Les circulations océaniques en mer des Salomon : modélisation haute-résolution et altimétrie spatiale.

Angélique Mélet

▶ **To cite this version:**

Angélique Mélet. Les circulations océaniques en mer des Salomon : modélisation haute-résolution et altimétrie spatiale.. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT : . tel-00538257

HAL Id: tel-00538257

https://theses.hal.science/tel-00538257

Submitted on 22 Nov 2010

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

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

THÈSE

présentée par

Angélique MELET DIEUDONNÉ

pour obtenir le titre de DOCTEUR
de l'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

(Arrêté ministériel du 7 août 2006)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Les circulations océaniques en mer des Salomon : modélisation haute-résolution et altimétrie spatiale.

Soutenue le 26 janvier 2010

Composition du jury :

M.	Eric BLAYO	Président
M.	William S. KESSLER	Rapporteur
M.	Patrick MARCHESIELLO	Rapporteur
M.	Jacques VERRON	Directeur de thèse
M.	Lionel GOURDEAU	Codirecteur de thèse
Mme.	Sophie CRAVATTE	Examinatrice

Thèse préparée au sein du Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels

THÈSE

présentée par

Angélique MELET DIEUDONNÉ

pour obtenir le titre de DOCTEUR
de l'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

(Arrêté ministériel du 7 août 2006)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Les circulations océaniques en mer des Salomon : modélisation haute-résolution et altimétrie spatiale.

Soutenue le 26 janvier 2010

Composition du jury :

M.	Eric BLAYO	Président
M.	William S. KESSLER	Rapporteur
M.	Patrick MARCHESIELLO	Rapporteur
M.	Jacques VERRON	Directeur de thèse
M.	Lionel GOURDEAU	Codirecteur de thèse
Mme.	Sophie CRAVATTE	Examinatrice

Thèse préparée au sein du Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels

À Noé, qui aura été bercé par la mer des Salomon au cours de ce merveilleux voyage de quelques mois en mère…

Remerciements

Ma thèse est à présent derrière moi, et il me reste cette dernière page à écrire avant de clore ce chapitre de ma vie... Si ces trois années de thèse ont représenté une expérience formidable pour moi, aussi bien sur le plan scientifique qu'humain et personnel, je le dois incontestablement à de nombreuses personnes.

Tout d'abord, un très, très grand merci à mon duo de directeurs de thèse de choc, Jacques et Lionel. Merci à toi Jacques d'avoir monté ce sujet passionnant pour moi, presque sur-mesure, avec de riches expériences dans des labos étrangers pour ne rien gâcher. Merci à tes "casse pas la tête" calédoniens, à la liberté d'action dont tu m'as fait profiter au cours de ces 3 ans. Merci à toi Lionel pour avoir co-dirigé cette thèse, pour avoir été présent sur les aspects plus scientifiques, malgré la distance géographique, et pour m'avoir accueillie à Nouméa et fait découvrir le Pacifique sud-ouest.

Merci sincèrement à vous deux pour votre soutien, votre enthousiasme, votre bonne humeur et votre disponibilité, qui auront largement contribué à me rendre cette thèse des plus agréables.

Je tiens également à remercier les autres membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes travaux, leur lecture approfondie de ce manuscrit et les remarques et suggestions pertinentes qui en ont découlé. Merci donc à Eric Blayo d'avoir accepté de présider ce jury, à mes rapporteurs Billy Kessler et Patrick Marchiesello, ainsi qu'à Sophie Cravatte. Je suis honorée que vous ayez accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Ce travail de thèse doit beaucoup à mes interactions avec de nombreuses personnes, notamment au sein de l'équipe MEOM. Merci à chacun d'entre vous pour les nombreux conseils et avis éclairés, et pour l'ambiance chaleureuse qui règne dans l'équipe. Pour n'oublier personne, merci donc à tous les permanents et à la relève des nombreux thésards et post-docs que j'ai croisé au cours de ces quelques années. Un merci tout particulier à Jean-Marc Molines, pour sa disponibilité sans faille, pour tous les débogages, et sans qui la mise au point de mon modèle aurait été beaucoup plus compliquée. Sur le même registre, je remercie également Jean-Michel Brankart. Ces trois années de thèse n'auraient pas été si agréables sans mes collocs de bureau (Albanne, Aurélie, Nicolas, Marion, mais aussi les "vieux " : Pierre, Clément et Gaëlle), avec qui nous aurons partagé ce grand espace "féminisé", de nombreuses discussions sur tout et n'importe quoi (beaucoup sur la cuisine non ?), et de nombreux rires. Merci aussi à Josiane, pour sa grande gentillesse, et pour avoir accepté de jouer les nounous occasionnelles en cette fin de thèse.

