important results have been found. First, the separation between eastern AS and western AS shows that the two latter are strongly different, the eastern AS being a transition between western AS and BoB. That basin experiences strong summer monsoon winds as in the western AS but no oceanic processes act to cool the SST in summer. It also experiences the salinity effect which maintains its winter SST high as in the BoB. Second, penetration of solar heat flux is a key feature of the forcing. It causes an average of 28.6 W m^{-2} to be lost beneath the mixed layer over the year, turning the atmospheric contribution of the eastern AS and BoB to a negative one (in our case). Furthermore it tends to reduce the amplitude of the warm phase of the SST seasonal cycle in the AS because seasons of strongest positive flux are also seasons of thinnest mixed layer. An other striking result is the important role of salinity in the seasonal heat budget of the NIO. Salinity effects can explain why winter cooling is greater in the western than in the eastern AS (Table 3.2). Heat accumulated in the barrier layer in the eastern AS warms up the mixed layer in winter by 0.4°C while the western AS experiences a subsurface heat loss of -0.8°C . SSS02 showed why the BoB remains warmer than the AS during summer. Salinity effects contribute to enhance that SST difference in winter. The BoB experiences a high barrier layer warming effect of 2.1°C in winter (Table 3.2) which counterbalances the great atmospheric cooling (-4.9°C) and enables the Bay winter temperature to stay above 27°C .

4. Interannual variability

At interannual timescales subsurface variability is not well sampled by observations. Models offer a good alternative to investigate the regulating mechanisms of SST in the NIO at those timescales. Furthermore, the good agreement between the results of the previous section and other studies (SSS02; Rao and Sivakumar, 2003) gives some confidence in the model. In this section, after an overview of the interannual variability during the 1993-2000 period, we will investigate the heat budget in the model in more detail in our three regions of interest.

4.1. Overview of the 1993-2000 period

Figure 42 shows the interannual anomaly of SST in the three regions, after filtering the intraseasonal variability. Note that there is also a strong intraseasonal variability of the SST and heat budgets at the basin scale, as noted in previous studies (e.g., Vecchi and Harrison, 2002) but we will not investigate it here. The main climate anomalies reported elsewhere in literature in the Indian ocean for this period are the 1994 Indian Ocean Dipole (IOD) (Behera et al., 1999), a longer than usual monsoon in 1996 (Halpert and Bell, 1997), the impacts of the 1997-98 El Niño and of the 1997 IOD (Webster et al., 1999).

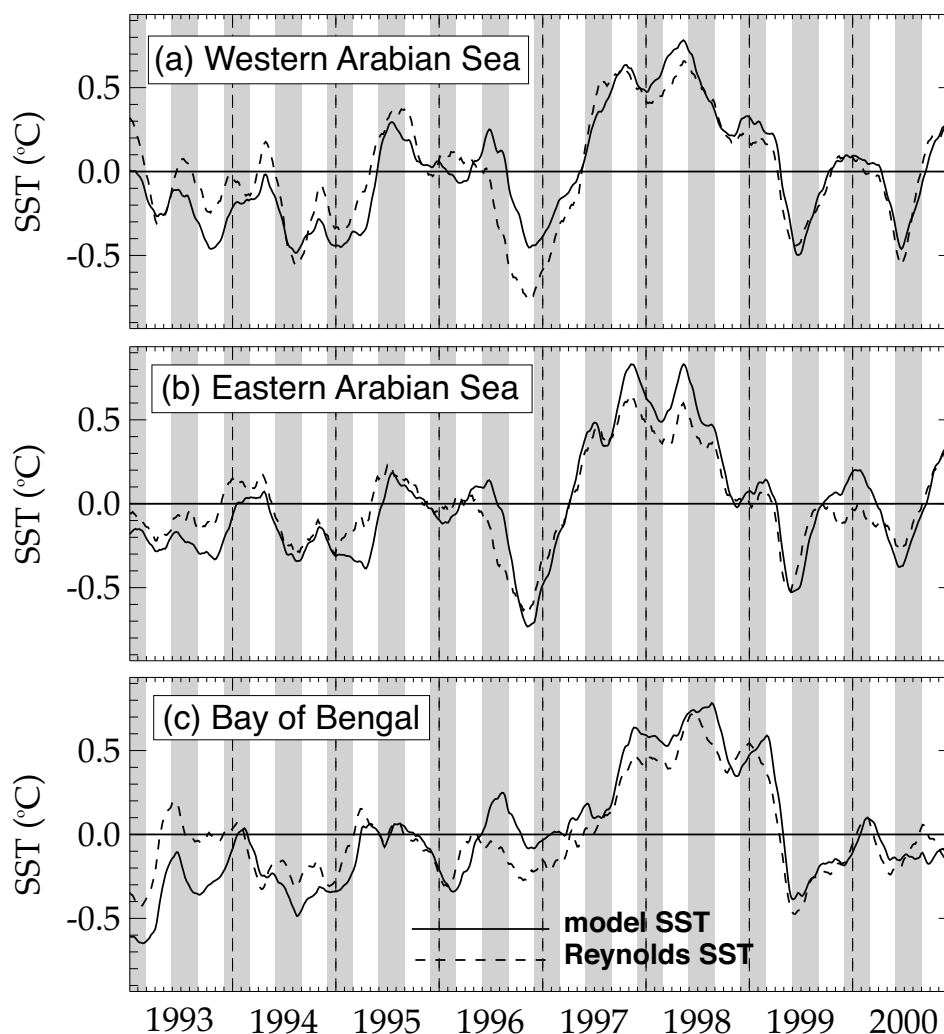


FIG. 42: SST interannual anomaly with respect to the 1993-2000 seasonal cycle in (a) Western Arabian Sea, (b) Eastern Arabian Sea, and (c) Bay of Bengal. Data are filtered with a 90-days running mean filter to remove any subseasonal high frequency variability. December-January-February and June-July-August periods have been shaded to indicate respectively the winter and summer monsoons.

IOD events generally induce weak positive anomalies in the AS between July and October (Saji et al., 1999). Despite this, the 1994 event is rather associated

to cool anomalies peaking in the middle of the year. These anomalies are rather weak, however (less than 0.5°C), and not especially remarkable when compared, e.g., to the cold anomaly in 1999.

The end of 1996 is marked by a clear cooling in the AS (with cold anomalies up to 0.7°C). This might be linked to the unusually long summer monsoon of 1996. Monsoon conditions started earlier, with rains covering India by 30 June, two weeks earlier than normal. Monsoonal rains also lasted until October with an October average rainfall nearly equal to that observed during September (Halpert and Bell, 1997). Such a characteristic was already pointed out by Vinayachandran (2004) to be a decisive parameter for summer cooling of the AS. Another remarkable fact of 1996 is the above normal number of tropical cyclones during that year in the NIO (Dikshit et al., 1997). Enhanced deep convection appeared over the AS during June, with an over 10 percent increase in NCEP cloud cover over most of the western AS (Lander et al., 1999).

The cold anomaly was then followed by a clear warming of the three sub-basins from mid 1997 to early 1999 with anomalies above 0.5°C lasting several months. This period was associated to an El Niño in the tropical Pacific, which is known to be associated to a basin-scale warming in the Indian Ocean (Yu and Rienecker, 2000). The IOD that happened in 1997 probably also contributes to the persistent warm anomalies in the NIO (Saji et al., 1999). The warm anomalies are followed by cold anomalies peaking in the middle of 1999 in the three basins. There were no clear anomalies in the BoB in 2000, and the anomalies in the AS were quite similar to those of the previous year, with about 0.5°C cold anomalies peaking during the beginning of summer monsoon.

Figures 43 to 45 show various quantities averaged over the three sub-basins, including the interannual anomalies of the heat budget. Before we run into the details of each sub-basin in the following section, we will describe here some features common to the three sub basins. Panel (a) shows the interannual anomalies of the mixed layer depth and of the wind. It is worth noting that the wind strongly controls the mixed layer depth over the three sub-basins. Stronger wind will indeed enhance vertical mixing both by creating shear at the mixed layer bottom, but also by enhancing evaporative cooling and diminishing the vertical stability of the water column. Panel (c) of the three figures shows the interannual anomalies of the net and latent heat flux for the three sub-basins. The net heat flux interannual variability is dominated by latent heat flux, with other contributions from solar, longwave and sensible heat flux playing a negligible role. Two other curves show the latent heat flux recomputed from the Reynolds and Smith (1994) SST rather than the model SST (we explain below the interest of this computation), taking into account or neglecting the air-sea humidity gradient interannual anomalies in the computation (but always taking into account wind interannual anomalies). The two curves are very close most of the time over the three sub-basins, suggesting that wind interannual variability is the main factor that drives the latent heat fluxes (and thus net heat fluxes) interannual variability. Some local studies in the AS (Konda et al., 2002; Vecchi et al., 2004) suggest that anomalies of air temperature and humidity sometimes can play a significant role in the latent heat flux, and this is indeed sometimes punctually the case (e.g. in the WAS in late spring 2000). But

overall, at the basin scale, the latent heat flux anomalies are mainly driven by wind speed anomalies as it is usually the case in tropical regions (Cayan, 1992).

Figure 42 shows that the model reproduces generally fairly well the SST variability over the three sub-basins, with however sometimes significant departures from observations. For example, in 1996, the model underestimates the cold anomaly in the western AS, and also has a warm bias in the BoB. Since the heat fluxes are computed with bulk-formulae using the model SST, this will affect the surface fluxes. To validate the surface fluxes computed by the model, we have also recomputed the surface fluxes using Reynolds and Smith (1994) SST. This provides some validation of the model interannual flux anomalies. In most occasions, since the model SST is close to observations, the fluxes computed from the model are consistent with those from observations. But in some cases, as in 1996, there can be important differences : the model latent heat flux anomaly is negative while the one computed from observations is positive (Figure 43). In 1996, the model is warmer than observations and thus warmer than the prescribed air temperature (which is always close to the SST). This difference grows to large values creating an unrealistic SST-air temperature gradient. This gradient becomes strong enough to exert a stronger control over the latent heat flux anomaly than the wind. The difference between the model latent heat flux and the one computed from Reynolds can be compared to the relaxation term used in many other ocean modelling studies. When this term becomes large, it simply means that missing processes in the model simulation (e.g. in our case, the absence of interannual variability of the clouds and relative humidity or deficiencies in the simulated upwelling) is compensated for by a flux anomaly. In the following subsections, we will thus remain careful in attributing the SST variability to a specific process during periods when this "hidden relaxation term" is strong.

4.2. Western Arabian Sea

Figure 43 (middle panel) shows the various terms of the heat budget for the western AS. Atmospheric forcing and vertical processes contribute significantly and alternatively drive the total tendency. Vertical subsurface processes can contribute as a negative feedback to the total tendency (e.g. during the 1996 cooling, or in 1999), but can drive the total tendency in some occasions (1993, 1995, 1998). Horizontal advection is weaker than vertical processes, but cannot be neglected. It generally acts as a negative feedback to the atmospheric forcing (e.g. advection warms during the 1996 cooling and cools during the 1997 warming). Lateral processes are dominated by Gent and McWilliams (1990) advection and it is negatively correlated to subsurface vertical processes since its effect is to counteract the enhancement of the frontal areas in upwelling. The atmospheric forcing tendency depends both on the net heat flux interannual variations and on the depth of the mixed layer (equation 3.1). It can be seen on Figure 43 that the interannual variations of this term are largely driven by the latent heat flux, although the mixed layer depth seasonal variability modulates this term at the second order (compare 1998-1999 winter and 1999 fall).

As noted previously, the 1996 cooling phase may correspond to the effect of a hidden relaxation term acting to compensate for missing cooling processes in our

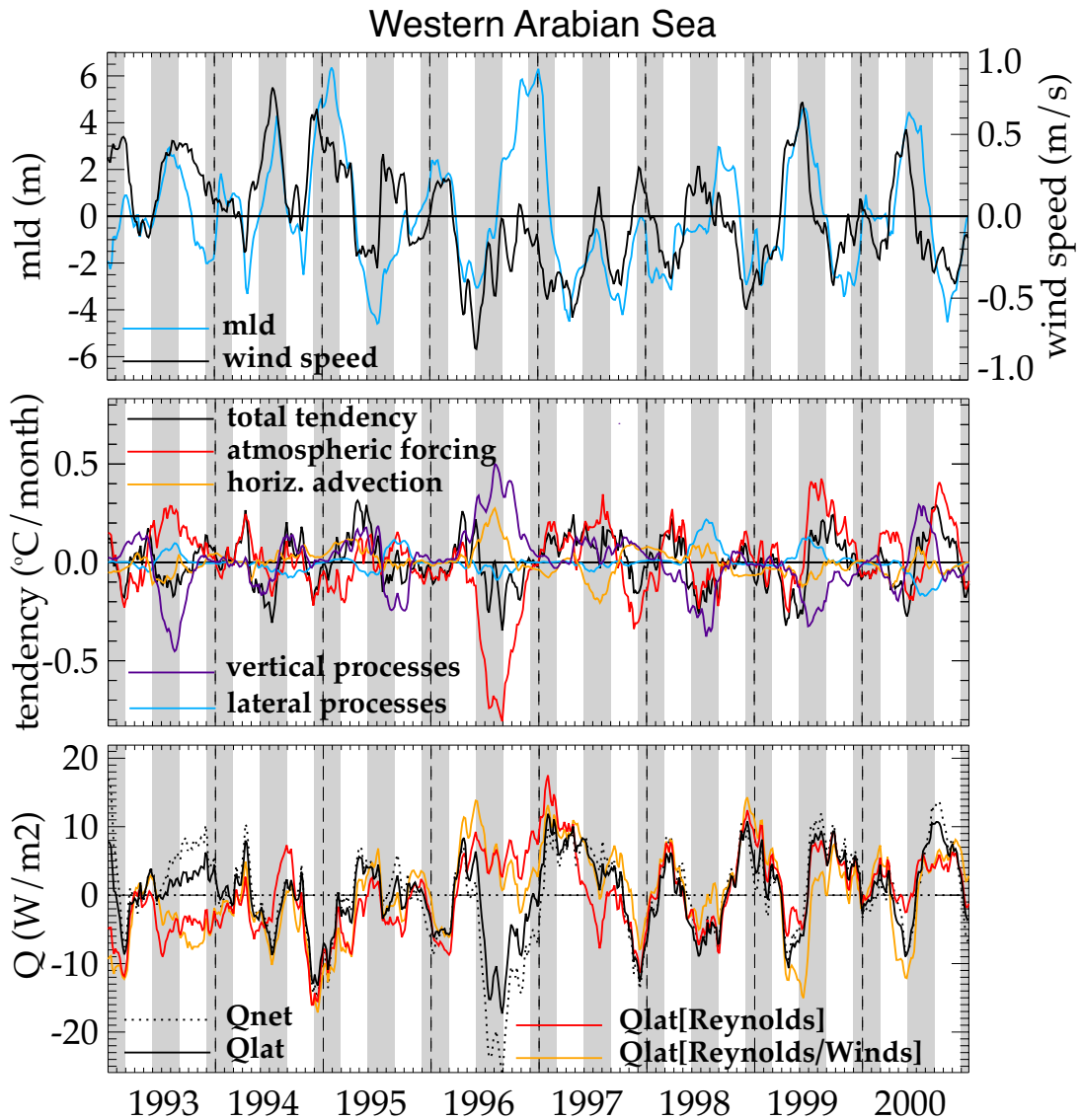


FIG. 43: Interannual anomalies of model mixed layer depth (MLD) and wind speed from ERS data (upper panel), interannual anomalies of SST tendencies (middle panel), and interannual anomalies of net downward heat flux (Q_{net}), downward latent heat flux computed with model SST (Q_{lat}), downward latent heat flux computed with Reynolds SST ($Q_{lat}[Reynolds]$), downward latent heat flux computed with Reynolds SST and climatological value of air-sea humidity gradient ($Q_{lat}[Reynolds/Winds]$) (lower panel) in the Western Arabian Sea. Anomalies are computed with respect to the 1993-2000 seasonal cycle. Data are filtered with a 90-days running mean filter to remove any subseasonal high frequency variability. December-January-February and June-July-August periods have been shaded to indicate respectively the winter and summer monsoons.

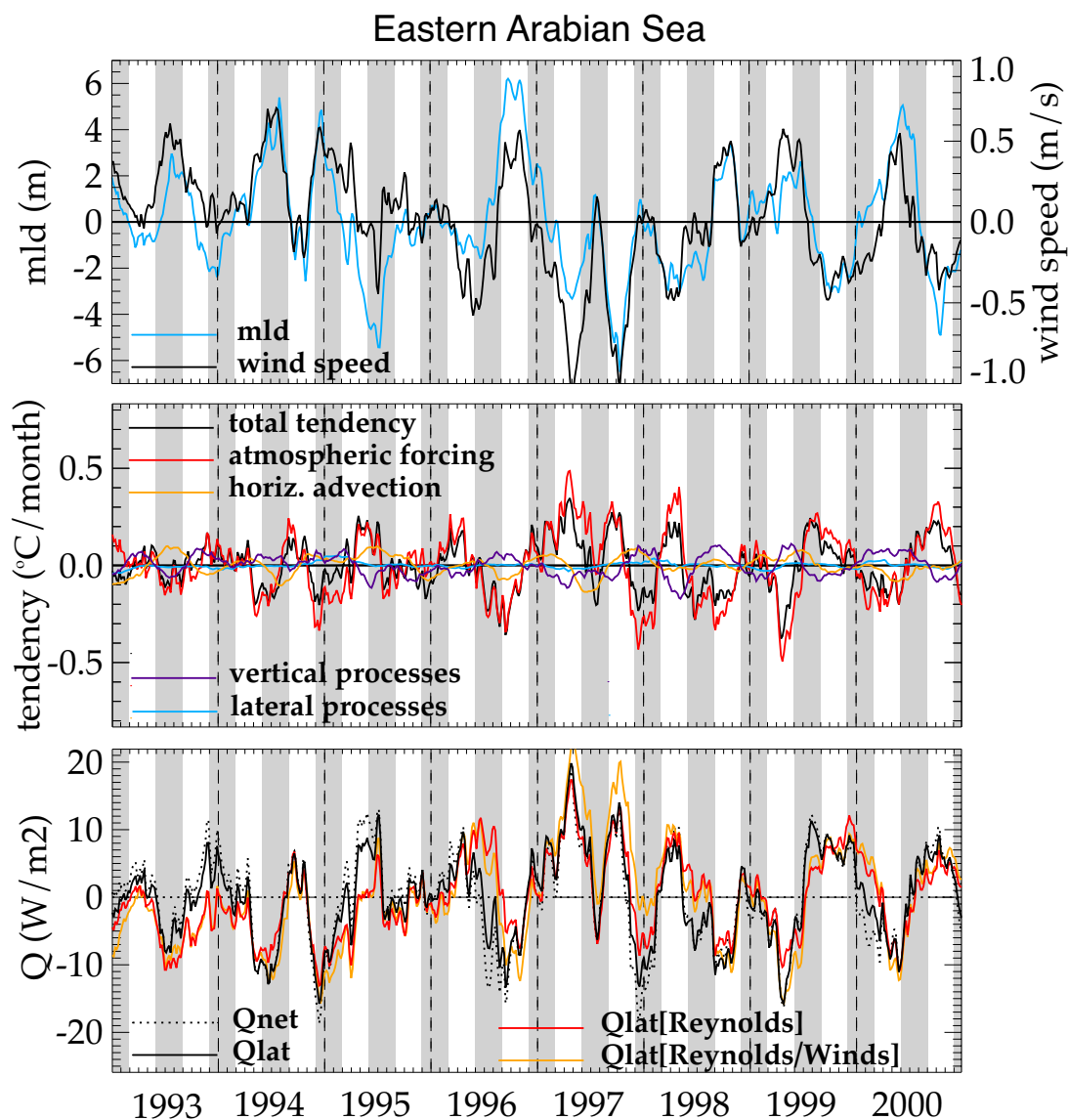


FIG. 44: Same as Figure 43 for the Eastern Arabian Sea.

model, such as the influence of cyclones or the increased cloud cover (a climatological cloud cover is used). The model seems to fail in reproducing the cooling effect of a longer than usual summer monsoon. During that cooling phase, vertical mixing tendency anomaly is positive which is consistent with a weaker upwelling due to weaker winds. Horizontal advection is usually associated with an influx of cold water through the sloping mixed layer around the upwelling region. The weaker upwelling also leads to a positive tendency anomaly of horizontal advection.

The following warming period, from December 1996 to May 1998 is characterised by generally negative anomalies of the winds, except in december 1997. During this period latent heat flux is rather driven by these winds anomalies which lead to the warming phase. Vertical processes are again rather well correlated with wind (reduced wind in 1997 lead to reduced cooling by vertical processes). Horizontal

advection is here associated to a significant cooling during summer, that resists the general warming tendency.

In summer 1998, a cooling phase begins until the next summer monsoon. The 1998 summer monsoon experiences positive winds anomaly and therefore an increased heat loss from atmospheric forcing and vertical processes. Because of strong horizontal gradients of temperature around the enhanced upwelling, lateral processes warm the mixed layer at a higher rate than usual. The intense cooling then resumes in spring 1999, largely driven by strong winds and increased evaporative cooling.

The end of 1999 is a good example of summer monsoon for which atmospheric forcing and vertical processes are acting against each other as in 1996. The reasons are mainly the same. As SST has been considerably cooled during pre monsoon, latent heat flux anomaly in summer is partly driven by humidity at the sea surface which is anomalously low (because of a low temperature) and result in a positive anomaly of the flux tendency. Subsurface processes and horizontal advection are enhanced due to rather stronger winds.

4.3. Eastern Arabian Sea

In the eastern AS, the interannual temperature anomaly is primarily driven by atmospheric forcing (Figure 44). Vertical mixing plays a secondary role and generally contribute as a weak negative feedback. Oceanic processes thus play a lesser role than in the west, where more marked dynamical structures exist.

The wind variability exerts a strong control in this basin and may explain a large part of the SST interannual variability. Net heat flux anomaly are almost entirely driven by latent heat flux anomalies (lower pannel on Figure 44). These latent heat flux anomalies are themselves quite correlated to wind anomalies (upper and lower pannel). Strong winds (as, e.g., in late 1996) generally lead to stronger evaporative cooling and to a negative tendency of the forcing term. The wind also exerts a strong control over the mixed layer (upper pannel) with strong wind deepening the mixed layer. In conditions of thin mixed layer as in pre- and post-monsoon season, the effect of layer variations are pre-dominant in the variations of vertical term (see equation 3.1). A deeper mixed layer (and enhanced mixed layer heat capacity) lead to a weaker cooling (i.e. a positive interannual anomaly, for example in fall 1998). This explains the weak negative feedback due to vertical processes.

However, in winter 1997/1998, the strong evaporative cooling is not driven by the wind (which is near normal) but rather by the higher than usual SST leading to an increased latent heat flux. Additionnaly, the interannual anomalies of the vertical processes are not always due to mixed layer heat capacity variations. In winter 1998 the positive anomaly of vertical processes is linked to a positive anomaly of the barrier layer thickness which may be the source of heat for the mixed layer at that time.

4.3. Bay of Bengal

In the BoB, the total tendency anomaly is mainly driven by atmospheric forcing (Figure 45). As in the eastern AS, vertical mixing acts as a negative feedback. The wind is the essential driving factor of the interannual variability in the BoB. The latent heat flux interannual anomalies (that dominate the net heat flux anomalies) are largely driven by wind variability (even if other factors sometimes play a role). The resulting net heat flux variations drive the SST warming or cooling over most of the basin. Other terms can sometimes play a significant role (and even revert the tendency like in early 1998), but the only one having a systematic phase relation with forcing is the vertical processes. The negative feedback from the vertical processes is more difficult to explain here than in the eastern AS, because of the reversing sign of the vertical processes during the seasonal cycle (vertical processes warm the surface in october-january because of barrier layer). However it seems that interannual barrier layer variations do have an impact on the vertical processes, with thicker barrier layers leading to a positive anomaly.

5. Summary and discussion

In this paper, a global OGCM simulation of the 1993-2000 period is used to study the mixed layer heat budget of the NIO. Validations of the model mixed layer depth, sea surface temperature, sea level and surface currents show a qualitative agreement between the model and available observations. The NIO can be separated into three sub-basins. In the BoB and eastern AS (with a meridional separation at 65°E), the SST seasonal cycle is very similar, and is essentially driven by atmospheric heat fluxes, with oceanic processes playing a secondary role. In the western AS, surface forcing is still the dominant process but with a large contribution from oceanic processes, especially during the summer monsoon (vertical processes in the upwelling region and horizontal advection through the sloping mixed layer). In the three sub-basins, however, the wind is a primary factor in driving the SST seasonal cycle. Net heat flux seasonal cycle is indeed largely controlled by latent heat flux variations, since the solar flux effect is damped by the effects of light penetration (incoming solar heat flux is weaker during the monsoon because of clouds, but the deeper mixed layer captures a larger fraction of the incoming flux). Penetrative solar heat flux indeed represents an average of 28.6 W m⁻² heat loss beneath the mixed layer over the year, with a part of it that might be advected to deeper layers. This can turn the atmospheric contribution of the eastern AS and the BoB into a negative one. The latent heat flux seasonal cycle is largely tied to the winds. In the AS, the effect of oceanic processes is also strongly tied to the wind with the largest cooling by the upwelling happening during the monsoon when the Findlater jet is strongest. The absence of an upwelling is the primary cause for having higher summer minimum temperatures in the BoB and eastern AS than in the western AS. During winter, the salinity stratification also plays a clear role in maintaining a high SST in the BoB and eastern AS. The presence of fresh water near the surface allows to store heat below the surface that can later be recovered by entrainment warming mainly during winter cooling (with a winter contribution of 0.4°C in the eastern AS and 2.1°C in the BoB).

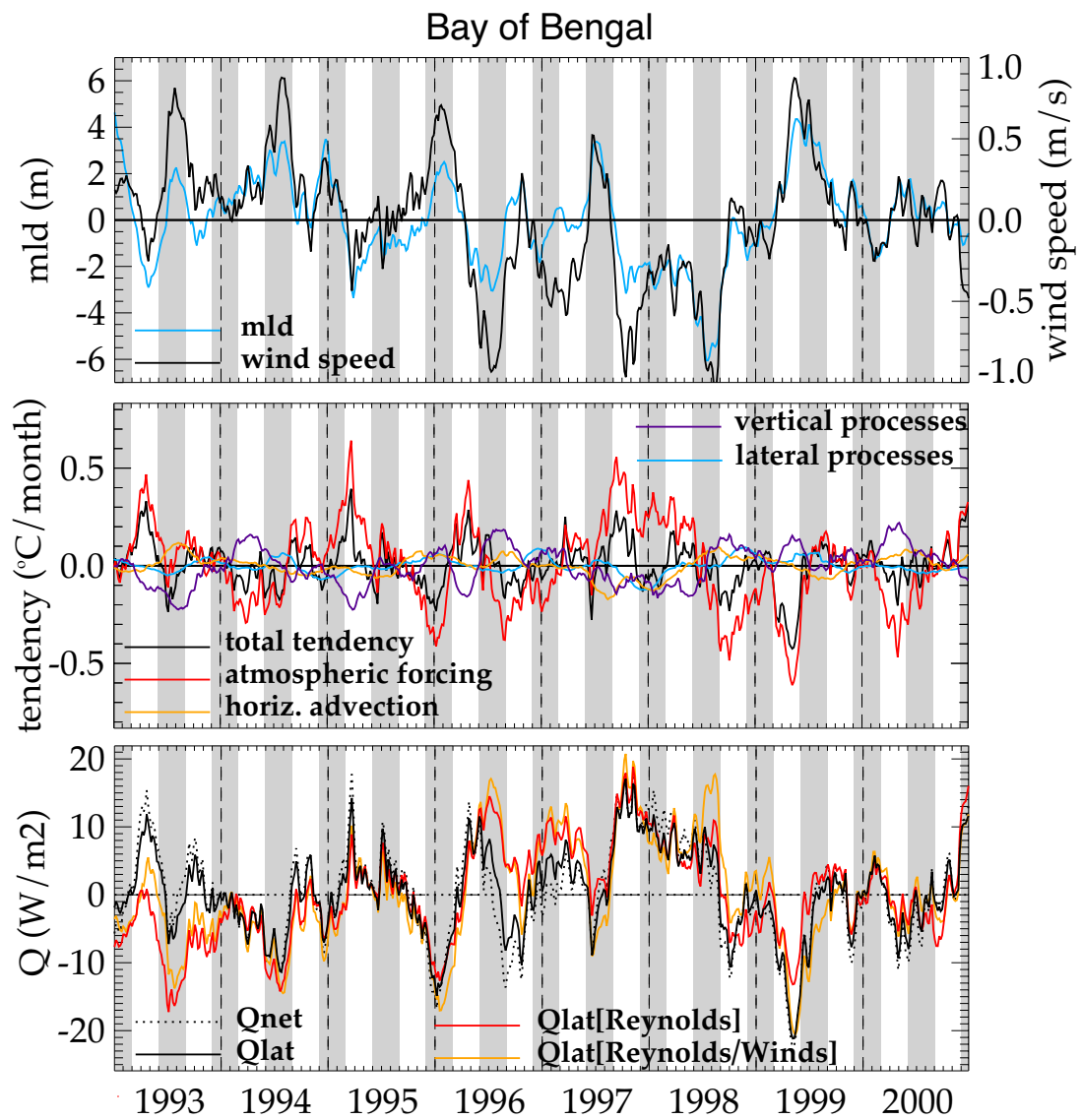


FIG. 45: Same as Figure 43 for the Bay of Bengal.

At the interannual timescale, the eastern AS and BoB are strongly controlled by the winds through the latent heat flux anomalies which dominate the net heat flux anomalies. In the western AS, the interannual heat budget is dominated by processes associated to the upwelling regions and most terms in the SST equation do contribute (with the heat forcing and vertical processes being the main ones). The control of the interannual anomalies of SST by the wind is more difficult to establish in this region.

In the NIO the interannual variability of SST is weak but can have important climatic impacts as it occurs around high SST of about 28°C. In the western AS, the mechanisms that drive that variability cannot be reduced to the winds (for example in 1996). Air temperature and relative humidity may also play a role in interannual variability. When SST is lower than air temperature (as in upwelling areas), variations in relative air humidity can result in high variations in latent heat flux, and relative air humidity might become an important parameter. Interannual cloud cover could also be a solution to improve the model interannual simulation which shows some limits in the present configuration. However, sensitivity experiments have been performed with the same model on a 2°x2° horizontal resolution grid and did not show any noticeable differences in interannual variability of SST with or without cloud cover and air humidity interannual variability from NCEP (not shown). To get further insight in the processes involved in interannual variability we may need an extensive study of the forcing sensitivity to get a more accurate forcing field in all its component. This would result in a better simulation of interannual SST and would allow to go deeper in the study of the processes. A coupled model with a correct SST variability could also be a solution to further understand those processes.

The penetrative solar heating has been shown to be important. Even if we do not know the part of it which remains in the deeper ocean, it can participate in the transfer of heat to deeper layers as was suggested in Shetye (1986). In this study, we have a high penetrative solar radiation flux due to the thin mixed layer in the NIO. This may partly explain how the NIO manage to regulate its SST by warming the layer beneath the surface. This warming is indeed around 26 W m⁻² on annual average in the NIO. In the BoB, it results in a negative heat loss of about 10 W m⁻² which is partly counterbalanced by vertical processes winter warming. However, the penetrative solar radiation depends on the water turbidity and especially on the chlorophyll concentration. In the AS, effects of biological activity on SST have been shown in several studies (Sathyendranath et al., 1991; Nakamoto et al., 2000). Further experiments including some bio-optical parameterizations may be very useful to assess the role of penetrative solar heat flux on the SST regulation and the suitability of a type I water in the NIO. For example it could give some biological explanation about the 1996 cooling phase. The latter occurs in the late summer monsoon phase when biological activity has been shown to have the most important impact on SST (Sathyendranath et al., 1991).

When plotting raw timeseries of our interannual diagnostics, a great variability is found on intraseasonal timescales. It is taken into account but we did not investigate it. Its potential impact on seasonal and interannual variability through scale

interactions has been shown in previous studies (e.g., Goswami and Mohan, 2001) and could also be examined with our model in a future work.

Acknowledgments. The authors would like to thank the ESOPA team for their work in developing and maintaining the ocean model. All the computations were performed on the NEC SX-5 of the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS). The authors are thankful to Fabiano Busdraghi for his valuable participation to add the last ARGO floats in the mixed layer depth database. Sebastien Masson provided the SAXO plotting environment based on IDL. This work is supported by a DGA grant (DGA-CNRS 2001-292) and by fundings of the Programme National d'Etude de la Dynamique et du Climat (PNEDC). SSCS and DS thank the Department of Ocean Development, India for financial support under their INDOMOD programme. The Institut de Recherche pour le Développement (IRD) provided funding for 3 month visit to the National Institute of Oceanography (NIO), Goa, India, where this work was initiated under Indo-French Program of Research in Weather and Climate (IFPREWAC).

3.4 Variabilité saisonnière du bilan de salinité de la couche mélangée dans le modèle

On doit faire attention en interprétant le bilan de salinité de la couche mélangée dans le modèle car un terme de rappel vers la climatologie mensuelle de SSS (Levitus, 1998) est utilisé. Ce terme peut en effet travailler pour compenser des erreurs tant du modèle océanique que de son forçage (i.e. les flux d'eau douce prescrits). De plus, les données de salinité sont rares dans le Golfe du Bengale et le terme de rappel qui repose sur ces données n'a pas de variabilité interannuelle et peut parfois être faussé.

Il existe de très fortes différences de SSS entre les eaux fraîches du Golfe du Bengale et les eaux salées de la Mer d'Arabie. On a de plus un fort courant de mousson qui se retourne saisonnièrement au Sud de la pointe de l'Inde (North Monsoon Current, cf. chapitre 1). On peut donc s'attendre à ce que l'advection joue un rôle important dans le budget en sel de la couche de surface dans l'Océan Indien Nord.

3.4.1 La Mer d'Arabie Ouest

La Mer d'Arabie Ouest a un forçage atmosphérique d'évaporation pratiquement constant, pourtant sa salinité reste à peu près la même tout au long de l'année (Figure 46). Ainsi, dans cette région, des eaux chaudes et salées se trouvent en surface au dessus d'eaux moins salées et froides. C'est principalement l'advection horizontale d'eau douce qui contrôle la variabilité de la salinité dans ce bassin et maintient son équilibre. Le terme de rappel est faible toute l'année sauf en octobre-novembre, ce qui nous donne une bonne confiance dans les résultats.

De janvier à avril, de l'eau douce est advectée vers le nord à travers 6°N (Figure 47a et b). Cette eau provient du Golfe du Bengale via le courant de mousson de nord-est (NMC) qui s'écoule en partie vers le nord avant d'atteindre les côtes africaines.

Pendant la mousson d'été (juin à septembre), les upwellings d'Oman et de Somalie pompent de l'eau douce en dessous de la couche supérieure vers la surface. Cette eau douce s'éloigne ensuite des côtes et est advectée dans la couche mélangée. Cette advection se produit en partie à la surface dans la couche mélangée, et en partie en subsurface à travers la pente de la base de la couche mélangée (Figure 47c). Le mélange vertical avec les eaux douces de subsurface agit également dans les zones d'upwelling pour diminuer la salinité de la couche mélangée.

D'octobre à janvier, le mélange vertical contribue toujours à rafraîchir l'eau de surface. Cela est dû à l'approfondissement de la couche mélangée et à de l'entraînement localisé dans le centre du bassin.

3.4.2 La Mer d'Arabie Est

Contrairement au bassin ouest, la Mer d'Arabie Est connaît de fortes précipitations et des eaux de ruissellement en été qui agissent contre une évaporation atmosphérique pratiquement constante et élevée tout au long de

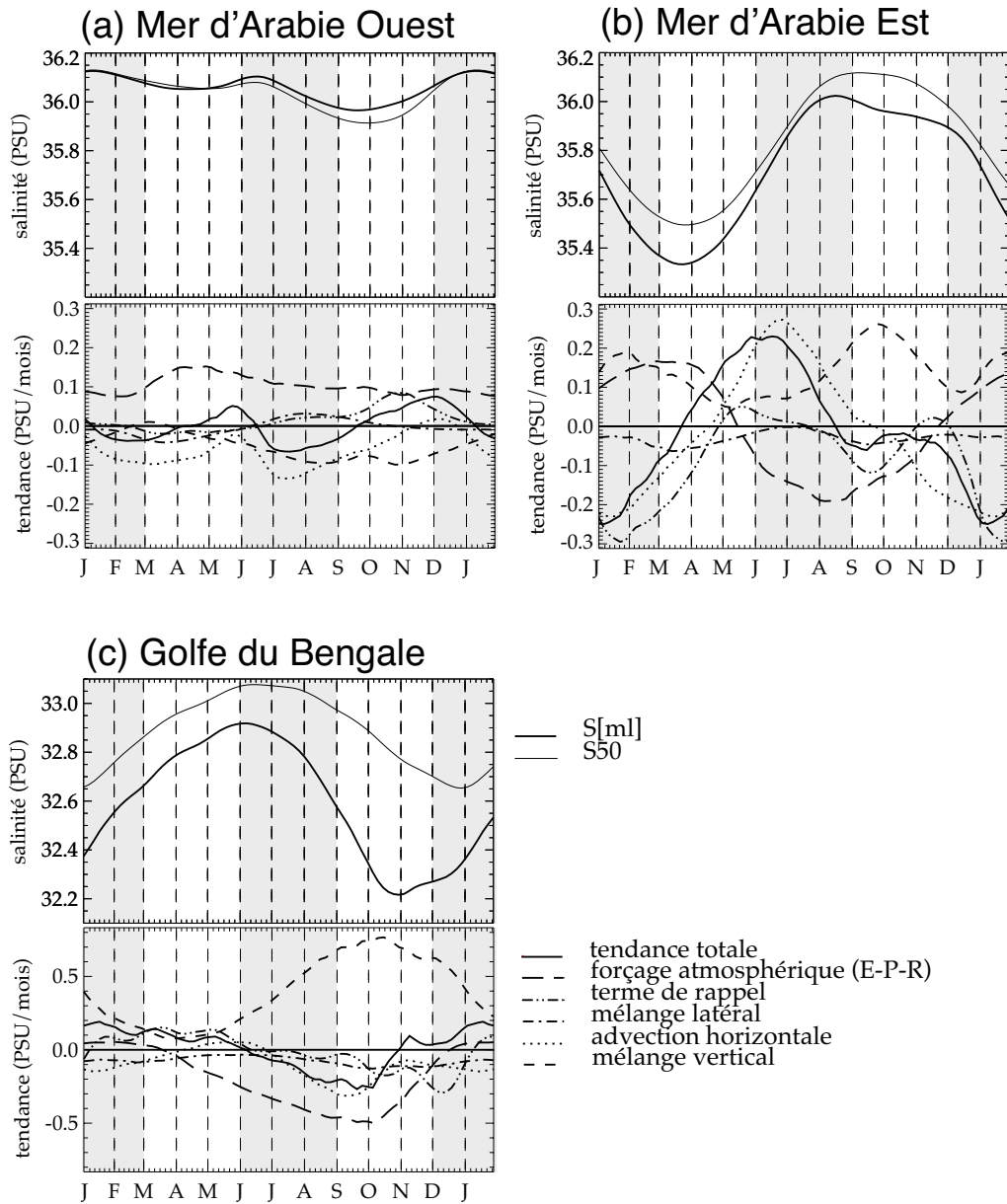


FIG. 46: Salinité de surface de la mer (SSS), et salinité intégrée sur les 50 premiers mètres (S50) (panneaux supérieurs), et termes de tendance saisonniers en sel dans la couche mélangée (panneaux inférieurs) dans (a) la Mer d'Arabie Ouest, (b) la Mer d'Arabie Est, et (c) le Golfe du Bengale. On notera les différences d'échelles en salinité et tendances entre la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale.

l'année (Figures 46b et 48). L'advection horizontale a une forte influence sur la tendance en sel totale et rend cette dernière presque anti-corrélée avec le forçage atmosphérique. La Mer d'Arabie Est a également une contribution positive en sel par le mélange vertical alors que c'est l'opposé à l'ouest. En effet, dans le bassin est, de l'eau douce et chaude se trouve au dessus d'une eau plus salée et froide. Ceci est dû à la présence de l'Eau de Forte Salinité de Mer d'Arabie (ASHSW, Arabian Sea High Salinity Water Mass, cf. chapitre 1). Cette masse d'eau est formée au nord de la Mer d'Arabie durant la mousson d'hiver. Elle se répand ensuite vers le sud dans le bassin principalement le long des côtes indiennes, entre 0 et 100 m de profondeur avec une salinité maximum juste en dessous de la couche mélangée (Morrison, 1997; Prasanna Kumar and Prasad, 1999). La SSS dans l'est de la Mer d'Arabie est très variable dans l'année par rapport à ce qu'il se passe dans l'ouest du bassin. A l'est, la SSS augmente de presque 0.7 PSU d'Avril à Août et diminue surtout en hiver.

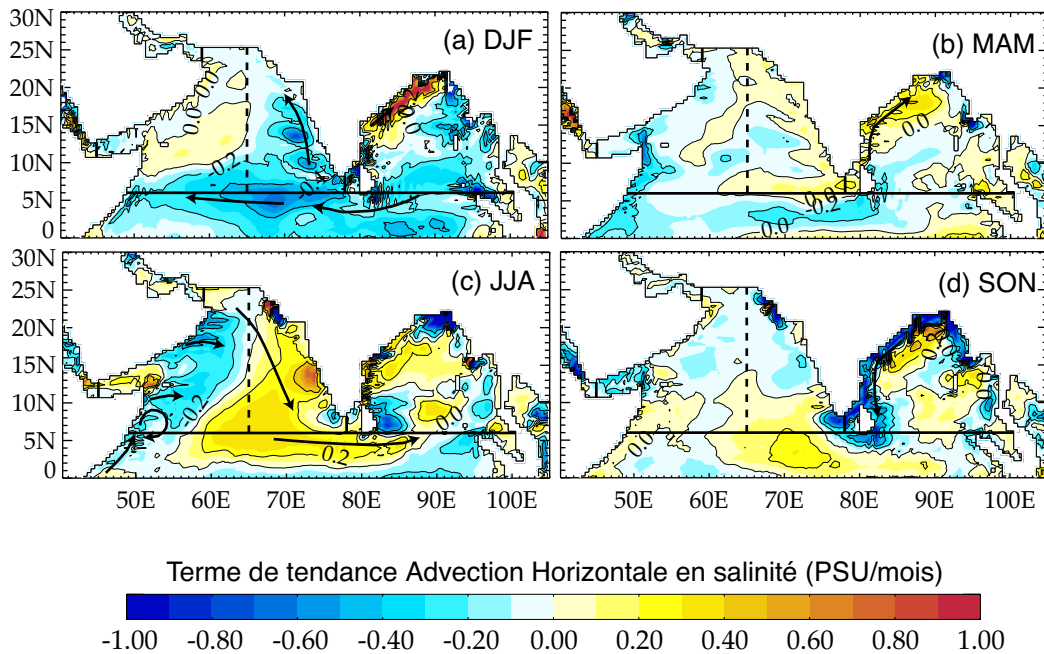


FIG. 47: Carte de la tendance saisonnière en sel due l'advection horizontale pour (a) décembre-janvier-février, (b) mars-avril-mai, (c) juin-juillet-août, et (d) septembre-octobre-novembre. Les champs saisonniers sont calculés sur la période 1993-2000. Les flèches noires indiquent les principaux courants dans chaque bassin.

De mai à août, le courant côtier ouest indien (WICC) associé à la mousson d'été, advecte des eaux de salinité élevée du nord vers le sud (Figure 47c). Pendant ce temps, le dépôt d'eau douce par précipitation et ruissellement est équilibré par le mélange vertical de sel dû au maximum de salinité de l'eau ASHSW sous la couche mélangée. Durant l'intermousson d'automne (septembre à novembre), la tendance totale reste faible (Figure 46b). Le terme de rappel est grand et se situe le long des côtes indiennes. Cela simule probablement des eaux de ruissellement le long des ghats d'ouest de l'Inde, qui semblent être importantes et ne sont pas

prises en compte dans le modèle (Yu et McCreary, 2004; Durand et al., 2005) (voir annexe A). Durant cette période il y a un équilibre entre les flux d'eau douce (précipitation et ruissellement depuis les Ghats via le rappel), et le mélange vertical avec la subsurface.

Pendant la mousson d'hiver, le courant de mousson de nord-est (NMC) et le courant côtier ouest indien (WICC) apportent de l'eau douce depuis le Golfe du Bengale jusqu'au sud-est de la Mer d'Arabie (Figure 47a). Cette eau douce recouvre l'eau plus salée d'été et se répand vers le nord le long des côtes indiennes. Cependant notre transport vers l'ouest est considérablement trop faible au sud du Sri Lanka en janvier et février. Il est de seulement 7.4 Sv dans les 300 premiers mètres au lieu d'environ 11 Sv dans les données de Schott et al. (1994) au même endroit. Le terme de rappel agit probablement pour compenser cette advection trop faible d'eau douce et pourrait donc être vu comme un terme d'advection manquant.

3.4.3 Le Golfe du Bengale

Le Golfe du Bengale est un bassin de dilution tout le long de l'année sauf en hiver où il connaît une faible évaporation (Figure 46c). Ce terme est principalement équilibré par un fort terme de mélange vertical ($\simeq 0.75$ PSU/mois). Ce dernier terme est plutôt bien corrélé avec le développement de la couche barrière dans le bassin (Figure 40c, panneau supérieur), et est élevé à cause du fort gradient de salinité à la base de la couche mélangée. Ce bilan intégré sur le Golfe du Bengale cache cependant des variations locales. Par exemple, la contribution de l'advection horizontale est très importante le long des côtes de l'est de l'Inde (Figure 47a et d).

De juin à octobre, la SSS dans le Golfe du Bengale diminue à cause des précipitations de mousson et du ruissellement. Ce dépôt d'eau douce à la surface forme la couche barrière et le mélange vertical réagit avec du retard pour équilibrer cette diminution de salinité en surface. Pendant le reste de l'année, la SSS augmente car le forçage atmosphérique en eau douce s'arrête. En même temps l'apport de sel par le mélange vertical continue avec un minimum en intermousson de printemps quand la couche barrière a été détruite par la restratification en température (cf. section 3.3). Il faut noter que le terme de rappel n'est pas négligeable (Figure 48) et qu'il est principalement situé le long des côtes. Cela est potentiellement dû au manque d'exactitude de la SSS le long des côtes dans les données de Levitus (1998). Le Golfe du Bengale est une zone avec peu de données en salinité ce qui nécessite des interpolations/extrapolations pour combler les vides. Toutefois, de tels calculs ne semblent pas être adaptés pour représenter les forts gradients de salinité à la côte dus aux rapides courants côtiers comme ceux du Golfe du Bengale (Yu et McCreary, 2004).