Au delà des murs Grenoblois de MEOM, je remercie les Toulousains du LEGOS de l'IRD, et plus particulièrement Thierry Delcroix, Fabien Durand, Alex Ganachaud pour leur intérêt quant à mes travaux et leurs commentaires avisés. Merci également à Ariane Koch-Larrouy pour son aide et son enthousiasme au sujet des transformations de masses d'eau en mer des Salomon. Merci enfin à Florence Birol et Florent Lyard, sans qui je n'aurais pas pu m'attaquer au retraitement des données altimétriques. Merci également aux Brestois Bruno Blanke et Nicolas Grima, pour leur aide précieuse lors de la prise en

main du logiciel de suivi lagrangien ARIANE.

Au cours de cette thèse, j'ai eu la chance de voyager de part et d'autre du Pacifique, avec un séjour "westside tropical"dans l'équipe du LEGOS de l'IRD de Nouméa. Merci à Lionel et Patrick de m'avoir accueillie, à Sophie, à ma colloc Christelle Bosc, à Christophe Maes, Christophe Menkes, et Christelle Gourdeau pour les échanges scientifiques mais aussi pour les bons moments passés sur place, les midis à l'ilôt canard, les week-ends touristiques, les pina coladas... Un merci spécial à Christophe Maes pour m'avoir permis d'aller découvrir sur le terrain cette belle et chaude mer des Salomon, à travers la campagne en mer FLUSEC-01 à bord de l'Alis. Merci aux membres de l'équipage, aussi bien scientifique que technique ou marin, aux alizés qui nous ont poussés suffisamment favorablement pour que l'on puisse faire escale sur l'île déserte dite "surprise ". Je garderai un souvenir impérissable de ce voyage, et suis prête à ré-embarquer demain !

Côté "eastside subtropical", merci à Dennis Moore et Billy pour m'avoir accueillie au sein de l'équipe du PMEL de la NOAA à Seattle. Je remercie les membres de cette équipe pour tous les échanges que nous avons pu avoir, et je tiens tout particulièrement à remercier très chaleureusement Billy pour m'avoir fait partager sa vision très physique de l'océanographie et pour sa grande disponibilité. Merci également à Karin, ma colloc US, et à Franck, pour l'extra-thèse, les week-ends dans l'ever-green state et la découverte de la cheese cake factory.

Encore merci à Jacques d'avoir rendu ces séjours possibles.

Enfin, je tiens à remercier le CNES, et en particulier Eric Thouvenot, qui a financé cette thèse.

Sur un registre plus personnel, un très grand merci à mes formidables parents, notamment pour leur soutien sans faille et pour m'avoir permis de suivre les études qui me plaisaient, et qui m'auront doucement amenées à l'océanographie. Il est évident que rien n'aurait été possible sans vous... Merci pour tout !

Au cours de ces derniers mois, je n'ai pas seulement "accouché"d'une thèse, j'ai surtout donné la vie à Noé. Je n'oublie pas ma mère et ma belle-mère, qui m'ont soutenue et aidée pendant ma grossesse et mon congé maternité, ce qui m'a permis de soutenir cette thèse pratiquement en temps et en heure.

Enfin, merci à mon Jean-Phi, pour tant de choses, mais surtout pour m'avoir fait les plus beaux cadeaux qui soient au cours de cette thèse : être devenu mon mari et nous avoir fait un si joli bébé....

Liste des acronymes

AAIW : Antarctic Intermediate Water
ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler
AGRIF : Adaptative Grid Refinement In Fortran
ANR : Agence Nationale de la Recherche
CARS : CSIRO Atlas of Regional Seas
CLIVAR : Climate Variability and Predictability
CNES : Centre National d'Etudes Spatiales
CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique
COADS : Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CORE : Common Ocean-ice Reference Experiments
CSIRO : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization
CTD : Conductivity Temperature Depth
CTOH : Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère
DFS : Drakkar Forcing Set
EAC : East Australian Current
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EKE : Eddy Kinetic Energy
ENSO : El Niño Southern Oscillation
ERS : European Remote-Sensing Satellites
EUC : Equatorial Undercurrent
FES : Finite Element Solution (modèle CTOH)
GBRUC : Great Barrier Reef Undercurrent
GDR : Geophysical Data Record
IDRIS : Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique du CNRS
IRD : Institut de Recherche pour le Développement
ITCZ : Inter Tropical Convergence Zone
JASL : The Joint Archive for Sea Level
LEFE : Les Enveloppes Fluides de l'Environnement (agence de financement)
LEGI : Laboratoire des Ecoulements Geophysiques et Industriels
LEGOS : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LLWBC : Low Latitude Western Boundary Current
MEOM : Modélisation des Ecoulements Océaniques Multi-échelles (équipe du LEGI)
MOG2D : Modèle d'ondes de gravité 2D (modèle CTOH)
NBCU : New Britain Coastal Undercurrent
NCAR : National Center for Atmospheric Research
NCEP : National Centers for Environmental Prediction
NCJ : North Caledonian Jet
NEC : North Equatorial Current
NECC : North Equatorial Countercurrent
NEMO : Nucleus for European Models of the Ocean
NGCC : New Guinea Coastal Current