3.5 Conclusion

Dans ce chapitre, on a étudié les mécanismes de la variabilité saisonnière et interannuelle de la SST dans l'Océan Indien Nord. On s'est ensuite intéressé à la variabilité saisonnière de la SSS dans cette région puisque cette variable peut aussi

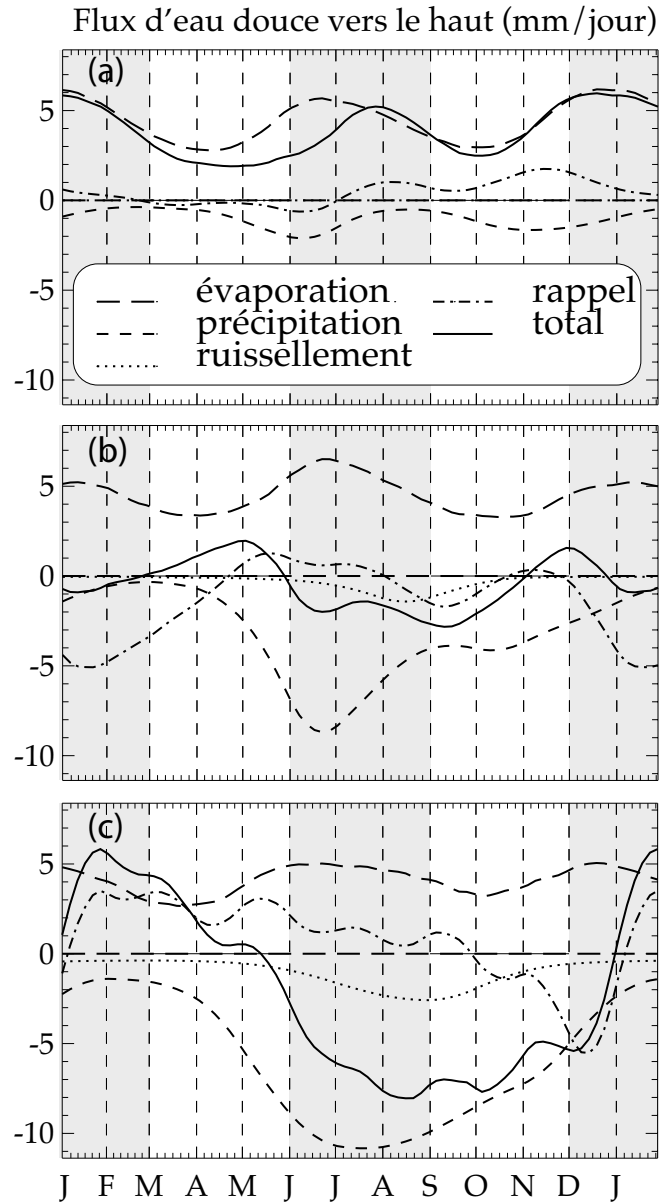


FIG. 48: Cycle saisonnier des différents flux d'eau douce (positifs vers le haut), en (a) Mer d'Arabie Ouest, (b) Mer d'Arabie Est, et (c) Golfe du Bengale. Le cycle saisonnier est calculé sur la période 1993-2000 de la simulation. Les précipitations sont issues des données CMAP (Xie et Arkin, 1996). Le ruissellement provient des données UNESCO (1996). L'évaporation est calculée par les formules aérodynamiques du modèle d'océan à partir des données ERS et NCEP (cf. section 3.3). Le terme de rappel est calculé avec les données de salinité de Levitus (1998).

avoir indirectement des effets sur le couplage océan-atmosphère. On a utilisé le modèle de circulation général océanique OPA pour réaliser une simulation de 1993 à 2000. A partir de cette simulation, l'analyse des bilans de température et de sel dans la couche mélangée nous permettent d'examiner les mécanismes de régulation de la SST et de la SSS.

A l'échelle saisonnière, le cycle de SST est très similaire entre le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie Est. Ce cycle saisonnier est contrôlé principalement par les flux de chaleur atmosphériques, avec des processus océaniques jouant un rôle secondaire. Dans la Mer d'Arabie Ouest, le forçage atmosphérique est toujours dominant, mais avec une forte contribution des processus océaniques. Pendant la mousson d'été, le mélange vertical dans la région des upwellings ajouté à l'advection horizontale dans la couche mélangée ont même une contribution supérieure à celle des flux atmosphériques.

Le vent est cependant dans les trois sous-bassins, un facteur principal dans le contrôle du cycle saisonnier de la SST. En effet les variations saisonnières du flux de chaleur net sont dues en majorité aux variations du flux de chaleur latente puisque les variations du flux solaire sont atténuées par les effets de la pénétration solaire. Le flux solaire est fort en période d'intermousson lorsqu'il n'y a pas de nuages, mais la couche mélangée est alors plus mince et capture une plus faible fraction du flux entrant. Le flux solaire pénétrant représente en effet une énergie de 28.6 W m^{-2} reçue par l'océan sous la couche mélangée sur une année. Une partie de cette énergie peut être advectée vers les couches plus profondes. Une autre partie est entraînée lors des phases d'approfondissement ultérieures de la couche mélangée, et participe à atténuer le cycle saisonnier de la SST. Alors que l'Océan Indien Nord est connu pour recevoir un excès de chaleur de l'atmosphère sur l'année, ce flux pénétrant peut rendre légèrement négative la contribution de l'atmosphère dans la Mer d'Arabie Est et le Golfe du Bengale.

Dans la Mer d'Arabie, l'effet des processus océaniques est fortement lié au vent (comme pour le cycle saisonnier du flux latent). Le plus fort refroidissement par upwelling arrive en mousson d'été quand le jet de Findlater est maximum. L'absence d'upwellings marqués dans le Golfe du Bengale et l'est de la Mer d'Arabie est la première cause pour expliquer des températures minimum de mousson d'été plus élevées que dans l'ouest de la Mer d'Arabie.

En hiver, la stratification en sel près de la surface joue un rôle évident pour maintenir une SST élevée dans le Golfe du Bengale et l'est de la Mer d'Arabie. La présence d'eau douce près de la surface permet de stocker de la chaleur sous la couche mélangée pour être redistribuée plus tard par entraînement pendant le refroidissement d'hiver (avec un réchauffement en hiver de $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ en Mer d'Arabie Est, et de $2.1 \text{ }^\circ\text{C}$ dans le Golfe du Bengale).

Le contraste en salinité est fort entre la Mer d'Arabie et le Golfe du Bengale avec une salinité qui diminue d'ouest en est. Les processus d'advection sont ceux qui contrôlent principalement le cycle saisonnier de la SSS dans cette région. L'ouest de la Mer d'Arabie est un bassin d'évaporation. L'apport d'eau douce s'y fait en hiver via le courant de mousson d'hiver en provenance du Golfe de Bengale, et en été via les eaux plus douces de subsurface qui remontent à la surface dans les zones d'upwelling. Dans l'est de la Mer d'Arabie, le cycle saisonnier de SSS

est également largement contrôlé par les phénomènes d'advection océaniques. En été on a advection depuis le nord de la Mer d'Arabie d'une masse d'eau salée formée en hiver. En hiver le courant de mousson d'hiver (NMC) advecte des eaux douces depuis le Golfe du Bengale jusqu'en Mer d'Arabie et le long de la côte ouest de l'Inde. Dans le Golfe du Bengale, la SSS est principalement contrôlée par les précipitations et les apports fluviaux.

A l'échelle interannuelle, la SST dans le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie Est est fortement contrôlée par les vents à travers les anomalies de flux de chaleur latente qui dominent les anomalies du flux net. Dans l'ouest de la Mer d'Arabie, la variabilité interannuelle de SST est dominée par les processus associés à la zone d'upwelling (Oman et Somalie), avec le forçage atmosphérique et le mélange vertical qui sont plus importants. Ainsi dans cette région les vents ne contrôlent pas nécessairement les anomalies de SST, ces dernières étant également influencées par des processus océaniques. L'année 1996 de la simulation met en évidence un événement froid qui n'a pas été reproduit correctement par le modèle. Les vents ERS utilisés ont été comparés aux vents SSM/I en 1996 et sont voisins sur cette zone. Il semblerait donc qu'un processus (e.g., champ de forçage, physique du modèle, couplage océan-atmosphère) manque pour reproduire correctement l'anomalie de SST cette année là. Comprendre quel est ce processus est une des perspectives que ce travail nous offre et qui seront évoquées dans la partie finale de la conclusion.

Conclusion et perspectives

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre général de l'étude et de la compréhension d'un système climatique de grande échelle : la mousson sud-asiatique, et plus particulièrement la mousson indienne. Il y a encore quelques années ce système climatique était envisagé principalement du point de vue atmosphérique, l'océan étant considéré comme une composante passive du système terre-atmosphère-océan. Puis de nombreux travaux ont montré le rôle de l'océan dans ce système, notamment par le couplage océan-atmosphère (e.g., Webster et al., 1999; Wang et al., 2005). Le concept fondamental selon lequel la cause principale de la mousson est simplement le contraste thermique terre-mer à l'échelle continentale est lui aussi remis en question. Un océan avec une SST assez élevée peut en effet jouer le rôle d'une masse continentale et ainsi participer à l'origine de la mousson (e.g., Chao et Chen, 2001). Enfin, malgré ses impacts socio-économiques importants et d'intenses efforts de recherche au niveau indien et même international (avec par exemple le programme CLIVAR), la prévision des caractéristiques de la mousson (variabilité, intensité etc), basée sur des techniques statistiques ou des modèles atmosphériques forcés, est encore bien loin d'être fiable et opérationnelle. Toutes ces raisons poussent donc logiquement la communauté scientifique à s'intéresser à la composante océanique de ce système, ce que nous avons fait dans cette thèse.

L'objectif principal était de répondre à la question suivante : "Quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui contrôlent la variabilité saisonnière et interannuelle de la SST dans l'Océan Indien Nord?". La SST est en effet un paramètre clé du couplage océan-atmosphère. L'océan et l'atmosphère sont essentiellement couplés par les flux de chaleur et d'eau douce qui dépendent eux-mêmes très fortement de la SST. La "warm-pool" s'étend jusque dans l'Océan Indien Nord. Dans ces conditions de SST élevée, les faibles variations interannuelles de SST observées peuvent en principe avoir des conséquences importantes sur l'atmosphère et déclencher par exemple des phénomènes de convection profonde dans l'atmosphère. Au cours de notre travail, nous avons donc été amenés à nous intéresser à des variations faibles de la SST, de l'ordre de 0.5 °C à 1 °C. Notre approche consiste à utiliser un modèle océanique forcé et à analyser les termes océaniques et atmosphériques qui influencent la SST, représentée par la température de la couche mélangée. Dans cette analyse, la profondeur de la couche mélangée est donc de toute première importance puisqu'elle détermine l'inertie thermique et mécanique de la couche océanique qui interagit directement avec l'atmosphère. S'assurer que cette couche de surface est bien représentée par le modèle océanique nous per-

met d'obtenir des résultats plus robustes concernant des variations potentiellement faibles de SST.

La première étape de notre travail a donc consisté à mettre au point une référence fiable de la profondeur de couche mélangée océanique. Etant donné l'intérêt potentiel pour d'autres régions de l'océan d'un tel champ, on établit un atlas de couche mélangée à l'échelle globale. On montre que le critère choisi permet de bien reproduire le cycle saisonnier de la base de la couche mélangée. Ce critère est basé sur des profils individuels et non sur des profils d'atlas climatologiques de température et salinité. L'utilisation de tels atlas peut introduire des structures artificielles dans les profils, et donc des biais dans le champ de profondeur de couche mélangée final. Ces profils moyennés introduisent par exemple un biais peu profond pour un critère donné, alors que les profils individuels nous permettent de retrouver plus de détails et de précisions dans les structures classiques (e.g., les zones de convections profondes, le gulf stream, le courant des azores). En utilisant également les données de salinité, beaucoup moins nombreuses que celles en température, on montre des cartes saisonnières de l'influence de la salinité sur la profondeur de couche mélangée. On voit ainsi les zones classiques de couches barrières, ainsi que des zones de compensations verticales en hiver dans les gyres subtropicales et la zone de convergence subtropicale. On propose des mécanismes de formation de ces structures pour lesquelles un critère en densité seul ne permet pas d'identifier correctement la couche mélangée homogène en température et salinité.

Cette méthode a montré qu'elle pouvait également être appliquée localement puisqu'un atlas de couche mélangée de la Mer Méditerranée a été réalisé avec une résolution plus élevée de 0.5° . Ce travail a en outre été poursuivi avec l'arrivée de nombreuses données de salinité et de température grâce au programme ARGO. Cela nous donne une bien meilleure connaissance de l'influence de la salinité sur la stratification de surface de l'océan. Ce nouvel atlas nous a alors permis de valider le cycle saisonnier de la profondeur de couche mélangée simulée par le modèle dans l'Océan Indien Nord.

L'analyse des bilans thermohalins de la couche mélangée dans le modèle d'océan a révélé plusieurs preuves du rôle de l'Océan Indien Nord dans la régulation de la SST. Le vent (via la chaleur latente) reste un facteur important dans le contrôle du cycle saisonnier de la SST mais plusieurs phénomènes océaniques participent activement à la variabilité de la SST dans la région. Dans la Mer d'Arabie Ouest en mousson d'été, les forts upwelling d'Oman et de Somalie provoquent un fort mélange vertical avec les couches de subsurface. Ces eaux froides atteignent la surface puis sont advectées depuis la côte vers le large. Cette contribution océanique domine alors l'influence de l'atmosphère et cette zone se refroidit fortement en été. Dans le Golfe du Bengale et la Mer d'Arabie Est, l'absence d'upwelling océaniques explique pourquoi le refroidissement est plus faible en été. Dans ces deux bassins, la présence d'eau peu salée en surface permet de plus de stocker de la chaleur sous la couche mélangée. Cette chaleur est ensuite redistribuée par entraînement en hiver dans la couche mélangée. Cela participe donc à diminuer l'amplitude du cycle saisonnier de la SST de ces deux bassins, alors que ce n'est pas le cas pour la Mer d'Arabie Ouest. L'étude de la variabilité saisonnière de la SSS montre que celle-ci est en grande partie contrôlée par l'advection océanique. Cela constitue un

autre moyen indirect d'influence de l'océan sur la SST. A l'échelle interannuelle, les mécanismes de la variabilité de la SST semblent plus complexes. Dans la Mer d'Arabie Est et dans le Golfe du Bengale, l'influence dominante sur la SST provient des vents via les anomalies de flux de chaleur latente. Dans la Mer d'Arabie Ouest en revanche, les vents et les processus océaniques dans la zone d'upwelling (mélange vertical, advection horizontale) participent tous les deux à la variabilité interannuelle de la SST.

Cette thèse suggère un certain nombre de perspectives de travail.

Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre 2, on dispose maintenant d'assez de données de subsurface pour pouvoir étudier la variabilité interannuelle de la couche mélangée dans le Pacifique ou l'Atlantique Nord. Sur les 15 dernières années, on peut même étendre cette étude à l'océan global. Ce travail a déjà commencé et ses applications sont nombreuses depuis la variabilité océanique et climatique (ENSO, IOD), jusqu'à la variabilité biogéochimique avec les émissions de CO₂ par exemple, et toujours la validation de modèles océaniques.

Ce travail sur l'estimation de la profondeur de couche mélangée a également mis en évidence des structures de profils compensés en densité sur la verticale. De telles structures attirent une question immédiate qui est celle de leur formation. Dans notre étude, nous proposons des mécanismes possibles pour expliquer ces profils. Nous avons de plus étudié la présence de ces compensations dans le modèle OPA avec une résolution de 0.5°. Les zones de compensations sont localisées aux mêmes endroits mais n'ont pas les mêmes caractéristiques. Par exemple on ne retrouve jamais de structures avec un cisaillement marqué de température et de salinité entre deux couches vraiment homogènes (cf. Figure 28b). Il semblerait donc que ces structures nécessitent une plus haute résolution pour être correctement reproduites. L'utilisation d'un modèle régional haute résolution pourrait nous permettre d'avancer dans ce problème.

Notre étude sur la variabilité de la SST dans l'Océan Indien Nord appelle elle aussi plusieurs pistes de recherche. Si à l'échelle saisonnière, les mécanismes de régulation de la SST sont assez bien compris, la variabilité interannuelle de la SST semble plus complexe. L'événement de mousson froid en 1996 dans la Mer d'Arabie Ouest n'a pas été bien représenté par le modèle forcé. L'année 1993 a également présenté des caractéristiques similaires. Etant donné le fort couplage océan-atmosphère dans cette région, une suite possible de ce travail est d'utiliser un modèle couplé pour étudier la question de la variabilité interannuelle de la SST. Si l'on arrive à reproduire des moussons longues, similaires à celle de 1996, on pourra étudier les mécanismes qui conduisent à un refroidissement plus fort de la SST ces années là. Enfin, une telle expérience peut également nous permettre d'étudier la sensibilité de l'atmosphère (précipitations, déclenchement de la mousson) à la variabilité interannuelle de l'épaisseur de la couche mélangée ou de la couche barrière. En effet, une idée apparue il y a quelques années (notamment avec les travaux de J. P. Mc Creary et S. R. Shetye) est que l'océan tridimensionnel a un rôle actif dans le système de la mousson. Ainsi la SST n'est peut-être pas le seul paramètre océanique à considérer dans les interactions assez fines océan-atmosphère de cette région.

Annexe A

Article : Modeling the barrier-layer formation in the South-Eastern Arabian Sea

F. Durand, D. Shankar, C. de Boyer Montégut, S. S. C. Shenoi, B. Blanke, and G. Madec

On présente dans cette annexe un article soumis à la revue *Journal of Climate* en avril 2005. Dans le cadre du travail de thèse, cette publication est liée à la fois à la partie sur l'étude des processus de régulation de la SST dans l'Océan Indien Nord (chapitre 3), et aussi à l'étude de la couche de surface océanique (chapitre 2). Afin de valider les sorties du modèle OPA, ce papier utilise notamment des champs d'épaisseur de couche barrière, re-estimés récemment grâce aux profileurs ARGO lors d'un travail en collaboration (Mignot et al., 2005). L'objectif de ce papier porte sur l'étude de l'effet de la salinité sur la formation de la couche barrière dans le sud-est de la Mer d'Arabie. Comme on a pu le voir dans les chapitres 1 et 3 cette couche barrière est très importante puisqu'elle joue potentiellement un rôle sur le déclenchement de la mousson (Joseph, 1990). On utilisera pour cette étude le modèle OPA dans une configuration régionale de l'Océan Indien mise en place par Fabien Durand. En accord avec les études précédentes, la distribution des eaux de ruissellement et le passage entre l'Inde et la Sri Lanka ont un fort impact sur le réalisme du champ de salinité simulé dans la zone aux échelles saisonnières. Le modèle simule un champ de couche barrière en assez bon accord avec les observations. Des approches eulériennes et lagrangiennes montrent que la couche barrière est formée par deux processus complémentaires, l'arrivée d'eaux de surface peu salées qui sont refroidies en chemin vers le sud-est de la Mer d'Arabie, et le downwelling dans les couches de subsurface des eaux majoritairement locales. Les eaux de surface viennent en partie de la Baie du Bengal, et en partie du sud-est de la Mer d'Arabie, mais sont refroidies à l'est et au sud du Sri Lanka dans le modèle. Le fait que les eaux de subsurface "downwellées" soient chaudes et ne soient pas refroidies conduit aux inversions de température dans la couche barrière. Le principal forçage pour ce downwelling semble être dû à des ondes planétaires générées à distance.

Modeling the barrier-layer formation in the South-Eastern Arabian Sea

manuscript submitted to Journal of Climate, special issue on Indian Ocean climate system

(13 April 2005.)

F. Durand ¹, D. Shankar ², C. de Boyer Montégut ³, S. S. C. Shenoi ², B. Blanke ⁴, and G. Madec ³

¹ Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales, Institut de Recherche pour le Développement, Toulouse, France

² Physical Oceanography Division, National Institute of Oceanography, Dona Paula, Goa, India

³ Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques, Institut Pierre Simon Laplace, Unité Mixte de Recherche, CNRS/IRD/UPMC, Paris, France

⁴ Laboratoire de Physique des Océans, UFR Sciences et Techniques, Brest, France

Abstract.

The effect of salinity on the formation of the barrier layer (BL) in the South-Eastern Arabian Sea (SEAS) is investigated using an ocean general circulation model. In accordance with previous studies, the runoff distribution and the India-Sri Lanka passage have a strong impact on the realism of the salinity simulated in the area at seasonal time scales. The model simulates a BL pattern in fairly good agreement with available observations. Eulerian and Lagrangian approaches show that the BL is formed by two complementary processes, the arrival of low-salinity surface waters that are cooled en route to the SEAS and downwelling of waters mostly local to the SEAS in the subsurface layers. The surface waters are partly of Bay-of-Bengal origin and are partly from the SEAS, but are cooled east and south of Sri Lanka in the model. That the downwelled subsurface waters are warm and are not cooled leads to temperature inversions in the BL. The main forcing for this appears to be remotely-forced planetary waves.

1. Introduction

The South-Eastern Arabian Sea (SEAS hereafter ; Figure 1) presents a peculiar thermodynamic structure. First, it exhibits one of the highest sea surface salinity (SSS) variabilities observed, with a typical drop of 1.5 psu from October to March, and vice-versa during the opposite season [Delcroix et al., 2005]. Second, it becomes the warmest area of the world oceans in April-May, prior to the onset of

the summer monsoon over the Indian subcontinent [Joseph, 1990]. At this time, sea surface temperature (SST) exceeds 30°C [Rao and Sivakumar, 1999; RS99 hereafter]. This 'warm pool' plays a prominent role in the Northern Indian Ocean - summer monsoon coupled system. Joseph [1990] pointed out that the time of onset of the summer monsoon over India depends on the prevailing SSTs in the Northern Indian Ocean. It turns out that the high SSS variability in the SEAS, the build-up of high SSTs, and monsoon onset are intimately linked. Masson et al. [2005] analysed two state-of-the-art coupled ocean-atmosphere general circulation model outputs, differing only in the way salinity effects on ocean dynamics are modeled. They showed that the vertical profile of salinity in the SEAS is likely to govern the date of onset of the summer monsoon. The processes underlying this ocean-atmosphere coupling have long been suggested by various authors. RS99 showed that the near-surface stratification owing to the arrival of low-salinity water in the SEAS from the Bay of Bengal in winter is important for the build-up of the warm pool in the SEAS during spring. Shenoi et al. [1999, 2005] provided a unified picture of the dynamics and thermodynamics of the SEAS. They showed that the SST maximum in the SEAS in April has its origin about six months earlier in the Northern Bay of Bengal. Downwelling coastal Kelvin wave packets, generated by the collapse of the summer monsoon winds in the Northern Bay of Bengal, force a current that brings low-salinity water from the bay to the SEAS in November-January. They also trigger downwelling Rossby waves along the west coast of India; these waves propagate westward and cross the SEAS. Both the downwelling and the salinity-induced stable stratification at the surface are conducive to the formation of an SST high in spring. RS99 also demonstrated that the stratification of the near-surface layer in the SEAS in November-February traps the incoming heat fluxes in the thin surface mixed layer, thereby increasing drastically the SST in March-April. A link between the peculiar temperature and salinity structures of the SEAS can be inferred from the observations reported by Thadathil and Gosh [1992; TG92 hereafter]. They noted the existence of a marked temperature inversion in the upper ocean during winter. A stable inversion can only be sustained by a sharp haline stratification, known as the barrier layer (BL hereafter) [Lukas and Lindstrom, 1991]. The numerical modeling study of Durand et al. [2004; D04 hereafter] showed that the temperature inversion in the SEAS is responsible for the SST rise in the initial stages of the formation of the SST high. Indeed, the energy trapped within the temperature inversion is re-injected into the surface layer during November-March via vertical processes, leading to an increase in SST. This result and that of Masson et al. [2005] put the salt-stratified barrier layer of the SEAS at the centre of the Northern Indian Ocean - summer monsoon coupled system. From in situ measurements harvested during ARMEX (Arabian Sea Monsoon Experiment) surveys, Shankar et al. [2004] showed that the temperature inversions and the accompanying low-salinity surface layer first occurred on the eastern side of the SEAS, then spread westward. Using high frequency CTD casts, Shenoi et al. [2004] showed that both remotely-forced upwelling and inflow of high-salinity Arabian Sea Water destroys the SEAS BL in late May. Therefore the missing piece of the complete story consists of the formation mechanism of the BL. This forms the major objective of the present paper.

Given the scarcity of the available temperature and salinity subsurface observations in the SEAS, investigating the BL formation calls for the use of a sophisticated numerical model with good mixed-layer physics. The model should be capable of simulating a realistic seasonal cycle of currents, temperature, and salinity in the upper ocean. Modeling the observed patterns of SEAS SSS has been a challenge for modelers [e.g. Han et al., 2001; Jensen, 2001]. In particular, it appears very difficult to reproduce the observed northward inflow of Bay of Bengal low-salinity water along the Indian west coast in winter [Han and McCreary, 2001]. Hence, in section 2, we present a series of numerical experiments that we carried out in order to improve our model's ability to simulate the seasonal cycle of salinity in the SEAS. Then we assess the BL features simulated by the model (section 3) and analyse mechanism underlying the formation of the BL (section 4). Section 5 concludes the study.