NGCU :	New Guinea Coastal Undercurrent
NICU :	New Ireland Coastal Undercurrent
NOAA :	National Oceanic and Atmospheric Administration
NQC :	North Queensland Current
NVJ :	North Vanuatu Jet
OBC :	Open Boundary Conditions
OCCAM :	Ocean Circulation and Climate Advanced Model
OGCM :	Ocean General Circulation Model
OPA :	Océan Parallélisé (code de modélisation océanique)
PDO :	Pacific (inter) Decadal Oscillation
PMEL :	Pacific Marine Environmental Laboratory
PNG :	Papouasie Nouvelle-Guinée
RMS :	Root Mean Square
SEC :	South Equatorial Current
SECC :	South Equatorial Countercurrent
SICU :	Solomon Islands Coastal Undercurrent
SGU :	St Georges Undercurrent
SLA :	Sea Level Anomaly
SOI :	Southern Oscillation Index
SPCZ :	South Pacific Convergence Zone
SPICE :	Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment
SSH :	Sea Surface Height
SSS :	Sea Surface Salinity
SST :	Sea Surface Temperature
STC :	Subtropical Cell
nSTC :	North (Pacific) Subtropical Cell
sSTC :	South (Pacific) Subtropical Cell
STMW :	Subtropical Mode Water
T/P :	TOPEX/Poséidon
TAO :	Tropical Atmosphere Ocean
VOS :	Volontary Observing Ship
WBC :	Western Boundary Current
WEPOCS :	Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study
WOA :	World Ocean Atlas
WOCE :	World Ocean Circulation Experiment
WWB :	Westerly Wind Burst
WWV :	Warm Water Volume
XBT :	Expendable Bathy Thermograph

Table des matières

Introduction **1**

I Contexte scientifique et enjeux **11**

1 La mer des Salomon et son rôle potentiel pour la modulation d'ENSO **13**
1.1 Introduction . . . 14
1.2 Dynamique océanique et océan Pacifique Tropical . . . 14
1.2.1 La circulation atmosphérique . . . 15
1.2.2 Distribution spatiale de la température . . . 16
1.2.3 Distribution spatiale de la salinité . . . 17
1.2.4 Circulation océanique . . . 17
1.2.5 Ajustement de la dynamique océanique . . . 19
1.3 Le cycle saisonnier dans le Pacifique Tropical . . . 20
1.4 La variabilité interannuelle dans le Pacifique Tropical : ENSO . . . 20
1.4.1 Mécanismes physiques d'El Niño . . . 21
1.4.2 Et la Niña ? . . . 28
1.4.3 Les indices caractérisant ENSO . . . 29
1.4.4 Modulation basse fréquence d'ENSO . . . 29
1.5 La mer des Salomon et ses impacts climatiques . . . 34
1.5.1 Présentation de la mer des Salomon . . . 34
1.5.2 La circulation dans le Pacifique sud-ouest et en mer des Salomon . . . 35
1.5.3 La mer des Salomon : région clef pour les relations subtropiques-équateur ? . . . 40
1.6 Conclusions . . . 41

II Approche méthodologique **43**

2 La modélisation océanique dans NEMO-OPA **45**
2.1 Introduction . . . 46
2.2 Les équations de la dynamique océanique . . . 47
2.3 Discrétisation spatio-temporelle . . . 50
2.3.1 Discrétisation spatiale . . . 50
2.3.2 Discrétisation temporelle . . . 51
2.4 Paramétrisation de la dynamique océanique dans NEMO-OPA . . . 52
2.4.1 Physique sous-maille latérale . . . 53
2.4.2 Physique sous-maille verticale . . . 53