2. The model and its salinity field

2.1. The model

Our model is the OPA ocean general circulation model (OGCM) [Madec et al., 1998] with 0.5 horizontal resolution and 10 m vertical resolution in the upper 120 m. The model bathymetry results from an interpolation of ETOPO5 [Smith and Sandwell, 1994] onto the model grid. The deepest layer thickness follows a partial-step formulation. The model is very similar to the version used by de Boyer Montégut et al. [this issue], except that we consider a domain limited to the tropical Indian ocean. Our domain has closed boundaries along 34°S and 115°E. A strong relaxation to Levitus [1998] temperature and salinity climatology is introduced at the boundaries. The vertical physics is based on a prognostic equation for the turbulent kinetic energy [Blanke and Delecluse, 1993]. The atmospheric boundary conditions include surface fluxes of momentum, heat, and freshwater. The momentum and precipitation fluxes are prescribed; all other fluxes (heat and evaporation) are diagnosed from specified atmospheric variables through bulk formulae. The model salinity is not restored to any climatology. Our forcing strategy consists of simulating the response of the model to the seasonal cycle of the atmospheric fluxes. It is forced by the seasonal climatologies of ERS1-2 wind stress [Bentamy et al., 1996] and CMAP precipitation flux [Xie and Arkin, 1997]. The heat and evaporation fluxes are diagnosed from NCEP reanalysis [Kalnay et al., 1997] air temperature. All fluxes are averaged over 1993-1999. All model outputs subsequently presented concern the 6th year of the model spinup. Extensive validations of our simulation (not shown) revealed that it successfully reproduces the observed patterns of monsoon circulation as well as basin-scale thermohaline structure of the upper Northern Indian Ocean. In particular, the pre-monsoonal rise of SST in the Arabian Sea closely follows the composite of Reynolds and Smith [1994] SST presented in D04, without any appreciable bias (not shown).

2.2. Validation of the model SSS

Since our study is focused on the upper ocean salinity effects, a preliminary assessment of the realism of the salinity modeled at seasonal time scales in the SEAS is required. The following subsections present a hierarchy of simulations that we carried out in order to improve the modeled SSS. Figure 2 (top row) presents the monthly estimates of Levitus [1998] SSS from November to January. This climatology exhibits the well-known contrast between the fresher Bay of Bengal waters (salinity in the range 33 - 34 psu in the southern part of the bay) and the saltier Arabian Sea waters (35 - 36 psu). Superimposed on this large-scale permanent gradient, we clearly see the gradual inflow of Bay of Bengal water into the SEAS over the period, as illustrated by the location of the 34 psu surface isohaline. The inflow has been documented in the literature [Shenoi et al., 1999; Jensen, 2001]. It appears to be driven by the East India Coastal Current (EICC) flowing equatorward and the West India Coastal Current flowing poleward [McCreary et al., 1993; Shetye et al., 1991, 1996]. One must be cautious as regards to the pattern of the freshening tongue in the SEAS exhibited by Levitus [1998] dataset. Indeed, the study by Delcroix et al. [2005] shows that the space scales of SSS variability in the SEAS are somewhat smaller than the correlation scales used by Levitus [1998] in his mapping scheme. As a result, one should expect Levitus analysis to be unrealistically smooth in the area.

2.2.1. The default run

We first run the model using the default bathymetry and the UNESCO [1996] runoff. We named this first run "Default" (DEF) because these choices have been commonly made in previous modeling studies of the area [e.g. Han and McCreary, 2001; Shankar et al., 2002; de Boyer Montégut et al., this issue]. The model reproduces fairly well the observed SSS features, with a large-scale gradient between Bay of Bengal and Arabian Sea (Figure 2, 2nd row). The timing of the inflow of Bay of Bengal fresh waters into the SEAS appears satisfactory as well. As in D04, we define the SEAS area as the box (68°E;77°E) (6°N;15°N) (Figure 1). Over this area, the root-mean square difference (RMSD) between Levitus [1998] SSS and DEF SSS over the year is 0.68 psu. Given the likely uncertainties in Levitus [1998] SSS, we also validate the model SSS against other data. An observed climatology of SSS along IX10 thermosalinograph track has been computed as part of the French Observatoire de Recherche pour l'Environnement dedicated to SSS (T. Delcroix, personal communication). The track crosses the southern part of the SEAS box (Figure 1). The asset of this along-track climatology is that the data coverage is much more satisfactory, given the small size of the SEAS, than in the gridded field of Levitus [1998]. Hence, validating the model SSS against this along-track climatology is more meaningful. Over the SEAS portion of the track, the RMSD between IX10 SSS and DEF SSS is 0.47 psu, which we believe is a reliable estimate of the DEF SSS quality; we consider this an acceptable error bar. However, we notice that a significant part of the water flow from Bay of Bengal to SEAS goes through the Pamban Pass between India and Sri Lanka (see Figure 1). As in Han and McCreary [2001], our model transport reaches a peak value of 1 Sv through the channel in November. That Han and McCreary [2001] used a different model, with a different forcing strategy, shows that this transport is a robust feature of the models having an open strait between India and Sri Lanka. One can wonder how realistic this 'throughflow' value and the resulting salinity pattern are. The

bathymetric chart of the Naval Hydrographic Office, India shows that the strait is 0.5 m deep on average and 50 km wide. Given the along-channel maximal southward wind speed of 10 m s⁻¹ [Luis and Kawamura, 2000] and assuming that the bottom sediments roughness is very small, a rough calculation shows that the equilibrium velocity in the strait can not exceed 1 m s⁻¹. This implies that our model overestimates the transport through the strait by two orders of magnitude.

2.2.2. Effect of Pamban Pass flow

Since the actual transport through Pamban Pass is negligible compared to the DEF run transport, we close it in the model. The resulting run is named "Pamban Pass Closed" (PC) and its SSS is presented in Figure 2 (3rd row). Consistently with the conclusions of Han and McCreary [2001], we note a less pronounced inflow of fresh water into the SEAS. For instance, unlike in DEF, the 34 psu isohaline no longer reaches the western coast of India in PC. Closing the Pamban Pass raises the SEAS SSS RMSD between Levitus [1998] (IX10) and the model to 0.81 psu (0.49 psu). Since the PC bathymetry is more realistic than DEF bathymetry, that the simulated SSS is poorer in PC suggests that some other zeroth-order problems remain in the model. It could be the physics itself that is not resolved accurately enough. Typically, it is believed that a significant part of the Arabian Sea and Bay of Bengal exchange of salt occurs through the Indian coastal currents [Jensen, 2001]. These currents are trapped at the coast within one Rossby deformation radius [Shankar et al., 1996], that is 100 km at 10°N, and our model grid size of 55 km might be too large to resolve them accurately. It could also be that the salinity advected by the currents is erroneous owing to incorrect interior ocean forcing by precipitation and evaporation fluxes [Yu and McCreary, 2004]. Incorrect salinity forcing at the coast by river runoff could also be held responsible for the erroneous salinity modeled [Han et al., 2001]. It is this last possibility that we investigate next.

2.2.3. Effect of runoff forcing

Even though a considerable part of the Indian subcontinent rainfall occurs south of 15°N [Xie and Arkin, 1997], none of the corresponding watersheds is accounted for in the UNESCO [1996] product used in DEF and PC (Figure 3a). The recent study by Yu and McCreary [2004] suggests that these South India runoffs could be an important forcing factor of the Northern Indian Ocean SSS. We test the impact of this runoff using the more comprehensive runoff dataset of Fekete et al. [2000] (Figure 3b; available online on A. Dai's website at <http://www.cgd.ucar.edu/cas/adai/data-dai.html>), which is based on the discharge dataset from the Global Runoff Data Centre (GRDC). The annual mean runoff integrated over the Northern Indian Ocean amounts to 5.96.10⁻² Sv (9.68.10⁻² Sv) in UNESCO (GRDC) product. The resulting run forced with GRDC product is named "Pamban Pass Closed and Runoff from GRDC" (PCRG). PCRG SSS is presented in the 4th row of Figure 2. As expected, switching to this more comprehensive runoff has an overall freshening impact on the basin. The fresh tongue originating from the bay and entering the SEAS has roughly the same pattern in PCRG and in PC, but it is significantly fresher in PCRG. The SEAS SSS RMSD between Levitus [1998] (IX10) and PCRG is reduced to 0.69 psu (0.43 psu). Though there is still some possibility to improve the model SSS in the SEAS, maybe by increasing the model resolution, this is beyond the scope of the present paper. In

particular, that PCRG yields the best statistics of the entire set of simulations as compared to IX10 climatology gives us some confidence in using it for investigating the salinity effects it simulates. Hence, in the rest of the paper, we use only PCRG.

3. Barrier layer simulated by the model

As mentioned in the introduction, the SEAS is known for the occurrence of a large-scale, consistent temperature inversion in the upper ocean during winter [e.g. Shankar et al., 2004]. This feature being stable at seasonal timescale, it implies that it is associated with a sharp haline stratification of the warm layer, i.e. a BL. The BL thickness in the SEAS is 40 m from January to March [Rao and Sivakumar, 2003; RS03 hereafter]. We define the BL thickness in our model outputs by computing the difference between the depth at which temperature becomes cooler than SST-1°C and the depth at which the salt effects on density are equivalent to this 1°C drop, as in RS99. As in Durand et al. [2004], our model simulates a BL in the SEAS in qualitative agreement with the observed pattern of RS03, with a thickening in January and a collapse in April (not shown). However, one must be very cautious in attempting to validate the BL pattern in the model with RS03 estimates, as the available salinity subsurface observations available at that time did not allow them to depict the BL at the scale of our area of interest. Hence, we decided to rely on the latest BL climatology assembled by Mignot et al. [2005]. This climatology differs from RS03 in that it includes the latest conductivity-temperature-depth (CTD) profiles due to the ARGO program. Even though the data coverage is far from sufficient (see in particular the central SEAS, Figure 4b), it is much better than the previous available climatologies. Also, Mignot et al. [2005] computed BL thickness on a profile-wise basis whereas RS03 computed it from gridded fields of temperature and salinity. It has been shown that BL thickness computed from gridded temperature and salinity observations can be somewhat erroneous [de Boyer Montégut et al., 2004]. Our model BL thickens in the SEAS during December (not shown; see D04, their Figure 2). At the end of December, the core of the BL patch is located at 73°E, 8°N and its thickness exceeds 70 m (Figure 4a). It extends zonally from Indian and Sri Lankan west coasts to about 70°E. The observed pattern (Figure 4b) is in broad agreement with the model, but there are still data gaps at the scale of the SEAS that prevent a thorough validation of BL thickness. Interestingly, the western and eastern edges of the thick BL patch are fairly well sampled by the available CTD profiles, and these BL thickness gradients are well positioned by the model. Nonetheless, the model BL thickness is significantly larger than that observed. The reason for this is not clear. That the model captures the BL reasonably well enables us to use it to analyse the processes underlying its formation.

4. Barrier layer formation process

Based on observational studies and the lack of surface cooling in the SEAS, TG92 and Shankar et al. [2004] suggested that the surface waters are cooled en

route to the SEAS. We test this hypothesis in this section. We do this using an Eulerian analysis of the BL formation process and a Lagrangian tracking of the water masses involved in the BL formation.

4.1. Eulerian approach

Figure 5a presents the longitude-time evolution of BL thickness along the zonal axis of the patch (around 6°N) discussed in the previous section. It appears that the BL thickening is swift throughout the section, the thickness jumping from 0 to 50 m in a few days. The westward progression of the BL thickening shows a coherent propagation pattern. This BL thickening is caused both by the rise of the top of pycnocline (Figure 5b) and by the deepening of the top of thermocline (Figure 5c). The latter occurs some 1 to 2 weeks later, however, and is more continuous in time. This is suggestive of two different dynamic processes acting at the bottom of the mixed layer and at the bottom of the isothermal layer. Why does the top of pycnocline shoal and the top of thermocline deepen? The longitude-time evolution of temperature and salinity (Figure 6) offers an insight into this issue. Evolution of salinity in the upper layer (0 - 30 m, representative of the mixed layer) closely resembles the BL thickness pattern, with a rapid drop of 2 psu starting in the east and coherently progressing westward (Figure 6a), as in the observations [Shankar et al., 2004]. The mixed layer temperature gradually decreases during the period, again following a predominant East to West march (Figure 6b). As such, it acts to densify the mixed layer and does not participate in the shoaling of the pycnocline. Temperature variation of the 30 m - 80 m layer (representative of the BL) appears well correlated with the depth of top of thermocline (compare Figure 5c and Figure 6c). This layer warms by about 0.6°C in one and a half month, the warming again propagating westward. Visual comparison of Figures 6b and 6c clearly shows that the entire section exhibits a marked ($\approx 0.2^\circ\text{C}$) temperature inversion from late December onwards. It is this inversion that, along with surface heating by air-sea fluxes, drives the pre-monsoonal SST build-up in the forthcoming months [D04]. The inversion also propagates westward, as suggested by Shankar et al. [2004] based on XBT observations along 10°N. Overall, the variations of temperature and salinity in the density-mixed layer and in the pycnocline suggest the following scenario : the top of pycnocline shoals owing to the arrival of fresh (though relatively cold) water at the surface ; a few days later, the top of thermocline deepens owing to the appearance of warm water at subsurface levels. The combination of the two processes builds up the temperature inversion.

At this stage, one can not discriminate between advective, wave-induced, or locally forced processes to explain the drastic change in the thermohaline structure simulated. To unveil this, we investigate the evolution of zonal and vertical velocity over the area (Figure 7). We present the zonal current along 5°N in order to better understand the evolution of the thermodynamics along 6°N because of the known moderate northward transport associated with the Winter Monsoon Current over the SEAS at this time of the year [Schott and McCreary, 2001 ; Shankar et al., 2002]. The zonal current exhibits the same pattern as upper layer salinity variation, with a westward current of 0.4 m/s propagating westward. We know that this area is affected by Rossby wave packets originating from the west coast of

India [McCreary et al., 1993]. Shankar and Shetye [1997] demonstrated that this westward-propagating westward-current along 5°N can be explained in a linear framework, and that it is basically driven by the collapse of the winds in the northern Bay of Bengal a few months earlier. We estimated the propagation speed of the zonal current at 0.34 m s^{-1} . This is roughly consistent with the phase speed of 0.38 m s^{-1} of the 1st baroclinic mode Rossby waves computed by Brandt et al. [2002] from hydrographic cruises along 8°N . This westward current seems to be responsible for the advection of the fresh salinity tongue in the upper layer from the east to the west. The vertical velocity at the bottom of the mixed layer exhibits a distinct pattern, though characterized by a marked westward propagation at the same speed as well (Figure 7b). It presents two successive downwelling bursts, one originating at the eastern edge of the section in late November and the other lagging by about 3 weeks. The duration of the downwelling events (about two events of 15 days each) and their order of magnitude (about 40 m month^{-1}) is likely to account for the warm water transfer from the upper (0 - 30 m) to the underlying (30 m - 80 m) layer. The next section aims at giving clearer insight into the respective part played by advective and wave-driven processes in the formation of the BL.

4.2. Lagrangian analysis

In order to trace back the water masses involved in the BL formation process, we use the offline Lagrangian trajectory analysis tool of Blanke and Raynaud [1997]. To do so, we initialize one batch of 36 particles in the mixed layer (ML) and another batch in the BL on 29 December. The particle positions are defined as one per model grid point in the box ($71^{\circ}\text{E};75^{\circ}\text{E}$) ($6^{\circ}\text{N};7.5^{\circ}\text{N}$) (Figure 8) encompassing the patch of thick BL at this time (Figure 4a). Their depth is 15 m (55 m) for the ML (BL) batch. At this time, we integrate the particle trajectories backward in time for 3 months. Our approach is complementary to the modeling studies of Bruce et al. [1994] and Jensen [2001], who analyzed the water mass exchanges between Arabian Sea and Bay of Bengal by tracking passive tracer transport in their circulation models. They released the tracer in the upper layer of the northern Bay of Bengal, and let it be advected by the model currents forward in time. Bruce et al. [1994] in particular suggested that SEAS surface water in mid-January has its origin in the Bay of Bengal three months earlier. Our backward-in-time Lagrangian approach allows tracing not only the trajectory but also the thermal and haline conditions of the particles characteristics along their streamlines [Blanke et al., 1999].

The ML batch undergoes an upwelling process over the 3 months (late September to late December), all particles originating from depths of about 30 - 50 m (Figure 9a) irrespective of their geographical origin. It turns out that 1/4 of the particles come from East India Coastal Current, 1/4 come from the South-Western Bay of Bengal and 1/2 recirculate in the SEAS. Figure 9b shows that after these three branches merge, the surface water mass is significantly cooled in the Northeast Monsoon Current (NMC) south and east of Sri Lanka. The cooling takes place in late November (not shown). The bulk formulae calculation of the heat fluxes by our model yield a pronounced (-20 W/m^2) net heat loss in the area in

November. This could be linked with the local maximum of cloudiness over the area from October to November [Berliand and Strokina, 1980]. The net heat flux estimated by Josey et al. [1996], however, remains positive (30 to 40 W m⁻²) south and east of Sri Lanka in November. The cooling in this climatology, as also in the older climatology of Hastenrath and Lamb [1991], occurs instead in the western Bay of Bengal along the Indian coast ; it is this cooling that was invoked by TG92 and Shankar et al. [2004] to hypothesise that the low-salinity waters in the ML in the SEAS are cooled en route to there from the northern bay. This cooling, however, does not impact the SEAS SST much in the model because the BL effects and local surface heating by air-sea fluxes in the SEAS re-warm the surface in the following 4 months [D04].

The BL batch presents a completely different behavior. About 2/3 of the particles are downwelled locally (Figure 9c), and the downwelled water mass has been warm (over 28.5°C) for at least the 3 month-long period of the tracking experiment (Figure 9d).

To trace back the origin of the temperature inversion, we go back to the layout of the Lagrangian particles (Figure 8) : on 29 December, at each of the 36 positions (longitude, latitude) selected, we had a couple of Lagrangian particles, one being part of ML batch situated at 15 m, and another being part of BL batch situated at 55 m. It turns out that at this time, for each of the 36 particle couples, the ML particle is cooler than the underlying BL particle. Where and when does this temperature inversion come from ? To get insight into this, we computed the temperature difference (ML - BL) for each of the 36 particle couples, and plotted it along the ML streamlines (Figure 9e). It appears that the temperature inversion mostly has its origin east and south of Sri Lanka. It is generated by the surface cooling mentioned above. The magnitude and location of the temperature inversion in the model has been extensively validated in the SEAS [D04]. The inversion build-up process gives some confidence in the fact that the surface water mass originating in the Bay of Bengal does undergo a cooling en route to SEAS. The question of the exact site and timing of the cooling remains unclear yet because of a discrepancy between the model and climatologies, and should be addressed by intercomparing different heat flux estimates and state-of-the-art numerical models outputs using different forcing strategies.

5. Concluding remarks

In this study, we used a numerical model to investigate the salinity effects in the SEAS. A preliminary step was to ensure that the salinity field simulated by the model is realistic enough. This required closing the Pamban Pass between India and Sri Lanka, and introducing a comprehensive runoff forcing throughout the Northern Indian Ocean coasts. Then we investigated the BL formation process in the SEAS in winter, following successively an Eulerian and a Lagrangian approach. The two approaches appear complementary and provide the mechanism illustrated by Figure 10 for the BL formation. In November, three branches of the upper ocean circulation merge in the South-Western Bay of Bengal. Soon after, the water mass is cooled by atmospheric heat fluxes en route to SEAS. The exact

magnitude, timing, and location of this cooling remains a matter of debate, as the model is basically inconsistent with independent estimates of ocean-atmosphere heat fluxes. It is however conducive to the temperature inversion build-up in late December in the SEAS. Indeed, the cooled and fresh surface water mass is advected by the westward-propagating westward currents associated with a Rossby wave front originating from the Indian and Sri Lankan west coasts. At the same time, the warm and saline SEAS surface water is downwelled by two successive Rossby wave fronts. The simultaneity of arrival of fresh and cool Bay of Bengal water and downwelling of warm and salty Arabian Sea water in the SEAS in late December provide the perfect ground for the temperature inversion build-up, sustained by the thick BL. The BL is annihilated before the onset of the summer monsoon by upwelling Rossby wave fronts, which are also radiated from the west coasts of India and Sri Lanka, and by the arrival of high-salinity waters from the north; these processes are also forced remotely [Shenoi et al., 2004, 2005]. Thus, two sets of processes, which act oppositely but are forced similarly by the annual cycle of winds, freshwater runoff from rivers, and precipitation and evaporation over the ocean, act to form the barrier layer during winter and then to annihilate it as the summer monsoon sets in. In between, the dynamics of the region ensure that the low-salinity waters, the temperature inversions, and even the currents themselves shift westward across the SEAS owing to Rossby wave radiation from the west coasts of India and Sri Lanka. We also know that the BL re-injects heat trapped at subsurface levels into the surface ML [D04]. This is conducive to the build-up of the warm pool, with SSTs exceeding 30°C in May prior to summer monsoon onset. It is believed that the thermohaline structure of the SEAS warm pool is crucial to the coupled ocean-atmosphere interactions triggering summer monsoon onset [Masson et al., 2005]. Given the vulnerability of populations surrounding the Northern Indian Ocean to summer monsoon rainfall supply, understanding the year-to-year variability of summer monsoon onset process, and in particular its timing, is a key issue. Drawing a link between the SEAS thermodynamics and the wave-driven circulation of the Northern Indian Ocean, our study suggests that the picture should be predictable to some extent. Investigating the year-to-year variability of the mechanism revealed by this study in a climatological framework will be the next stage of our investigations.

Acknowledgments. We are indebted to S.R. Shetye, who initiated most of this study. Fruitful discussions with J. Vialard helped a lot. We thank J.-M. Molines and A.-M. Tréguier for sharing their insights into the OGCM setup. C. Ethé provided the OGCM forcing fields. SAXO, the plotting software developed by S. Masson, was extensively used. The OGCM experiments were carried out on the IBM P690 of CNES-Toulouse; support from this institution is gratefully acknowledged. DS and SSCS thank DOD and DST, India for financial support. This study was conducted under Indo-French Programme of Research in Weather and Climate (IFPREWAC). This is NIO contribution XXXX.

References

- Bentamy, A., Y. Quilfen, F. Gohin, N. Grima, M. Lenaour and J. Servain, Determination and validation of average wind fields from ERS-1 scatterometer measurements. *Global Atmos. Ocean Syst.*, 4, 1-29, 1996.

- Berliand, M. E. and T. G. Strokina, Global distribution of the total amount of clouds. *Hydrometeorological Publishing House*, Leningrad, Russia, 71pp., 1980.
- Blanke, B. and P. Delecluse, Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388, 1993.
- Blanke, B. and S. Raynaud, Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : An Eulerian and Lagrangian approach for GCM results. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038-1053, 1997.
- Blanke, B. M. Arhan, G. Madec and S. Roche, Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2753-2768, 1999.
- Brandt, P., L. Stramma, F. Schott, J. Fischer, M. Dengler, and D. Quadfasel, Annual Rossby waves in the Arabian Sea from TOPEX/Poseidon altimeter and in situ data, *Deep-Sea Res. II*, 49, 1197-1210, 2002.
- Bruce, J. G., D. R. Johnson and J. C. Kindle, Evidence for eddy formation in the eastern Arabian Sea during the northeast monsoon. *J. Geophys. Res.*, 99, 7651-7664, 1994.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, doi :10.1029/2004JC002378, 2004.
- de Boyer Montégut, C., J. Vialard, F. Durand and G. Madec, Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat and salinity budget in the north Indian Ocean. *J. Climate*, submitted for publication in this issue.
- Delcroix, T., A. Dessier, Y. Gouriou, and M. McPhaden, Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans. *Deep Sea. Res.*, in press, 2005.
- Durand, F., S. R. Shetye, J. Vialard, D. Shankar, S. S. C. Shenoi, C. Ethe, and G. Madec, Impact of temperature inversions on SST evolution in the southeastern Arabian Sea during the pre-summer monsoon season, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01305, doi :10.1029/2003GL018906, 2004.
- Fekete, B. M., C. J. Vorosmarty and W. Grabs, Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances, Documentation for UNH-GRDC Composite Runoff Fields, v.1.0, Global Runoff Data Center, Koblenz, Germany, 2000.
- Han, W., J. P. McCreary and K. E. Kohler, Influence of precipitation minus evaporation and Bay of Bengal rivers on dynamics, thermodynamics, and mixed layer physics in the upper Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 106, 6895-6916, 2001.
- Han, W., and J. P. McCreary, Modeling salinity distributions in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 106, 859-877, 2001.
- Hastenrath, S., and P. Lamb, Climatic atlas of the Indian Ocean, part II : Heat budget, Technical Report, University of Wisconsin, Madison, 1991.
- Jensen, T. G., Arabian Sea and Bay of Bengal exchange of salt and tracers in an ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3967-3970, 2001.
- Joseph, P. V., Warm Pool over the Indian Ocean and Monsoon Onset. *Tropical Ocean-Atmos. News Let.*, 53, 1-5, 1990.
- Josey, S. A., E. C. Kent, D. Oakley, and P. K. Taylor, A new global air-sea heat and momentum flux climatology, *Int. WOCE Newsl.*, 24, 3-5, 1996.

- Kalnay, E., and co-authors, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 77, 437-471, 1997.
- Levitus, S., Climatological Atlas of the world ocean, Tech. Rep. 13, NOAA, Rockville, MD., 1998.
- Luis, A. J., and H. Kawamura, Wintertime wind forcing and sea surface cooling near the south India tip observed using NSCAT and AVHRR, *Rem. Sens. Environ.*, 73, 55-64, 2000.
- Lukas, R., and E. Lindstrom, The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3358, 1991.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard and C. Levy, OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, N°11, 91pp., 1998.
- Masson, S., J.-J. Luo, G. Madec, J. Vialard, F. Durand, S. Gualdi, E. Guilyardi, S. Behera, P. Delecluse, A. Navarra and T. Yamagata, Impact of barrier layer on winter-spring warming of the South-Eastern Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, in press, 2005.
- McCreary, J. P., P. K. Kundu, and R. L. Molinari, A numerical investigation of the dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 31, 181-244, 1993.
- Mignot, J., C. de Boyer Montégut, A. Lazar and S. Cravatte, On the control of the mixed layer depth by salinity in the world ocean. to be submitted, 2005.
- Rao, R. R., and R. Sivakumar, On the possible mechanisms of the evolution of a mini-warm pool during the pre-summer monsoon season and the onset vortex in the southeastern Arabian Sea. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 787-809, 1999.
- Rao, R. R., and R. Sivakumar, Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108, 3009, doi :10.1029/2001JC000907, 2003.
- Reynolds, D., and T. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, 7, 929-948, 1994.
- Schott, F., and J. P. McCreary, The monsoon circulation in the Indian Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 51, 1-123, 2001.
- Shankar, D., J. P. McCreary, W. Han and S. R. Shetye, On the dynamics of the East India Coastal Current, part 1, Analytic solutions forced by interior Ekman pumping and local alongshore winds. *J. Geophys. Res.*, 101, 13975-13991, 1996.
- Shankar, D., and S. R. Shetye, On the dynamics of the Lakshadweep high and low in the southeastern Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, 102, 12,551-12,562, 1997.
- Shankar, D., P. N. Vinayachandran, and A. S. Unnikrishnan, The monsoon currents in the north Indian Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 52, 63-120, 2002.
- Shankar, D., V. V. Gopalakrishna, S. S. C. Shenoi, S. R. Shetye, C. K. Rajan, J. Zacharias, N. Araligidad and G. S. Michael, Observational evidence for westward propagation of temperature inversions in the southeastern Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L08305, doi :10.1029/2004GL019652, 2004.
- Shenoi, S. S. C., D. Shankar and S. R. Shetye, On the sea surface temperature high in the Lakshadweep Sea before the onset of the southwest monsoon. *J. Geophys. Res.*, 104, 15,703-15,712, 1999.

- Shenoi, S. S. C., D. Shankar, and S. R. Shetye, Remote forcing annihilates barrier layer in southeastern Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, L05307, doi :10.1029/2003GL019270, 2004.
- Shenoi, S. S. C., D. Shankar, V. V. Gopalakrishna and F. Durand, Role of ocean in the genesis and annihilation of the core of the warm pool in the southeastern Arabian Sea. *Mausam*, 56, 1, 147-160, 2005.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, S. S. C. Shenoi, G. S. Michael, D. Sundar, A. M. Almeida, and K. Santanam, The coastal current off western India during the northeast monsoon. *Deep-Sea Res.* 38A, 1517-1529, 1991.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, D. Shankar, S. S. C. Shenoi, P. N. Vinayachandran, D. Sundar, G. S. Michael and G. Nampoothiri, Hydrography and circulation in the western Bay of Bengal during the northeast monsoon. *J. Geophys. Res.*, 101, 14,011-14,025, 1996.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 21803-21824, 1994.
- Thadathil, P., and A. K. Gosh, Surface Layer Temperature Inversion in the Arabian Sea during Winter. *J. Oceanogr.*, 48, 293-304, 1992.
- UNESCO (Ed.), Discharge of selected rivers of the world. Volume II (Part II), UNESCO Publishing, 1996.
- Xie, P., and P. Arkin, Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Clim.*, 9, 840-858, 1997.
- Yu, Z., and J. P. McCreary, Assessing precipitation products in the Indian Ocean using an ocean model. *J. Geophys. Res.*, 109, C05013, doi :10.1029/2003JC002106, 2004.

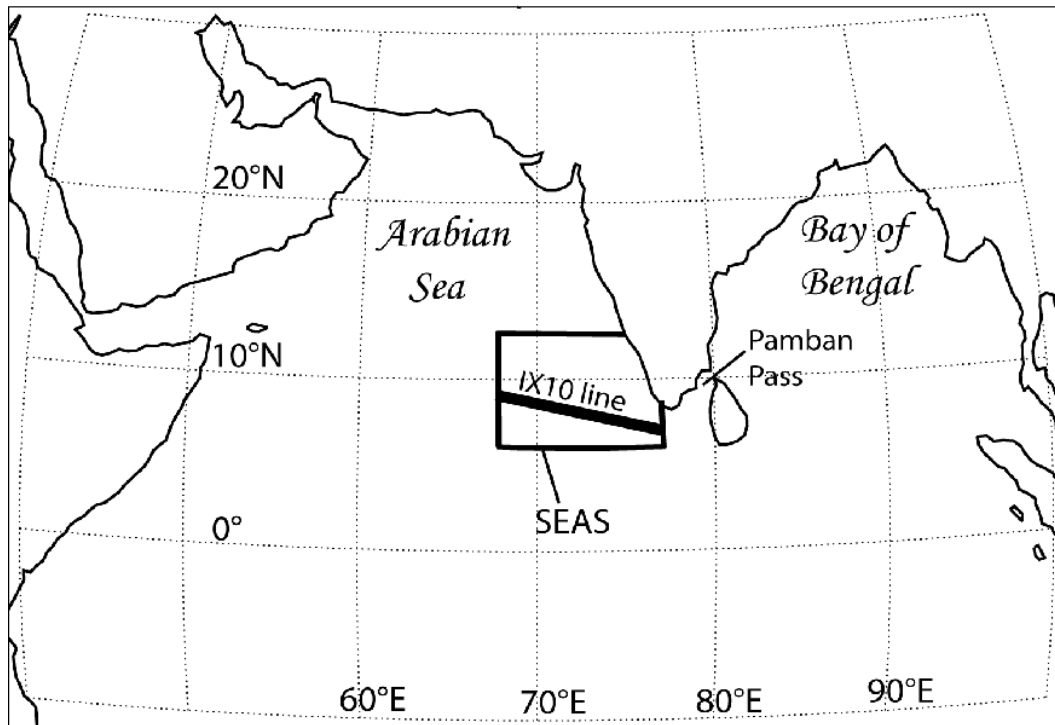


FIG. 1: *Geography of the area.*

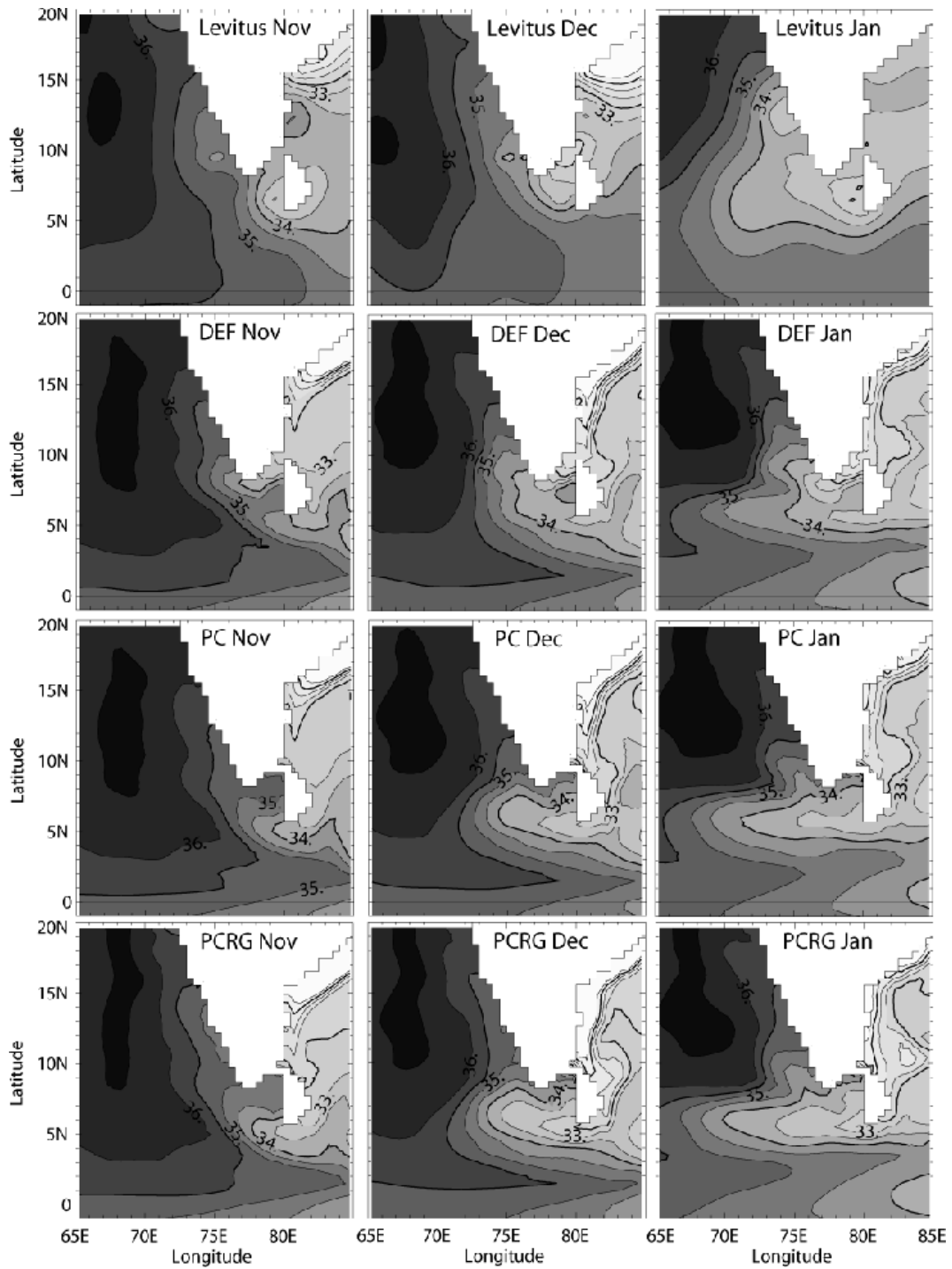


FIG. 2: Evolution of the SSS in the South-Eastern Arabian Sea from November to January for Levitus [1998] dataset (1st row), for DEF run (2nd row), for PC run (3rd row), and for PCRG run (4th row). Isocontours are every 0.5 psu. Only isocontours above 30 psu are drawn.

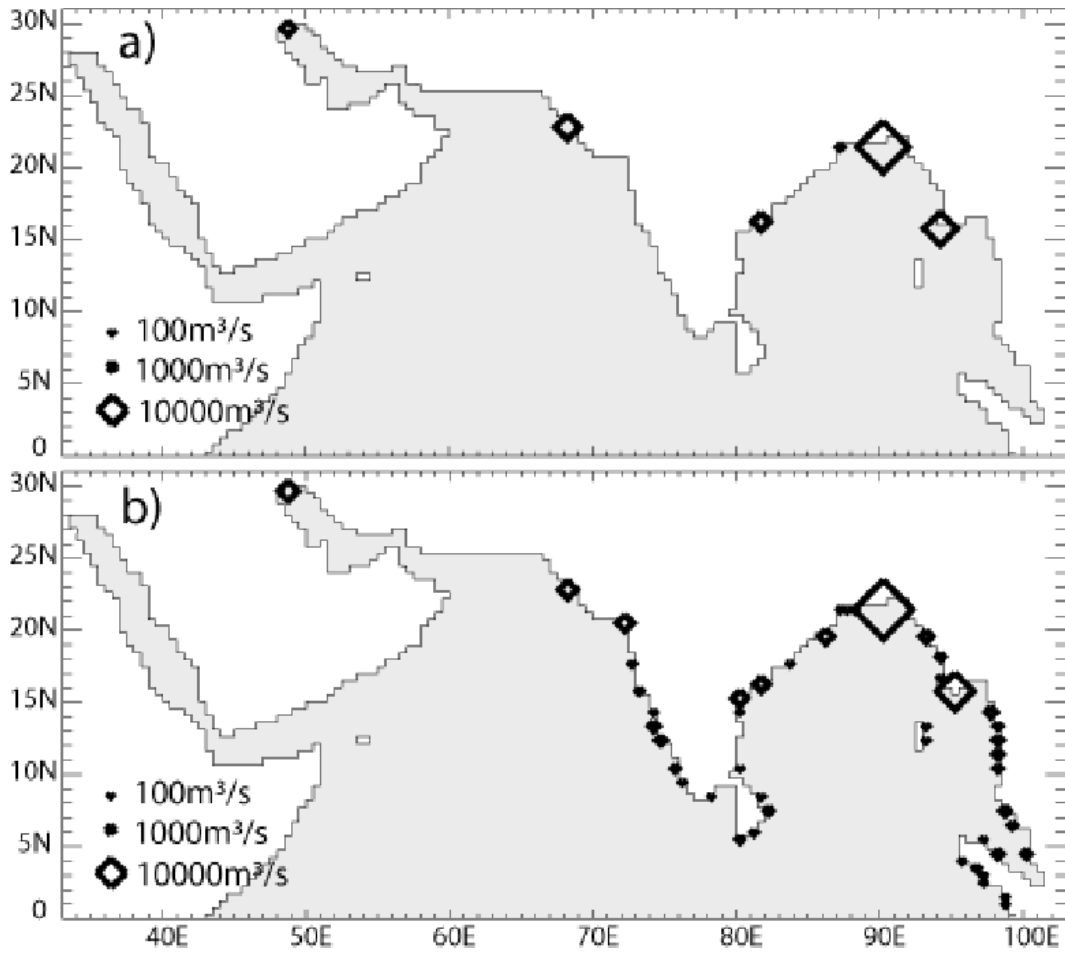


FIG. 3: Distribution of UNESCO (a) and GRDC (b) runoffs used to force the model. Squares area is proportional to runoffs magnitude.

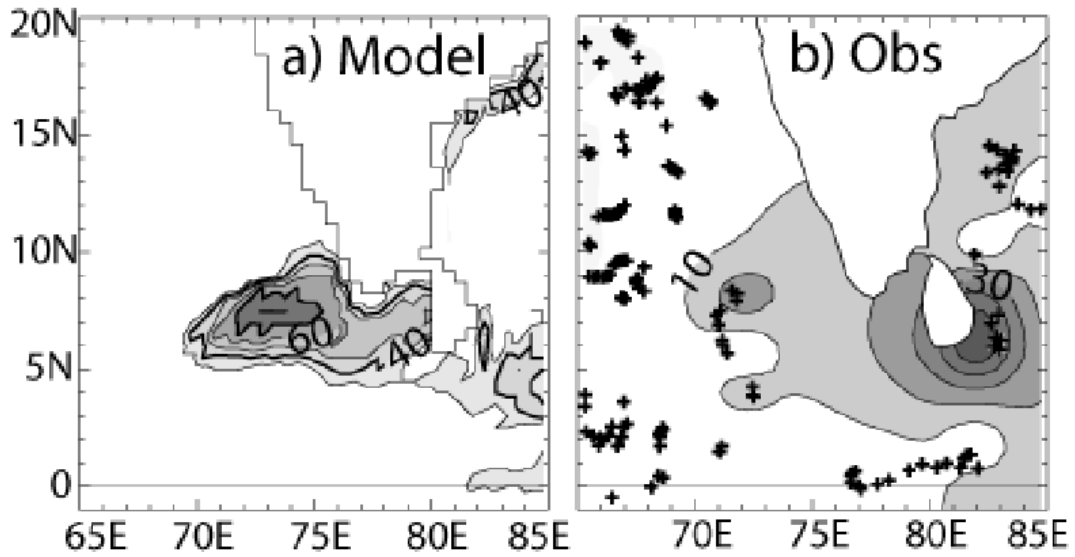


FIG. 4: (a) Simulated barrier layer thickness on December 29th. Iso-contours are every 10 m. Only values above 30 m are plotted. (b) Observed barrier layer thickness for December. Iso-contours every 10 m. Observations locations are marked with +. Note the different grey scales in (a) and (b).

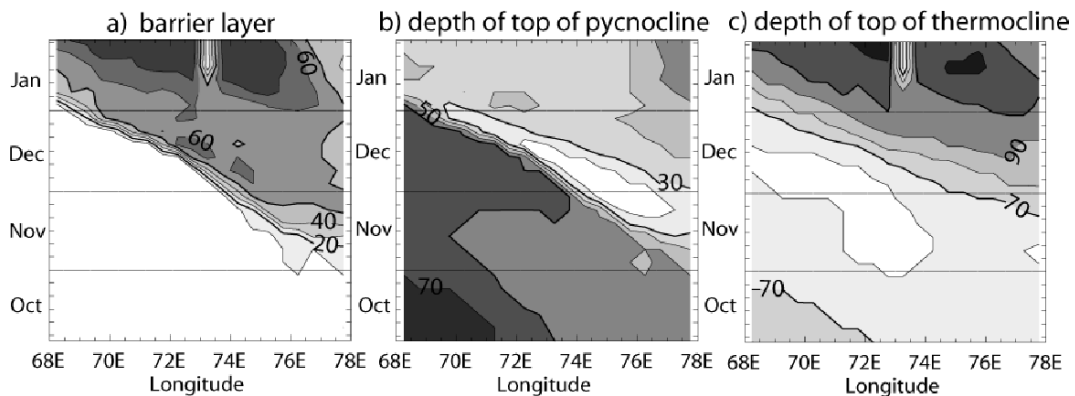


FIG. 5: Longitude time plot of simulated (a) barrier layer thickness, (b) depth of top of pycnocline and (c) depth of top of thermocline along $6^{\circ}N$. Isocontours are every 10 m.

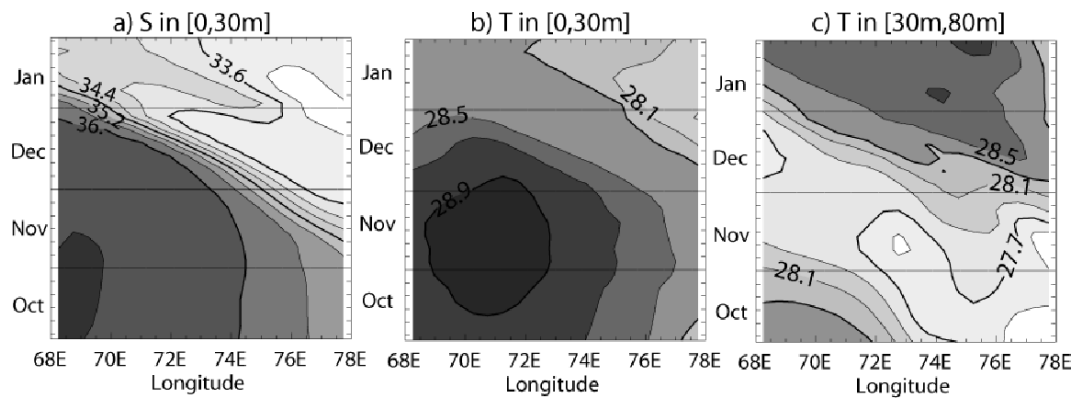


FIG. 6: Longitude-time plot of simulated (a) salinity in the 0-30 m layer, (b) temperature in the 0-30 m layer, and (c) temperature in the 30-80 m layer along 6°N . Isocontours are every 0.4 psu and 0.2°C . Color scale is the same for the two temperature plots.

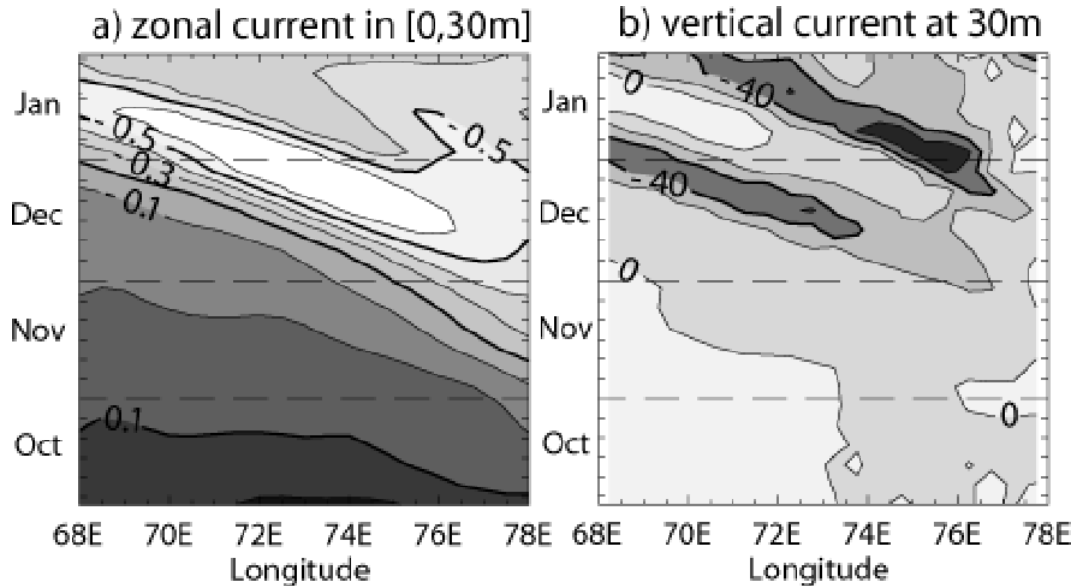


FIG. 7: Longitude-time plot of simulated (a) zonal current in the 0-30 m layer along 5°N and (b) vertical velocity at 30 m along 6°N . Isocontours are every 0.1 m s^{-1} and 20 m month^{-1} respectively.

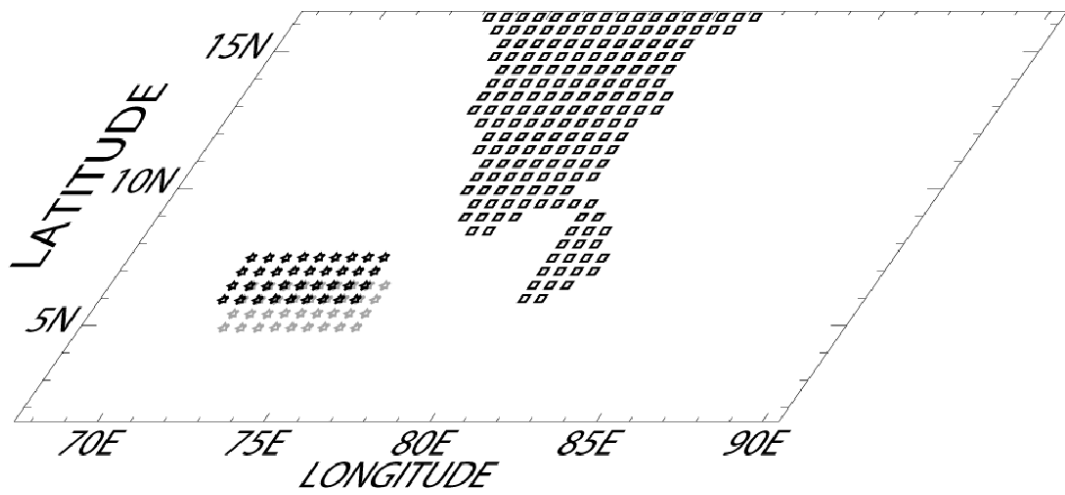


FIG. 8: *Layout of the lagrangian particles traced back in the model. ML batch is released at 15 m (black stars), BL batch is released at 50 m (grey stars).*

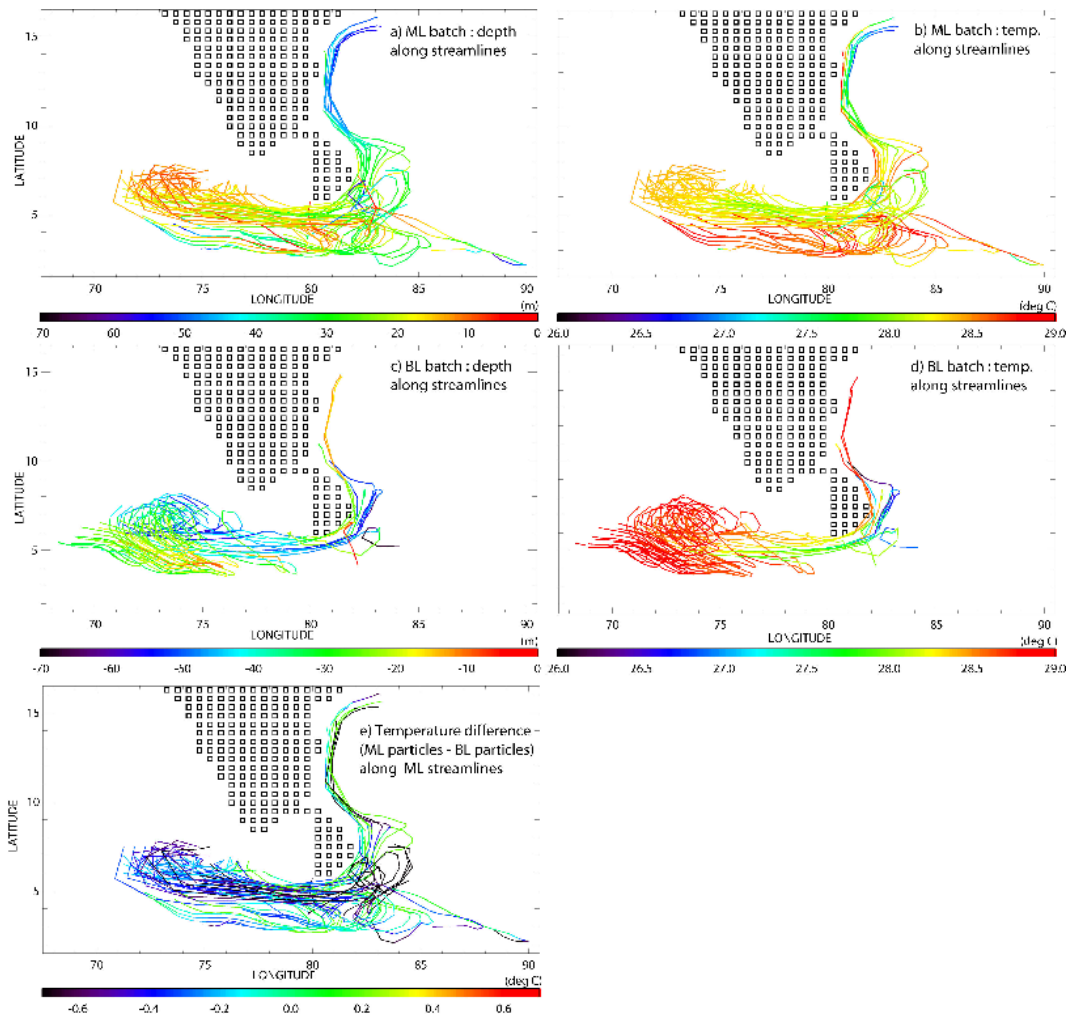


FIG. 9: Characteristics of lagrangian particles along streamlines, during the 3 month long backward integration starting on December 29th. (a) Depth of ML batch (in m). (b) Temperature of ML batch (in $^{\circ}\text{C}$). (c) and (d) same as (a) and (b) respectively, for BL batch. (e) Temperature difference particle to particle (ML temperature - BL temperature) plotted along ML streamlines (in $^{\circ}\text{C}$).

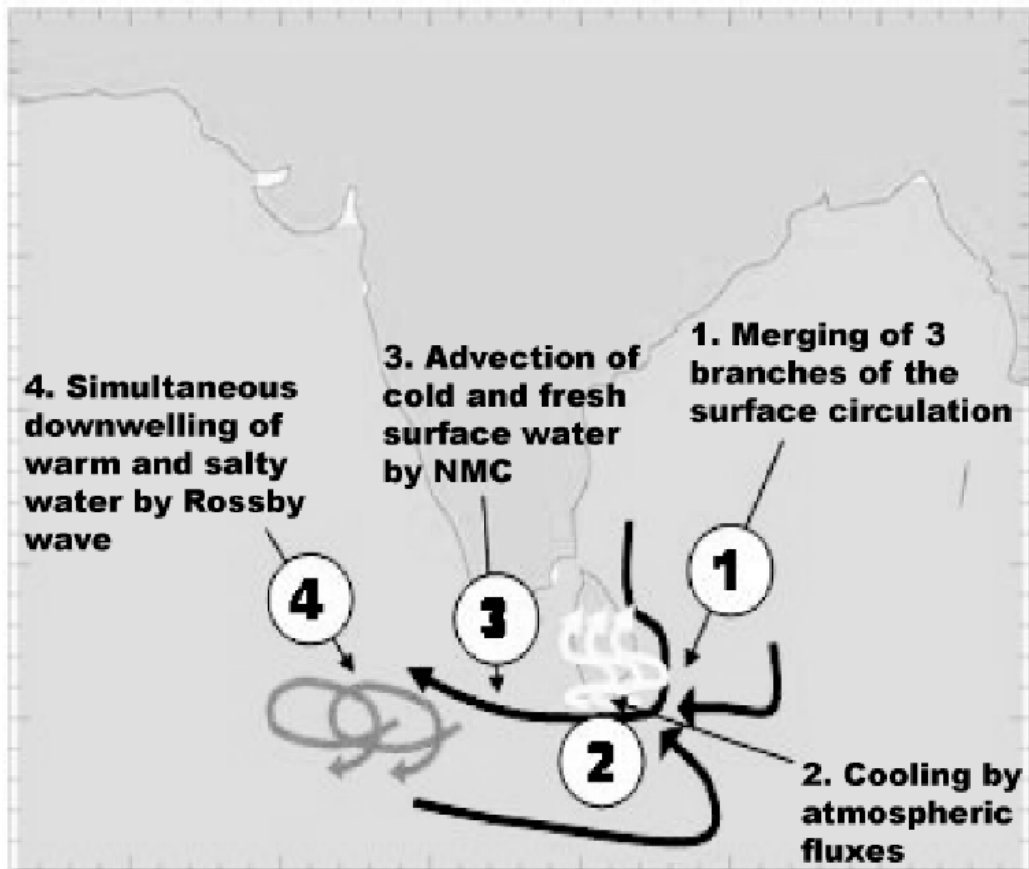


FIG. 10: Schematics of the barrier layer formation process.

Annexe B

Article : Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean sea as derived from in situ profiles

F. d'Ortenzio, D. Iudicone, C. de Boyer Montégut, P. Testor, D. Antoine, S. Marullo, R. Santoleri, and G. Madec

Cette annexe présente un article publié dans la revue *Geophysical Research Letters* en juin 2005. Il découle directement de l'article présenté dans le chapitre 2. En effet, ce travail, effectué en collaboration, a consisté à rassembler les dernières données de subsurface disponibles sur la Mer Méditerranée, pour leur appliquer la même méthodologie que dans de Boyer Montégut et al. (2004) afin d'établir une nouvelle climatologie de MLD pour la Mer Méditerranée. Les principales différences avec de Boyer Montégut et al. (2004) résident dans l'absence d'interpolation spatiale (kriging) des champs de MLD, et dans l'augmentation de la résolution spatiale (0.5° au lieu de 2°). Ces changements sont nécessaires pour reproduire correctement le comportement de la couche mélangée en Méditerranée. On retrouve dans la climatologie les caractéristiques importantes de la circulation de surface du bassin, et les zones de formation des eaux profondes sont clairement identifiées. Grâce aux quelques données en salinité disponibles, on peut également étudier l'effet du sel sur l'estimation de la MLD et mettre en évidence une différence de comportement entre l'est et l'ouest du bassin.

Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles

Fabrizio D'Ortenzio,¹ Daniele Iudicone,² Clement de Boyer Montegut,³ Pierre Testor,⁴ David Antoine,¹ Salvatore Marullo,⁵ Rosalia Santoleri,⁶ and Gurvan Madec³

Received 17 January 2005; revised 26 April 2005; accepted 2 May 2005; published 21 June 2005.

[1] A new 0.5° resolution Mediterranean climatology of the mixed layer depth based on individual profiles of temperature and salinity has been constructed. The criterion selected is a threshold value of temperature from a near-surface value at 10 m depth, mainly derived by a method applied on the global (de Boyer Montégut et al., 2004 dBM04). With respect to dBM04, the main differences reside in the absence of spatial interpolation of the final fields and in the improved spatial resolution. These changes to the method are necessary to reproduce the Mediterranean mixed layer's behavior. In the derived climatological maps, the most relevant features of the basin surface circulation are reproduced, as well as the areas prone of the deep water formation are clearly identified. Finally, the role of density in the definition of the mixed layer's differing behaviors between the oriental and the occidental regions of the basin is presented. **Citation:** D'Ortenzio, F., D. Iudicone, C. de Boyer Montegut, P. Testor, D. Antoine, S. Marullo, R. Santoleri, and G. Madec (2005), Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12605, doi:10.1029/2005GL022463.

1. Introduction

[2] The Mixed Layer (ML) is one of the most recurrent features of the ocean and its variability strongly influences the upper ocean physics [Pickard and Emery, 1990]. It is also where major biological and chemical processes occur, which have a strong influence on the Earth's climate [Falkowski et al., 1998]. Various attempts to produce a global scale estimation of the Mixed Layer Depth (MLD) have been repeatedly [Kara et al., 2003; Levitus, 1982; Monterey and Levitus, 1997], underlining some difficulties in establishing an objective and global criterion for defining the MLD adequately.

[3] Recently, de Boyer Montegut et al. [2004] (hereinafter referred to as dBM04) described the global MLD variability with a previously unmatched richness of details, by means of

a new 2° resolution MLD climatology based on individual profile estimates. The MLD was obtained with a criterion based on temperature only, allowing exploitation of the large amount of available temperature profiles (10 times more than the salinity profiles) and hence, producing climatological monthly gridded maps without large gaps due to the lack of salinity data.

[4] Although the Mediterranean is one of the most studied oceans of the world [Williams, 1998], a climatological basin scale study of the MLD is lacking. Indeed, the basin requires particular attention due to its peculiarities. The circulation is characterized by the presence of sub-basin gyres, intense mesoscale activity and a strong seasonal variability related to highly variable atmospheric forcing strongly affected by orographic constraints [Malanotte-Rizzoli et al., 1997; Millot, 1999]. The main effect is high variability at relatively small scales in the upper layers, which calls for an accurate and specific utilization of the available data.

2. Data and Method

[5] The primary source of data for this study was the MEDAR/MEDATLAS project [Fichaut et al., 2002], which comprises also data from the World Ocean Database 2001 [Conkright et al., 2002]. Additional profiles were obtained from the Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Prediction [Pinardi et al., 2003] data bases, and from seven cruises conducted by the authors. Finally, 252,961 profiles were collected, including data from 1940 to 2004, and comprising mechanical bathythermograph, expandable bathythermograph and conductivity-temperature-depth data (39.8%, 45.7% and 14.5% of the total respectively). Following dBM04, MLD was calculated from each single profile using a $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ criterion. In addition, a density criterion with a threshold value $\Delta\sigma_\theta$ corresponding to a fixed $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$, was also used [Levitus, 1982, see also dBM04, equation in section 4.3] to compute MLD from salinity-temperature profiles. Duplicates were eliminated and the quality control described by dBM04 was applied, allowing 237,681 and 32,604 estimates of the MLD in the Mediterranean for each criterion.

[6] The MLD estimates derived from the temperature criterion were then binned in boxes of 0.5° latitude by 0.5° longitude. For each box and for each climatological month, the median was calculated when 3 or more values were present. With respect to dBM04, the number of MLD estimations left no significant gaps in the MLD field, thus avoiding the need for interpolation of the maps on missing data. A smoothing, based on a nearest neighborhood

¹Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, Villefranche-sur-mer, France.

²Stazione Zoologica Napoli, Naples, Italy.

³Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France.

⁴Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel, Germany.

⁵Centro Ricerche Frascati, Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia el'Ambiente, Frascati, Italy.

⁶Istituto Scienze Atmosfera e Clima, Rome, Italy.

L12605

D'ORTENZIO ET AL.: MIXED LAYER DEPTH OVER THE MEDITERRANEAN

L12605

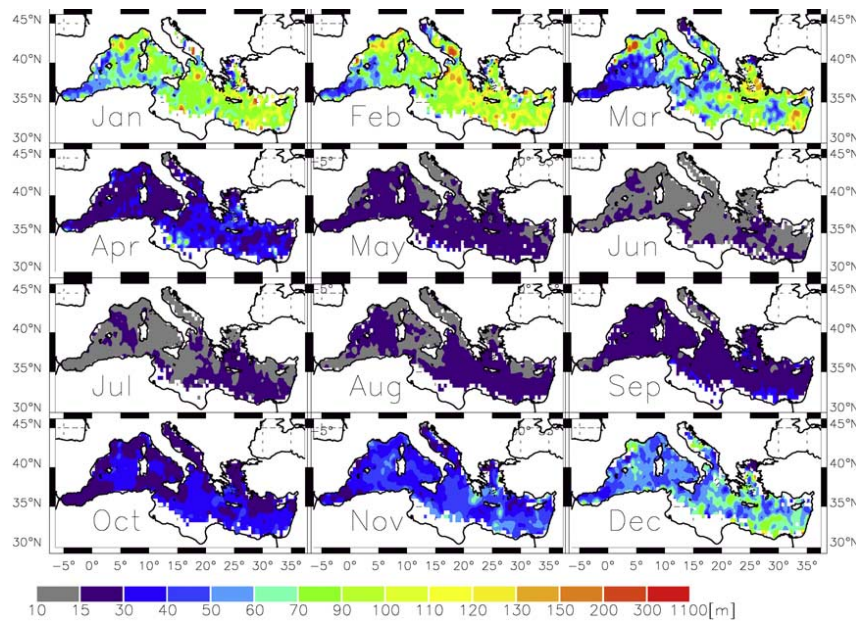


Figure 1. Mediterranean MLD climatology, based on a temperature difference criterion of $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$, applied to individual profiles.

algorithm on a $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ box) was applied to eliminate some low-level noise.

3. The Mediterranean MLD Variability

[7] Figure 1 presents the monthly climatology of the Mediterranean MLD obtained from the analysis of individual in situ profiles using a ΔT criterion. Remarkable features are as follows:

[8] 1. The Mediterranean MLD seasonal variability is characterized by a basin scale deepening from November to February–March and an abrupt restratification in April, which is maintained throughout the summer and early autumn. The station DYFAMED (Ligurian Sea) offers the possibility to verify the MLD seasonal variability in at least one particular location [Marty *et al.*, 2002]. At DYFAMED, the maximum deepening of the ML and the beginning of the vertical mixing in the surface layer occur respectively in January–February and in November. Therefore, the seasonal cycle obtained from the presented climatology results in very good agreement with the DYFAMED observations.

[9] 2. The Eastern Mediterranean (EMED) displays MLD values generally higher than the Western basin (WMED), with the important exception of the Gulf of Lions region. This is mainly due to the permanent or quasi permanent features observed in the oriental basin [Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1997]. A local maximum in the Rhodes gyre area ($\sim 28^\circ\text{E}$ 35°N) is visible only in January [Napolitano *et al.*, 2000] while in March a local maximum is observed in the region Southwest of Peloponnisos ($\sim 22^\circ\text{E}$ 35°N) [Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1997]. A deepening of the ML

is observed in March to the south of Cyprus ($\sim 33^\circ\text{E}$ 33°N), where an eddy was recurrently observed and presumed to be permanent [Kress and Herut, 2001]. Similarly, in the Ionian Sea, southeast of the Italian peninsula, a 100–150 meter patch in the MLD is observed in the February map, in agreement with the results of Hopkins [1978] describing a permanent cyclone in this region and a deepening of the MLD.

[10] 3. The maximum values of the MLD are observed in February and in February–March for the Gulf of Lions ($\sim 5^\circ\text{E}$ 42°N) and the Southern Adriatic Sea ($\sim 18^\circ\text{E}$ 42°N), respectively, which are regions of Deep Water Formation (DWF) through deep convection processes [Artegiani *et al.*, 1997; Mertens and Schott, 1998]. The identification of these regions represents a successful test for the methodology although the climatological MLD may underestimate the actual values, which are known to be occasionally deeper.

[11] Maps of the percent median deviation (α_{dev} defined as $\frac{1}{N_{\text{profiles}}} \sum_{i=1}^{N_{\text{profiles}}} |MLD_i - MLD_{\text{median}}|$, see dBM04) were calculated on a monthly basis to evaluate the spreading of the MLD estimations in each mesh box (Figure 4¹). The α_{dev} values are generally below 40% for most of the basin and most of the year, without evident regional patterns. However in winter and partially in spring (April), the α_{dev} values increase strongly throughout the whole basin, reaching the maximum values in the Gulf of Lions area ($\sim 300\%$). DWF

¹Auxiliary material is available at <ftp://ftp.agu.org/apend/gl/2005GL022463>.

regions are the most variable, because of the irregular intensity and occurrence of the DWF process. High values of α_{dev} are also found along the most relevant frontal regions of the basin (i.e. in the Ionian Sea along the 35°N parallel and in the North WMED along the 38°N parallel between the Balearic Islands and Sardinia). In these areas, the mesoscale activity associated with the fronts, as well as the variability of the fronts themselves, produce strongly variable MLD intra box estimations, which result in high α_{dev} values.

4. Comparison With Density-Based Estimates: The Role of Salinity

[12] In many regions, the base of the mixed layer is defined by vertical temperature and salinity gradients occurring at the same depth. In these conditions, thermocline, halocline and pycnocline coincide, resulting in a similar estimation of the MLD, regardless of the selected criterion (temperature or density). However, under particular conditions, temperature and salinity variations may be decoupled, producing differences in the MLD values obtained *via* the diverse criteria. It is important then to investigate the different effect of salinity and of temperature on the mixed layer depth evaluation. When both salinity and temperature measurements are available for the same profile, the two MLD criteria are then applied and the difference between the estimates ($\text{MLD}_T - \text{MLD}_\sigma$) is averaged on a seasonal basis and on each 1 degree grid point. The differences were significant only in winter (January, February, March, Figure 2, the other seasons are not shown). Despite the large areas without any information (due to the lack of density profiles), it is possible to sketch out some comments. The temperature based MLD is deeper than the density based MLD mainly in the WMED and in the proximity of the Sicily Strait, whereas in the EMED the two estimates show no relevant differences. The characteristics of the water masses in the two sub basins can explain the observed discrepancies.

[13] In the Mediterranean, the surface circulation is strongly affected by water of Atlantic origin, which flows eastward driven by the thermohaline circulation [Robinson and Golnaraghi, 1995]. Along the pathway, mixing occurs, caused by the strong air-sea interactions or by straits constraint. On the temperature and salinity fields respectively, the diverse effects of mixing and of the subsequent restratification could result in a decoupling of the two variables, which in turn may lead to a difference in the MLD estimates. In the WMED, the presence of strong horizontal gradients in salinity produces important varia-

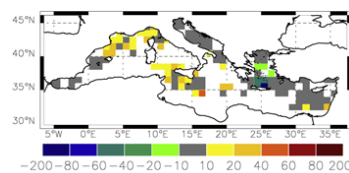


Figure 2. Winter map of the MLD difference between a $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ and a variable $\Delta\sigma_0$ corresponding to a fixed ΔT decrease of 0.2°C .

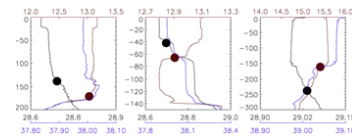


Figure 3. Examples of Mediterranean profiles showing three different vertical situations. (left) and (middle) NWMED; (right) Aegean Sea. Temperature, salinity and density are indicated with red, blue and black lines. Dots indicate the MLD as obtained with temperature (red) and density (black) based criteria.

tions in density, with a consequent shoaling of the MLD. Since the WMED surface waters are strongly vertically thermally homogeneous, the temperature based MLD estimation often results in deeper estimations than the density based criteria. Such an effect is not present in the EMED, where salinity and temperature act together on density variation, resulting in similar MLD values, regardless of the chosen criterion. Remarkably, the whole Aegean Sea is characterized by density-compensated profiles, an oceanic feature that importance has only recently been acknowledged [Kara *et al.*, 2003]. Analysis of individual profiles revealed that temperature and salinity gradients have compensating effects on density, resulting in a density ratio surprisingly close to 1 (see dBM04, Figure 10a, and text therein for a discussion). Figure 3 shows some profiles illustrating these cases. In the first example (Figure 3 (left)), the strong vertical homogeneity of the temperature profile, which is a characteristic of the North WMED area, prevents a correct identification of the “true” ML with the temperature based criteria. In addition, a low surface stratification around 0.1°C is also present in the profile, which may be due to diurnal variability (the hour of the measurements was 16 pm) and is therefore not taken into account in the definition of our seasonal varying mixed layer depth. The “real” ML is determined by a salinity gradient closer to the surface by about 40 meters, which is well captured by the density based criteria. In the central panel, an example of a “double” ML is displayed, probably derived by an intrusion or a subduction of a different water mass below the actual ML. Once again, the temperature criterion is not able to identify the first ML, the difference in temperature being too small there with respect to the selected ΔT . Finally, in the right panel, an Aegean Sea profile is depicted, illustrating the compensation mechanism (described in dBM04), which induces a wrong estimate in the density based approach in the MLD identification.

[14] The temperature based criterion results appear to be less suitable to identify the MLD during the winter WMED conditions. However:

[15] 1. The differences between the MLD obtained with the two selected criteria are on average ~ 10 meters and rarely exceed 40 meters, resulting then below 20% of the MLD values (see Figure 2).

[16] 2. The most relevant differences between the temperature and the density criteria occur mainly where the α_{dev} is elevated (compare Figure 2 with Figure 4). Subsequently, the intra-box and the interannual variability encompass the differences between the diverse criteria,

suggesting the use of a statistically robust criterion (i.e. including as many different situations as possible).

[17] In summary, it is evident that the temperature based criterion is not able to account for all the Mediterranean conditions which can influence the MLD variability. This is particularly true for the winter North WMED, where very specific oceanic conditions occur. Nevertheless, using the temperature based criterion, the high number of temperature profiles allows to create a robust MLD variability statistics, which is not possible to obtain using the density profiles only, and then to compensate the occasionally less accurate estimations of the MLD actual values.

5. Conclusion

[18] A new MLD climatology in the Mediterranean allowed a first synoptic description of the basin-scale ML variability to be illustrated. A recently developed approach to estimate the oceanic MLD was applied on a comprehensive Mediterranean in situ data base, containing more than 200.000 profiles from various sources. The data quality control and the applied methodology (described in dBM04) were specifically developed for ML studies.

[19] With respect to dBM04, the present approach displayed two main differences. Firstly, the resolution of the final maps was finer (0.5 degree) and permitted a more detailed description of the specific Mediterranean features. Secondly, the absence of interpolation procedures was possible thanks to the large amount of data used. Even if some gaps were still present, it was preferred to keep the retrieved fields unchanged. This is a major issue to avoid any spatial interpolation or reconstruction of missing values and/or misinterpretations.

[20] The identification of most of the relevant features of the basin, and in particular the DWF sites, demonstrated the accuracy of the method even for a regional sea with weak and small scale gradients. Finally, the proposed MLD climatology represents a suitable alternative to the existing atlas, especially for studies focusing on the vertical rather than horizontal dynamics. The climatology is available from the first author on request.

[21] **Acknowledgments.** Thanks are due to all those that contributed to improve the number of data in the data sets used in this work. The authors are also grateful to Alec Scott, Francesco Bignami and Marlon Lewis, for stimulating discussion. Finally, we thank the two referees for their valuable review of the manuscript. The post-Doctoral position of F. D'Ortenzio was funded under ESA-ESTEC contract 14393/00/NL/DC and under a grant from Université Pierre et Marie Curie.

References

- Artegiani, A., D. Bregant, E. Paschini, N. Pinardi, F. Raicich, and A. Raicich (1997), The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1492, 1514.
- Conkright, M. E., et al. (2002), *World Ocean Database 2001*, vol. 1, *Introduction*, NOAA Atlas NESDIS 42, edited by S. Levitus, 167 pp., U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. 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*, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- Falkowski, P. G., R. Barber, and V. Smetacek (1998), Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, *Science*, *281*, 200–206.
- Fichaut, M., M.-J. Garcia, A. Giorgetti, A. Iona, A. Kuznetsov, M. Rixen, and M. Group (2002), MEDAR/MEDATLAS 2002: A Mediterranean and Black Sea database for the operational Oceanography, in *Building the European Capacity in Operational Oceanography: Proceedings 3rd EuroGOOS Conference*, edited by H. Dahlin et al., Elsevier Oceanogr. Ser., *69*, 645–648.
- Hopkins, T. S. (1978), Physical processes in the Mediterranean basins, in *Estuarine Transport Processes*, edited by B. Kjerfve, pp. 269–310, Univ. of S. C. Press, Columbia.
- Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt (2003), Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, *108*(C3), 3079, doi:10.1029/2000JC000736.
- Kress, N., and B. Herut (2001), Spatial and seasonal evolution of dissolved oxygen and nutrients in the Southern Levantine Basin (Eastern Mediterranean Sea): Chemical characterization of the water masses and inferences on the N:P, *Deep Sea Res., Part I*, *48*, 2347–2372.
- Levitus, S. (1982), Climatological atlas of the world ocean, *NOAA Prof. Pap.* 173, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
- Malanotte-Rizzoli, P., et al. (1997), A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase 1, *Prog. Oceanogr.*, *39*, 153–204.
- Marty, J. C., J. Chiaverini, M. D. Pizay, and B. Avril (2002), Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999), *Deep Sea Res., Part II*, *49*, 1965–1985.
- Mertens, C., and F. Schott (1998), Interannual variability of deep water formation in the NW Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 1410–1424.
- Millot, C. (1999), Circulation in the western Mediterranean sea, *J. Mar. Syst.*, *20*, 423–442.
- Monterey, G., and S. Levitus (1997), *Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean*, NOAA Atlas NESDIS 14, 100 pp., U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C.
- Napolitano, E., T. Oguz, P. Malanotte-Rizzoli, A. Yilmaz, and E. Sansone (2000), Simulations of biological production in the Rhodes and Ionian basins of the eastern Mediterranean, *J. Mar. Syst.*, *24*, 277–298.
- Pickard, G. L., and G. W. Emery (1990), *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, 320 pp., Elsevier, New York.
- Pinardi, N., I. Allen, E. Demirov, P. Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.-Y. Traou, C. Maillard, G. Manzella, and C. Tziavos (2003), The Mediterranean Ocean forecasting system: First phase of implementation (1998–2001), *Ann. Geophys.*, *21*, 3–20.
- Robinson, A. R., and M. Golnaraghi (1995), The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean sea, in *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, edited by P. Malanotte-Rizzoli and A. R. Robinson, pp. 255–306, Springer, New York.
- Williams, N. (1998), The Mediterranean beckons to Europe's oceanographers, *Science*, *229*, 463–464.
- D. Antoine and F. D'Ortenzio, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, F-06238 Villefranche-sur-mer, France. (dortenzio@obs-vlfr.fr)
- C. de Boyer Montégut and G. Madec, Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, F-75252 Paris, France.
- D. Iudicone, Stazione Zoologica Napoli, I-80121 Napoli, Italy.
- S. Marullo, Centro Ricerche Frascati, Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, I-00044 Frascati, Italy.
- R. Santoleri, Istituto Scienze Atmosfera e Clima, I-00133 Roma, Italy.
- P. Testor, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, D-24105 Kiel, Germany.

Bibliographie

- Anderson, S. P., Weller, R. A. , et Lukas, R. B.** (1996). Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the western Pacific warm pool : Observations and 1D model results, *J. Climate*, 9, 3056-3085.
- Anderson, D. L. T., et Moore, D. W.** (1979). Cross-equatorial inertial jets with special relevance to very remote forcing of the Somali Current, *Deep Sea Res.*, 26, 1-22.
- Annamalai, H., Murtugudde, R.** (2004). Role of the Indian Ocean in regional climate variability, dans *Earth's climate : The ocean-atmosphere interaction*, édité par C. Wang, S.-P. Xie, et J. A. carton, pp. 213-246, American Geophysical Union Geophysical Monograph.
- Annamalai, H., Slingo, J. M.** (2001). Active/break cycles : diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon, *Clim. Dyn.*, 18, 85-102.
- Arpe, K., Dümenil, L., et Giorgetta, M. A.** (1998). Variability of the Indian Monsoon in the ECHAM3 model : Sensitivity to sea surface temperature, soil moisture and the stratospheric quasi-biennial oscillation, *J. Climate*, 11, 1837-1858.
- Beal, L. M., Ffield, A., et Gordon, A. L.** (2000). Spreading of Red Sea overflow waters in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 105, 8549-8564.
- Behera, S.K., Krishnan, S., et Yamagata, T.** (1999). Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3001-3004.
- Berliand, M. E., et Strokina, T. G.** (1980). Global distribution of the total amount of clouds, Hydrometeorological Publishing House, Leningrad, Russia, 71 pp.
- Bhat G. S, et al.** (2001). BOBMEX - the Bay of Bengal Monsoon Experiment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 2217-2243.
- Blanke, B., et Delecluse, P.** (1993). Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.
- Boyer, T. P., Levitus, S., Antonov, J. I., Locarnini, R. A., et Garci, H. E.** (2005). Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01604, doi :10.1029/2004GL021791.
- Brainerd, K. E., et Gregg, M. C.** (1995). Surface mixed and mixing layer depths, *Deep Sea Res.*, Part I, 9, 1521-1543.
- Brandt, P., Stramma, L., Schott, F., Fischer, J., Dengler, M., et Quadfasel, D.** (2002). Annual rossby waves in the Arabian Sea from TOPEX/POSEIDON altimeter and in situ data, *Deep-Sea Res. II*, 49, 1197-1210.
- Cai, W., Hendon, H. H., et Meyers, G.** (2004). Indian Ocean dipole-like variability in the CSIRO Mark 3 coupled climate model, *J. Climate*, soumis.

- Cayan, D. R.** (1992). Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulae, *Atmos.-Ocean*, 30, 1-42.
- Chao, W. C., et Chen, B.** (2001). The origin of monsoons, *J. Atmos. Sci.*, 58, 3497-3507.
- Chen, D., Busalacchi, A. J., et Rothstein L. M.** (1994). The roles of vertical mixing, solar radiation and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,345-20,359.
- Clark, C. O., Cole, J. E., et Webster, P. J.** (2000). Indian Ocean SST and indian summer rainfall : Predictive relationships and their decadal variability, *J. Climate*, 13, 2503-2519.
- Conkright, M. E., Antonov, J. I., Baranova, O., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Gelfeld, R., Johnson, D., Locarnini, R. A., Murphy, P. P., O'Brien, T. D., Smolyar, I., et Stephens, C.** (2002). World Ocean Database 2001, Volume 1 : Introduction, *S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 42, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C.*, 167pp.
- Cox, M. D.** (1981). A numerical study of surface cooling processes during summer in the Arabian Sea, dans *Monsoon Dynamics*, édité par M. J. Lighthill et R. P. Pearce, Cambridge University Press.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., et Iudicone, D.** (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, doi :10.1029/2004JC002378.
- de Boyer Montégut, C., Vialard, J., Shenoi, S. S. C., Shankar, D., Durand, F., Ethé, C., et Madec, G.** (2005). Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat budget in the northern Indian Ocean, *J. Climate*, en révision (accepté avec révisions mineures).
- Dikshit, S. K., Desai, D. S., et Bhandari, S. G.** (1997). Cyclones and depressions over the north Indian Ocean during 1996, *Mausam*, 48, 343-350.
- d'Ortenzio, F., Iudicone, D., de Boyer Montégut, C., Testor, P., Antoine, D., Marullo, S., Santoleri, R., et Madec, G.** (2005). Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean sea as derived from in situ profiles, *Geophys. Res. Lett.*, sous presse.
- Donguy, J.-R., et Meyers, G.** (1996). Seasonal variations of sea-surface salinity and temperature in the tropical Indian Ocean, *Deep-Sea Res. I*, 43, 117-138.
- Düing, W., et Leetmaa, A.** (1980). Arabian Sea cooling : A preliminary heat budget, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 307-312.
- Durand F., Shetye, S. R., Vialard, J., Shankar, D., Shenoi, S. S. C., Ethé, C., et Madec, G.** (2004). Impact of temperature inversions on SST evolution in the South-Eastern Arabian Sea during the pre-summer monsoon season, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01305, doi :10.1029/2003GL018906.
- Durand F., Shankar, D., de Boyer Montégut, C., Shenoi, S. S. C., Blanke, B., et Madec, G.** (2005). Modeling the salinity effects in the South-Eastern Arabian Sea, *J. Climate*, soumis.
- Duvel, J.-P., et Vialard, J.** (2005). Indo-Pacific sea surface temperature perturbation associated with intraseasonal oscillations of the tropical convection, *J. Climate*, soumis.
- Eigenheer, A., et Quadfasel, D.** (2000). Seasonal variability of the Bay of Bengal circulation inferred from TOPEX/Poseidon altimetry, *J. Geophys. Res.*, 105(C2), 3243-3252.
- Ferrari, R., et Young, W. R.** (1997). On the development of thermohaline correlations as a result of non linear diffusive parametrization, *J. Mar. Res.*, 55, 1069-1101.

- Fieux, M., et Stommel, H.** (1977). Onset of the southwest monsoon over the Arabian Sea from marine reports of surface winds : structure and variability, *Mon. Weather Rev.*, 105, 231-236.
- Findlater, J.** (1969). A major low level air current over the Indian Ocean during the northern summer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 95, 280-362.
- Fischer, A. S.** (2000). The upper ocean response to the monsoon in the Arabian Sea, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol./Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass.
- Fischer, A. S., Weller, R. A., Rudnick, D. L., Eriksen, C. C., Lee, C. M., Brink, K. H., Fox, C. A., et Leben, R. R.** (2002). Mesoscale eddies, coastal upwelling, and the upper-ocean heat budget in the Arabian Sea, *Deep-Sea Res. II*, 49, 2231-2264.
- Flagg, C. A., et Kim, H.-S.** (1998). Upper ocean currents in the northern Arabian Sea from shipboard ADCP measurements collected during the 1994-1996 U.S. JGOFS and ONR Programs, *Deep-Sea Res. II*, 45, 1917-1959.
- Foltz, G. R., Grodsky, S. A., Carton, J. A., et McPhaden, M. J.** (2003). Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 3146, doi :10.1029/2002JC001584.
- Fu, X., Wang, B., Li, T., et McCreary, J. P.** (2003). Coupling between northward propagating intraseasonal oscillations and sea surface temperature in the Indian Ocean, *J. Atmos. Sci.*, 60, 1733-1753.
- Gadgil, S.** (2003). The Indian Monsoon and its variability, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31, 429-467.
- Gadgil, S. et Sajani, S.** (1998). Monsoon precipitation in the AMIP runs, *Clim. Dyn.*, 14, 659-689.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., et Marotzke, J.** (2000). The meridional overturning and large-scale circulation of the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 105, 26117-26134.
- Gent, P. R., et McWilliams, J. C.** (1990). Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150-155.
- Gill, A. E.** (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, New York, 662 pp.
- Godfrey, J. S., et Golding, T. J.** (1981). The Sverdrup relation in the Indian Ocean, and the effect of Pacific-Indian Ocean throughflow on Indian Ocean circulation and on the East Australian Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 771-779.
- Godfrey, J. S., et al.** (1995). The role of the Indian Ocean in the global climate system : Recommendations regarding the global ocean observing system, Report of the Ocean Observing System Development Panel, *Background Report #6*, Texas A&M Univ., College Station, 89 pp.
- Goswami, B. N., et Ajaya Mohan R. S.** (2001). Intraseasonal oscillations and interannual variability of the Indian summer monsoon, *J. Climate*, 14, 1180-1198.
- Goswami, B. N.** (2004). South Asian summer monsoon : introduction, *Third international workshop on monsoons*, nov. 2004, Hangzhou, China, disponible sur [http ://www.nps.edu/Academics/gseas/IWM-III/index.html](http://www.nps.edu/Academics/gseas/IWM-III/index.html).
- Guilyardi, E., Madec, G., et Terray, L.** (2001). The role of lateral ocean physics in the upper ocean thermal balance of a coupled ocean-atmosphere GCM, *Climate Dynamics*, 17, 1423-1452.

- Halpert, M. S., et Bell G. D.** (1997). Climate assessment for 1996, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1038-1038.
- Han, W., McCreary Jr., J. P., et Kohler, K. E.** (2001). Influence of precipitation minus evaporation and Bay of Bengal rivers on dynamics, thermodynamics, and mixed layer physics in the upper Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 106(C4), 6895-6916.
- Han, W., McCreary, J. P. Jr., Anderson D. L. T., et Mariano A. J.** (1999). On the dynamics of the eastward surface jets in the equatorial Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2191-2209.
- Hanawa, K., Rual, P., Bailey, R., Sy, A., et 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.*, 42, 1423-1452.
- Hanawa, K., et Talley, L. D.** (2001). Mode waters, dans *Ocean circulation and climate, Observing and modelling the global ocean*, édité par G. Siedler, J. Church, et J. Gould, pp. 373-386, Academic Press.
- Hastenrath, S., et Greischar, L.** (1991). The monsoonal current regimes of the Tropical Indian Ocean : Observed surface flow fields and their geostrophic and wind-driven components, *J. Geophys. Res.*, 96, 12,619-12,633.
- Hellerman, S., et Rosenstein, M.** (1983). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1105.
- Jacket, D. R., et McDougall, T. J.** (1995). Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 381-389.
- James, C., Tomczak, M., Helmond, I., et Pender, L.** (2002). Summer and winter surveys of the subtropical front of the southeastern Indian Ocean 1997-1998, *J. Mar. Sys.*, 37, 129-149.
- Jerlov, N. G.** (1968). *Optical Oceanography*, 194 pp., Elsevier Sci., Amsterdam.
- Joseph, P. V.** (1990). Warm pool over the Indian Ocean and monsoon onset, *Tropical Ocean-Atmos. News Let.*, 53, 1-5.
- Joseph, P. V., Eischeid, J. K., et Pyle, R. J.** (1994). Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features, El Niño and sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 7, 81-105.
- Kalnay, E., et al.** (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- Kapala, A., Born, K., et Flohn, H.** (1994). Monsoon anomaly or an El Niño event at the equatorial Indian Ocean? Catastrophic rains in 1961/1962 in East Africa and their teleconnections, paper presented at Int. Conf. Monsoon Variab. and Pred., World Meteorolog. Org., Trieste, Italy.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., et Hurlburt, H. E.** (2000a). Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 105, 16,783-16,801.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., et Hurlburt, H. E.** (2000b). An optimal definition for ocean mixed layer depth, *J. Geophys. Res.*, 105, 16,803-16,821.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., et Hurlburt, H. E.** (2002). Naval Research Laboratory Mixed Layer Depth (NMLD) Climatologies. NRL Report No. NRL/FR/7330-02-9995, 26 pp.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., et Hurlburt, H. E.** (2003a). Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, 108,(C3), 3079, doi :1029/2000JC000736, 2003.

- Kara, A. B., Wallcraft, A. J., et Hurlburt, H. E.** (2003b). Climatological SST and MLD predictions from a global layered ocean model with an embedded mixed layer, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 20, 1616-1632.
- Kemball-Cook, S., Wang, B., et Fu, X.** (2002). Simulation of the intraseasonal oscillation in ECHAM-4 model : the impact of coupling with an ocean model, *J. Atmos. Sci.*, 59, 1433-1453.
- Konda, M., Imasato, N., et Shibata, A.** (2002). Interannual variability of the sea-surface temperature in the Indian Ocean in response to the air-sea turbulent heat exchange, *Deep-Sea Res. II*, 49, 1527-2548.
- Lander, M. A., Trehubenko, E. J., et Guard, C. P.** (1999). Eastern hemisphere tropical cyclones of 1996, *Mon. Weather Rev.*, 127, 1274-1300.
- Lau, N.-C., et Nath, M. J.** (2000). Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments, *J. Climate*, 13, 4287-4309.
- Lavender, K. L., Davis, R. E., et Owens, W. B.** (2002). Observations of open-ocean deep convection in the Labrador Sea from subsurface floats, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 511-526.
- Lazar A., Inui, T., Malanotte-Rizzoli, P., Busalacchi, A. J., Wang, L., et Murtugudde, R.** (2002). Seasonality of the ventilation of the tropical Atlantic thermocline in a ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 107(C8), 3104, 10.1029/2000JC000667.
- Lee, C. M., Jones, B. H., Brink, K. H., et Fischer, A. S.** (2000). The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea : seasonal and spatial variability, *Deep-Sea Res. II*, 47, 1177-1226.
- Leetmaa, A., Quadfasel, D. R., et Wilson, D.** (1982). Development of the flow field during the onset of the Somali Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1325-1342
- Lengaigne, M., Boulanger, J.-P., Menkes, C., Delecluse, P., et Slingo, J.** (2004). Westerly wind events in the tropical Pacific and their influence on the coupled ocean-atmosphere system : a review, dans *Earth's climate : The ocean-atmosphere interaction*, édité par C. Wang, S.-P. Xie, et J. A. carton, G. Siedler, pp. 49-69, American Geophysical Union Geophysical Monograph.
- Levitus, S.** (1982). Climatological Atlas of the World Ocean, *NOAA Professional Paper*, 13, U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC., 173 pp.
- Levitus, S.** (1998). Climatological Atlas of the world ocean, *Tech. Rep. 13*, NOAA, Rockville, Md.
- Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T. P., et Stephens, C.** (2000). Warming of the world ocean, *Science*, 287, 2225-2229.
- Lévy, M., Lehahn, Y., Andre, J.-M., Memery, L., Loisel, H., and Heifetz, E.** (2005). Production regimes in the Northeast Atlantic : a study based on SeaWiFS chlorophyll and OGCM mixed-layer depth, *J. Geophys. Res.*, 110, No. C7, C07S10, doi : 10.1029/2004JC002771.
- Lewis, M. R., Carr, M.-E., Feldman, G. C., Esaias, W., et McClain, C.** (1990). Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean, *Nature*, 347, 543-545.
- Li, T., Zhang, Y., Chang, C.-P., et Wang, B.** (2001a). On the relationship between indian ocean sea surface temperature and asian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2843-2846.

- Li, T., Tham, C.-W., et Chang, C.-P.** (2001b). A coupled air-sea-monsoon oscillator for the tropospheric biennial oscillation, *J. Climate*, 14, 752-764.
- Lighthill, M. J.** (1969). Dynamic response of the Indian Ocean to the onset of the southwest monsoon, *Philosophical Transactions of the Royal Meteorological Society, A*, A265, 45-92.
- Lighthill, M. J., et Pierce, R. P.** (1981). *Monsoon Dynamics*, Cambridge University Press, 1981
- Longhurst A.** (1995). Seasonal cycles of pelagic production and consumption, *Prog. Oceanog.*, 36, 77-167.
- Loschnigg, J., et Webster, P. J.** (2000). A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean, *J. Climate*, 13, 3342-3360.
- Lozier, M. S., McCartney, M. S., et Owens, W. B.** (1994). Anomalous anomalies in averaged hydrographic data, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2624-2638.
- Lukas, R., et Lindstrom, E.** (1991). The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.
- Luyten, J. R., et Roemmich, D. H.** (1982). Equatorial currents at semiannual period in the Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 406-413.
- Madec, G., et Imbard, M.** (1996). A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity, *Clim. Dyn.*, 12, 381-388.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., et Levy, C.** (1999). OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Notes du pôle de modélisation*, Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France, n°XX, 91 pp.
- Madden, R. A., et Julian, P. R.** (1971). Detection of a 40-day oscillation pressures and zonal winds in tropical Pacific, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 52, 789-799.
- Madden, R. A., et Julian, P. R.** (1994). Observations of the 40-50 day tropical oscillation - A review, *Mon. Weather Rev.*, 122, 814-837.
- Masson, S., Delecluse, P., Boulanger, J.-P., et Menkes, C.** (2002). A model study of the seasonal variability and formation mechanisms of the barrier layer in the eastern equatorial Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8017, doi :10.1029/2001JC000832.
- Masson, S., et al.** (2005). Impact of barrier layer on winter-spring variability of the South-Eastern Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07703,doi :10.1029/2004GL021980.
- McCreary, J. P., et Kundu, P. K.** (1988). A numerical investigation of the Somali Current during the Southwest Monsoon, *J. Mar. Res.*, 46, 25-58.
- McCreary, J. P., et Kundu, P. K.** (1989). A numerical investigation of sea surface temperature variability in the Arabian Sea, *J. Geophys. Res.*, 94(C11), 16097-16114.
- McCreary, J. P., Kundu, P. K., et Molinari, R. L.** (1993). A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 31, 181-244.
- McCreary, J. P., Kohler, K. E., Hood, R. R., Smith, S., Kindle, J., Fischer, A. S., et Weller, R. A.** (2001). Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea, *J. Geophys. Res.*, 106, 7139-7155.
- McWilliams, J. C., Sullivan, P. P., et Moeng, C.-H.** (1997). Langmuir turbulence in the ocean, *Journal of Fluid Mechanics*, 334, 1-30.

- Meehl, G. A. (1997). The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation, *J. Climate*, 10, 1921-1943.
- Meehl, G. A., et Arblaster, J. M. (2002). The tropospheric biennial oscillation and Asian-Australian monsoon rainfall, *J. Climate*, 15, 722-744.
- Merrifield, M. A., et al. (2005). Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09603, doi :10.1029/2005GL022610.
- Merryfield, W. J., Holloway, G., et Gargett, A. E. (1999). A global ocean model with double diffusive mixing, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1124-1142.
- Mignot, J., et Frankignoul, C. (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.
- Mignot, J., de Boyer Montégut, C., Lazar, A., et Cravatte, S. (2005). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean, à soumettre (sept. 2005).
- Miyama, T., McCreary Jr., J. P., Jensen, T. G., Loschnigg, J., Godfrey, S., et Ishida, A. (2003). Structure and dynamics of the Indian Ocean cross-equatorial cell, *Deep Sea Res. II*, 50, 2023-2047.
- Molinari, R. L., Swallow, J., et Festa, J. F. (1986). Evolution of the near-surface thermal structure in the western Indian Ocean during FGGE, 1979, *J. Mar. Res.*, 44, 739-762.
- Molinari, R. L., Olson, D., et Reverdin, G. (1990). Surface currents distribution in the tropical Indian Ocean derived from compilations of surface buoys trajectories, *J. Geophys. Res.*, 95, 7217-7238
- Monterey, G., et Levitus, S. (1997). *Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean*, NOAA Atlas NESDIS, vol. 14, 100 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Morel, A., et Andre, J.M. (1991). Pigment distribution and primary production in the western Mediterranean as derived and modeled from coastal zone color scanner observations, *J. Geophys. Res.*, 96, 12,685-12,698.
- Morrison, J. M. (1997). Intermonsoonal changes in the T-S properties of the near-surface waters of the northern Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2553-2556.
- Munk, W., et Wunsch, C. (1998). Abyssal recipes II : energetics of tidal and wind mixing, *Deep Sea Res. I*, 45, 1977-2010.
- Murray, R. J. (1996). Explicit generation of orthogonal grids for ocean models, *J. Comput. Phys.*, 126, 251-273.
- Murray, S. P., et Johns, W. (1997). Direct observations of seasonal exchange through the Bab el Mandeb strait, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2557-2560.
- Murtugudde, R., et Busalacchi, A. J. (1999). Interannual variability of the dynamics and thermodynamics of the tropical Indian Ocean, *J. Climate*, 12, 2300-2326.
- Murty, V. S. N., Ramesh Babu, V., Rao, L. V. G., Prabhu, C. V., et Tilvi, V. (2000). Diurnal variability of upper ocean temperature and heat budget in the southern Bay of Bengal during October - November 1998 (BOBMEX-Pilot), *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 109, 267-277.

- Nakamoto, S., Prasanna Kumar, S., Oberhuber, J. M., Muneyama, K., et Frouin, R.** (2000). Chlorophyll modulation of sea surface temperature in the Arabian Sea in a mixed layer isopycnal general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 747-750.
- Noh, Y., Jang, C. J., Yamagata, T., Chu, P. C., et Kim, C.-H.** (2002). Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1284-1307.
- Obata, A., Ishizaka, J., et Endoh, M.** (1996). Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,657-20,667.
- Oberhuber, J. M.** (1988). An atlas based on the COADS data set : The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean, *Rep. 15*, 20 pp, 160 figs, Max-Planck Institut, Hamburg.
- Open University Course** (2002). *Ocean Circulation*, The Open University, 2nd ed.
- Pailler, K., Boulrès, B., et Gouriou, Y.** (1999). The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2069-2072.
- Parthasarathy, B., Munot, A.A., et Kothwale, D. R.** (1994). All-India monthly and seasonal rainfall series : 1871-1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 49, 217-224.
- Perigaud, C., et Delecluse, P.** (1992). Annual sea level variations in the southern tropical Indian Ocean from geosat and shallow-water simulations, *J. Geophys. Res.*, 97, 20169-20178.
- Polovina, J. J., Mitchum, G. T., et Evans, G. T.** (1995). Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88, *Deep Sea Res. I*, 42, 1701-1716.
- Prasad, T. G.** (2004). A comparison of mixed-layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal : One-dimensional model results, *J. Geophys. Res.*, 109, C03035, doi :10.1029/2003JC002000.
- Prasanna Kumar, S., et Prasad, T. G.** (1999). Formation and spreading of Arabian Sea high-salinity water mass, *J. Geophys. Res.*, 104(C1), 1455-1464.
- Price, J. F., Weller, R. A., et Pinkel, R.** (1986). Diurnal cycling : observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing, *J. Geophys. Res.*, 91, 8,411-8,427.
- Qiu, B., Chen, S., et Hacker, P.** (2004). Synoptic-scale air-sea flux forcing in the western north Pacific : observations and their impact on SST and the mixed layer, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2148-2159.
- Ramanathan, V., et Collins, W.** (1991). Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature*, 351, 27-32.
- Rao, K. G., et Goswami, B. N.** (1988). Interannual variations of sea surface temperature over the Arabian Sea and the Indian monsoon : A new perspective, *Mon. Weather Rev.*, 116, 558-568.
- Rao, R. R., Ramam, K.V.S., Rao, D.S., et Joseph, M.X.** (1985). Surface heat budget estimates at selected regions of the north Indian Ocean during Monsoon-77, *Mausam*, 36, 21-32.

- Rao, R. R., Molinari, R. L., et Festa, J. F.** (1989). Evolution of the climatological near-surface thermal structure of the tropical Indian ocean. 1. Description of mean monthly mixed layer depth, and sea surface temperature, surface current, and surface meteorological fields, *J. Geophys. Res.*, 94, 10,801-10,815.
- Rao, R. R., et Sivakumar, R.** (2000). Seasonal variability of near-surface thermal structure and heat budget of the mixed layer of the Tropical Indian Ocean from a new global ocean temperature climatology, *J. Geophys. Res.*, 105(C1), 995-1015.
- Rao, R. R., et Sivakumar, R.** (2003). Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108, 3009, doi :1029/2001JC000907.
- Rao, S. A., Behera, S. K., Masumoto, Y., et Yamagata, T.** (2002). Interannual variability in the subsurface tropical Indian Ocean, *Deep Sea Res., II*, 49, 1549-1572.
- Reid, J. L.** (1982). On the use of dissolved oxygen concentration as an indicator of winter convection, *Naval Res. Rev.*, 34, 28-39.
- Reppin, J., Schott, F. A., et Fischer, J.** (1999). Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean : Annual cycle and interannual variability, *J. Geophys. Res.*, 104, 15495-15514.
- Reverdin, G., et Fieux, M.** (1987). Sections in the western Indian Ocean - variability in the temperature structure, *Deep Sea Res., I*, 34, 601-626.
- Reverdin, G.** (1987). The upper equatorial Indian Ocean : The climatological seasonal cycle, *J. Phys. Oceanog.*, 17, 903-927.
- Reverdin, G., Cadet, D. L., et Gutzler, D.** (1986). Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 43-67.
- Reverdin, G.** (1985). *Sur les courants de surface dans l'Océan Indien équatorial*, thèse d'état, Muséum National d'Histoire Naturelle - Université Paris 6.
- Reynolds, R. W., et Smith, T. M.** (1994). Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation, *J. Climate*, 7, 929-948.
- Rintoul S. R., et Trull, T. W.** (2001). Seasonal evolution of the mixed layer in the Subantarctic Zone south of Australia, *J. Geophys. Res.*, 106, 31,447-31,462.
- Rochford, P. A., Kindle, J. C., Gallacher, P. C., et Weller, R. A.** (2000). Sensitivity of the Arabian Sea mixed layer to 1994-1995 operational wind products, *J. Geophys. Res.*, 105(C6), 14,141-14,162.
- Rodwell, M. J., et B. J. Hoskins** (1996). Monsoons and the dynamics of deserts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 899-924.
- Roullet, G., et Madec, G.** (2000). Salt conservation, free surface and varying volume : a new formulation for Ocean GCMs, *J. Geophys. Res.*, 105, 23,927-23,942.
- Rudnick, D. L., et Ferrari, R.** (1999). Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer, *Science*, 283, 526-529.
- Rudnick, D. L., et Martin, J. P.** (2002). On the horizontal density ratio in the upper ocean, *Dyn. Atmos. Oceans*, 36, 3-21.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., et Yamagata, T.** (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 401, 360-363.

- Sanilkumar, K. V., Mohankumar, N., Joseph, M. X., et Rao, R. R.** (1994). Genesis of meteorological disturbances and thermohaline variability of the upper layers in the head of the Bay of Bengal during MONsoon Trough Boundary Layer EXperiment (MONTBLEX-90), *Deep Sea Res.*, *I*, 41, 1569-1581.
- Sathyendranath, S., Gouveia, A. D., Shetye, S. R., Ravindran, P., et Platt, T.** (1991). Biological control of surface temperature in the Arabian Sea, *Nature*, 349, 54-56.
- Schneider, N., et Müller, P.** (1990). The meridional and seasonal structures of the mixed layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment, *J. Phys. Oceanog.*, 20, 1395-1404.
- Schott, F. A., et McCreary, J. P.** (2001). The monsoon circulation of the Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 51, 1-123.
- Schott, F.** (1983). Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling, *Progress in Oceanography*, 12, 357-382.
- Schott, F., Swallow, J. C., et Fieux, M.** (1990). The Somali Current at the equator : annual cycle of currents and transports in the upper 1000 m and connection to neighboring latitudes, *Deep Sea Res.*, 37, 1825-1848.
- Schott F., Visbeck, M., et Fischer, J.** (1993). Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988-1989, *J. Geophys. Res.*, 98, 14401-14421.
- Schott F., Reppin, J., Fischer, J., et Quadfasel, D.** (1994). Currents and transports of the Monsoon Current south of Sri Lanka, *J. Geophys. Res.*, 99, 25127-25141.
- Schott, F. A., McCreary, J. P., et Johnson, G. C.** (2004). Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans, dans *Earth's climate : The ocean-atmosphere interaction*, édité par C. Wang, S.-P. Xie, et J. A. carton, G. Siedler, pp. 261-304, American Geophysical Union Geophysical Monograph.
- Schott, F. A., Dengler, M., et Schoenefeldt, R.** (2002). The shallow thermohaline circulation of the Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 53, 57-103.
- Sengupta, D., Ray, P. K., et Bhat, G. S.** (2002). Spring warming of the eastern Arabian Sea and Bay of Bengal from buoy data, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1734, doi :10.1029/2002GL015340.
- Sengupta, D., Goswami, B. N., et Senan, R.** (2001). Coherent intraseasonal oscillations of the ocean and atmosphere during the Asian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4127-4130.
- Shankar, D., Vinayachandran, P. N., et Unnikrishnan, A. S.** (2002). The monsoon currents in the north Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 52, 63-120.
- Shankar, D., Gopalakrishna, V.V., Shenoi, S.S.C., Durand, F., Shetye, S.R., Rajan, C.K., Johnson, Z., Araligidad, N., et Michael, G.S.** (2004). Observational evidence for westward propagation of temperature inversions in the southeastern Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi :10.1029/2004GL019652.
- Shankar, D.** (2000). Seasonal cycle of sea level and currents along the coast of India, *Curr. Sci.*, 78, 279-288.
- Shenoi, S. S. C., Saji, P. K., et Almeida, A. M.** (1999). Near-surface circulation and kinetic energy in the tropical Indian Ocean derived from lagrangian drifters, *J. Mar. Res.*, 57, 885-905.

- Shenoi, S. S. C., Shankar, D., et Shetye, S. R.** (1999). On the sea surface temperature high in the Lakshadweep Sea before the onset of the southwest monsoon, *J. Geophys. Res.*, 104, 15703-15712.
- Shenoi, S. S. C., Shankar, D., et Shetye, S. R.** (2002). Differences in heat budgets of the near-surface Arabian Sea and Bay of Bengal : Implications for the summer monsoon, *J. Geophys. Res.*, 107(C6), 10.1029/2000JC000679.
- Shenoi, S. S. C., Shankar, D., et Shetye, S. R.** (2004). Remote forcing annihilates barrier layer in southeastern Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05307, doi :10.1029/2003GL019270.
- Shenoi, S. S. C., Shankar, D., et Shetye, S. R.** (2005a). On the accuracy of the Simple Ocean Data Analysis for estimating heat budgets of the near-surface Arabian Sea and Bay of Bengal, *J. Phys. Oceanog.*, 35, 395-400.
- Shenoi, S.S.C., Shankar, D., Gopalakrishna, V.V., et Durand, F.** (2005b). Role of ocean in the genesis and annihilation of the core of the warm pool in the southeastern Arabian Sea, *Mausam*, 56, 147-160.
- Shetye, S. R., Gouveia, A. D., Shenoi, S. S. C., Sundar, D., Michael, G. S., Almeida, A. M., et Santanam, K.** (1990). Hydrography and circulation of the west coast of India during the southwest monsoon 1987, *J. Mar. Res.*, 48, 359-378.
- Shetye, S. R.** (1986). A model study of the seasonal cycle of the Arabian Sea surface temperature, *J. Mar. Res.*, 44, 521-542.
- Shetye, S. R., Gouveia, A. D., Shenoi, S. S. C., Sundar, D., Michael, G. S., et Nampoothiri, G.** (1991a). The western boundary current of the seasonal subtropical gyre in the Bay of Bengal, *J. Geophys. Res.*, 98, 945-954.
- Shetye, S. R., Shenoi, S. S. C., Gouveia, A. D., Michael, G. S., Sundar, D., et Nampoothiri, G.** (1991b). Wind-driven coastal upwelling along the western boundary of the Bay of Bengal during the southwest monsoon, *Cont. Shelf Res.*, 11, 1397-1408, 1991.
- Shi, W., Morrison, J. M., Böhm, E., et Manghnani, V.** (2000). The Oman upwelling zone during 1993, 1994 and 1995, *Deep Sea Res. II*, 47, 1227-1247.
- Shukla, J., et Fennessy, M.** (1994). Simulation and predictability of monsoons, *Proc. Int. Conf. on Monsoon Variab. and Predic., Tech. Rep. WCRP-84*, pp. 567-575, World Climate Research Program, Geneva, Switzerland.
- Shukla, J., et Misra, B. M.** (1977). Relationship between sea-surface temperature and wind speed over central Arabian Sea and monsoon rainfall over India, *Mon. Weather Rev.*, 105, 998-1002.
- Shukla, J.** (1975). Effects of Arabian Sea sea-surface temperature anomaly on indian summer monsoon : Numerical experiment with GFDL model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 503-511.
- Slingo, J. M., et Annamalai, H.** (2000). 1997 : The El Niño of the century and the response of the Indian summer monsoon, *Mon. Weather Rev.*, 128, 1778-1797.
- Smith, W. H. F., et Sandwell, D. T.** (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956-1962.
- Spall, M. A., Weller, R. A., et Furey, P. W.** (2000). Modeling the three-dimensional upper ocean heat budget and subduction rate during the Subduction Experiment, *J. Geophys. Res.*, 105, 26,151-26,166.

- Sperber, K. N., et Palmer, T. N.** (1996). Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project, *J. Climate*, 9, 2727-2750.
- Sprintall, J., et McPhaden, M. J.** (1994). Surface layer variations observed in multiyear time series measurements from the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 99, 963-979.
- Sprintall, J., et Roemmich, D.** (1999). Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 104, 23,297-23,311.
- Sprintall, J., et Tomczak, M.** (1992). Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics, *J. Geophys. Res.*, 97, 7305-7316.
- Sprintall, J., et Tomczak, M.** (1993). On the formation of central water and thermocline ventilation in the southern hemisphere, *Deep Sea Res.*, Part I, 40, 827-848.
- Stommel, H.** (1979). Determination of watermass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 76, 3051-3055.
- Stommel, H., et Fedorov, K. N.** (1967). Small scale structure in temperature and salinity near Timor and Mindanao, *Tellus*, 19, 306-325.
- Straneo F., Kawase, M., et Riser, S. C.** (2002). Idealized Models of slantwise convection in a baroclinic flow, *J. Phys. Oceanog.*, 32, 558-572.
- Suga T., Motoki, K., Aoki, Y., et Macdonald, A. M.** (2004). The north pacific climatology of winter mixed layer and mode waters, *J. Phys. Oceanog.*, 34, 3-22.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., et Fleming, R. H.** (1942). *The oceans : their physics, chemistry and general biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Swallow, J. C., et Bruce, J. C.** (1966). Current measurements off the somali coast during the southwest monsoon of 1964, *Deep Sea Res.*, 13, 861-888.
- Swallow, J. C., Molinari, R. L., Bruce, J. G., Brown, O. B., et Evans, R. H.** (1983). Development of near-surface flow pattern and water mass distribution in the Somali basin in response to the southwest monsoon of 1979, *J. Phys. Oceanog.*, 13, 1398-1415.
- Swallow, J. C., Schott, F., and Fieux, M.** (1991). Structure and transport of the East African Coastal Current, *J. Geophys. Res.*, 96, 22254-22267.
- Takeuchi, E., et Yasuda, I.** (2003). Winter shoaling of oceanic surface mixed layer, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2152, doi :10.1029/2003GL018511.
- Terray P., Delecluse, P., Labattu, S., et Terray, L.** (2003). Sea surface temperature associations with the late indian summer monsoon, *Clim. Dyn.*, 21, 593-618.
- Terray P.** (1994). An evaluation of climatological data in the Indian Ocean area, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 72, No. 3, 359-386.
- Terray P.** (1992). *Variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et prévisibilité à longue échéance des pluies en Inde*, thèse, Université Paris 7 Denis Diderot, 250 pp.
- Thompson, R. O. R. Y.** (1976). Climatological numerical models of the surface mixed layer if the ocean, *J. Phys. Oceanog.*, 6, 496-603.
- Thomson, R. E., et Fine, I. V.** (2003). Estimating mixed layer depth from oceanic profile data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 20, No. 2, 319-329.

- Timmermann, R., Goosse, H., Madec, G., Fichefet, T., Ethé, C., et Dulière, V.** (2005). On the representation of high latitude processes in the ORCA-LIM global coupled sea ice-ocean model, *Ocean Modelling*, 8, 175-201.
- Tomczak, M., et Godfrey, J. S.** (1994). *Regional Oceanography : an introduction*, Pergamon.
- Trenberth, K. E., Olson, J. G., et Large, W. G.** (1989). A global ocean wind stress climatology based on the ECMWF analyses. National Center for Atmospheric Research, NCAR/TN-338+STR, Boulder, Colorado, 93 pp.
- Tsuchiya, M., et Talley, L. D.** (1998). A Pacific hydrographic section at 88°W : water-property distribution, *J. Geophys. Res.*, 103, 12,899-12,918.
- UNESCO (Ed.)** (1996). Discharge of selected rivers of the world. Volume II (Part II), UNESCO Publishing.
- Vecchi, G. A., et Harrison, D. E.** (2002). Monsoon Breaks and Subseasonal Sea Surface Temperature Variability in the Bay of Bengal, *J. Climate*, 15, 1485-1493.
- Vecchi, G. A., Xie, S.-P., et Fischer, A. S.** (2004). Ocean-Atmosphere Covariability in the Western Arabian Sea, *J. Climate*, 17, 1213-1224.
- Vialard, J., et Delecluse, P.** (1998). An OGCM study for the TOGA decade. Part I : Role of salinity in the physics of the Western Pacific fresh pool, *J. Phys. Oceanog.*, 28, 1071-1088.
- Vialard, J., Menkes, C., Boulanger, J.-P., Delecluse, P., Guilyardi, E., McPhaden, M. J., and Madec, G.** (2001). A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial pacific sea surface temperature during the 1997-98 El Niño, *J. Phys. Oceanog.*, 31, 1649-1675.
- Vialard, J.** (1997). *Influence de la salinité sur les interactions océan-atmosphère dans le Pacifique Tropical*, thèse, Université Paris 6.
- Vinayachandran, P. N., et Yamagata, T.** (1998). Monsoon response of the sea around Sri Lanka : Generation of thermal domes and anticyclonic vortices, *J. Phys. Oceanog.*, 28, 1946-1960.
- Vinayachandran, P. N., Masumoto, Y., Mikawa, T., et Yamagata, T.** (1999). Intrusion of the Southwest Monsoon Current into the Bay of Bengal, *J. Geophys. Res.*, 104, 11077-11085.
- Vinayachandran, P. N., Murty, V. S. N., et Ramesh Babu, V.** (2002). Observations of barrier layer formation in the Bay of Bengal during summer monsoon, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 8018, doi :10.1029/2001JC000831.
- Vinayachandran, P. N.** (2004). Summer cooling of the Arabian Sea during contrasting monsoons, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13306, doi :10.1029/2004GL019961.
- Wackernagel H.** (1998). *Multivariate Geostatistics*, 2nd ed. Springer Verlag, Berlin, 291 pp.
- Wang, B., Ding, Q., Fu, X., Kang, I.-S., Jin, K., Shukla, J., et Doblas-Reyes, F.** (2005). Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15711, doi :10.1029/2005GL022734.
- Warren, B. A.** (1981). Transindian hydrographic section at latitude 18°S : property distributions and circulation in the south Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, 28, 759-788.
- Weare, B. C.,** (1979). A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 36, 2279-2291.

- Webster, P. J., et Yang, S.** (1992). Monsoon and ENSO : selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.
- Webster, P. J.** (1987). The elementary monsoon, dans *Monsoons*, édité par J. S. Fein, et P. L. Stephens, pp. 3-32, John Wiley & Sons, New York.
- Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., et Yasunari, T.** (1998). Monsoons : Processes, predictability, and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14,451-14,510.
- Webster, P. J., Moore, A. M., Loschnigg, J. P., et Leben, R. R.** (1999). Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98, *Nature*, 40, 356-360.
- Weller, R. A., et Price, J. F.** (1988). Langmuir circulation within the oceanic mixed layer, *Deep Sea Res.*, 35, 711-747.
- Weller, R. A., Baumgartner, M. F., Josey, S. A., Fischer, A. S., et Kindle, J. C.** (1998). Atmospheric forcing in the Arabian Sea during 1994-1995 : observations and comparisons with climatology and models, *Deep-Sea Res. II*, 45, 1961-1999.
- Weller, R. A., et Plueddemann, A. J.** (1996). Observations of the vertical structure of the oceanic boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 101, 8789-8806.
- Weller, R. A., Fischer, A. S., Rudnick, D. L., Eriksen, C. C., Dickey, T. D., Marra, J., Fox, C., et Leben, R.** (2002). Moored observations of upper-ocean response to the monsoons in the Arabian Sea during 1994-1995, *Deep Sea Res. II*, 49, 2195-2230.
- Wijffels, S., et Meyers, G.** (2004). An intersection of oceanic waveguides : Variability in the Indonesian throughflow region, *J. Phys. Oceanog.*, 34, 1232-1253.
- Williams, R. G., Spall, M. A., et Marshall, J. C.** (1995). Does Stommel's mixed layer "Demon" work ? *J. Phys. Oceanog.*, 25, 3089-3102.
- Wirth, A., Willebrand, J., et Schott, F.** (2002). Variability of the Great Whirl from observations and models, *Deep Sea Res. II*, 49, 1279-1295.
- WOCE Data Products Committee.** (2002). WOCE Global Data, Version 3.0. WOCE International Project Office, WOCE Report No. 180/02, Southampton, UK.
- Woolnough, S., Slingo, J., et Hoskins, B. J.** (2000). The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescales, *J. Climate*, 13, 2086-2104.
- Wyrtki, K.** (1971). *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*. National Science Foundation, Washington D. C. 531 pp. Reprinted 1988 by A. A. Balkema, Rotterdam.
- Wyrtki, K.** (1973). An equatorial jet in the Indian Ocean, *Science*, 181, 262-264.
- Xie, P., et Arkin, P. A.** (1996). Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions, *J. Climate*, 9, 840-858.
- Yamagata, T., Behera, S. K., Luo, J.-J., Masson, S., Jury, M. R., et Rao, S. A.** (2004). Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean, dans *Earth's climate : The ocean-atmosphere interaction*, édité par C. Wang, S.-P. Xie, et J. A. Carton, G. Siedler, pp. 189-211, American Geophysical Union Geophysical Monograph.
- You, Y., et Tomczak, M.** (1993). Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis, *Deep Sea Res.*, 40, 13-56.

- Yu, Z., et McCreary, J. P., Jr.** (2004). Assessing precipitation products in the Indian Ocean using an ocean model, *J. Geophys. Res.*, 109, C05013, doi :10.1029/2003JC002106.
- Yu, L., et Rienecker, M. M.** (2000). Indian Ocean warming of 1997-1998, *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 16,923-16,939.
- Zhang, R.-H., et Zebiak, S. E.** (2002). Effect of penetrating momentum flux over the surface boundary/mixed layer in a z-coordinate OGCM of the Tropical Pacific, *J. Phys. Oceanog.*, 32, 3616-3637.
- Zhang, C.** (1983). Large-scale variability of deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics, *J. Climate*, 6, 1898-1913.
-