2.5 Les conditions aux limites . . . 53
2.5.1 Conditions aux limites liées au fond océanique . . . 53
2.5.2 Conditions aux limites liées aux continents . . . 54
2.5.3 Conditions aux limites liées à l'atmosphère . . . 54
2.5.4 Conditions aux frontières ouvertes . . . 54
2.6 Conclusions . . . 55

3 Modélisation haute-résolution de la mer des Salomon 57
3.1 Introduction . . . 58
3.2 Une hiérarchie de modèles . . . 59
3.2.1 Le modèle global : ORCA025-G70 . . . 59
3.2.2 Le modèle régional : SALOMON025 . . . 59
3.2.3 Le modèle haute-résolution : SOLWARA124 . . . 61
3.3 Discrétisation . . . 65
3.3.1 Discrétisation spatiale . . . 65
3.3.2 Discrétisation temporelle . . . 65
3.4 Les paramétrisations choisies pour les processus sous-maille . . . 66
3.4.1 Diffusion visqueuse sous-maille latérale . . . 66
3.4.2 Diffusion visqueuse sous-maille verticale . . . 67
3.5 Calcul de la hauteur de mer et erreur associée . . . 69
3.5.1 Le calcul de la hauteur de mer . . . 69
3.5.2 L'effet stérique dans le modèle NEMO-OPA . . . 70
3.5.3 Estimation de l'erreur sur la hauteur de mer dans nos modèles . . . 70
3.6 Conditions aux limites . . . 71
3.6.1 Bathymétrie . . . 71
3.6.2 Forçages atmosphériques . . . 73
3.7 Récapitulatif des caractéristiques de nos modèles et des forçages utilisés . . . 77
3.8 Validation de la stratégie de modélisation mise en œuvre . . . 78
3.8.1 Pertinence du modèle global ORCA025-G70 . . . 78
3.8.2 Validation des OBC : comparaison de SALOMON025 et d'ORCA025-G70 . . . 79
3.8.3 Validation du nesting two-ways : comparaison de SOLWARA124 et de SALOMON025 . . . 80
3.9 Conclusions . . . 82

4 Les observations et la validation de nos modèles 85
4.1 Introduction . . . 86
4.2 Les données altimétriques . . . 87
4.2.1 Principe de l'altimétrie . . . 87
4.2.2 Deux jeux de données altimétriques complémentaires . . . 89
4.2.3 Comparaison à nos simulations . . . 98
4.3 Les observations in-situ et la validation des simulations . . . 98
4.3.1 La climatologie CARS . . . 98
4.3.2 Données XBT sur le rail Nouvelle-Zélande Japon . . . 105
4.3.3 Mouillages . . . 106
4.3.4 Campagnes océanographiques . . . 109
4.4 Conclusions . . . 115

III Résultats **117**

5 Circulation dans la thermocline en mer des Salomon **119**
5.1 Introduction . . . 120
5.2 Etat moyen et variabilité saisonnière de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon . . . 121
5.2.1 Article accepté au Journal of Physical Oceanography. Thermocline circulation in the Solomon Sea : A modeling study . . . 121
5.2.2 Compléments : La dynamique vue par un modèle linéaire forcé par le vent . . . 146
5.3 Variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon . . . 149
5.3.1 La variabilité interannuelle décrite par les ellipses de variance . . . 149
5.3.2 Les anomalies interannuelles de transport à travers les sections clefs de la mer des Salomon . . . 151
5.3.3 Les anomalies de circulation associées à El Niño et La Niña . . . 153
5.4 Conclusions . . . 157

6 Etude de la variabilité en mer des Salomon vue par altimétrie **161**
6.1 Introduction . . . 162
6.2 Article soumis à Ocean Dynamics : Variability in Solomon Sea circulation from altimetry sea level data . . . 162
6.3 Conclusions . . . 187

7 Transformation de masses d'eau en mer des Salomon **191**
7.1 Introduction . . . 192
7.2 Article en préparation : Solomon Sea water masses pathways to the Equator and their transformations . . . 193
7.3 Conclusions . . . 223

Conclusions et perspectives **226**

Annexes **236**

A Un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby dans une configuration de la règle de l'île qui est fonction du temps **239**
A.1 Description du modèle . . . 239
A.2 Limitations du modèle . . . 241

Bibliographie **243**

Introduction

Cette thèse se place dans le contexte général de l'océanographie du Pacifique Tropical sud-ouest et est motivée en premier lieu par des objectifs climatiques.

Le système climatique comprend différentes composantes, à savoir la surface terrestre, la neige et la glace, les êtres vivants, l'atmosphère et l'océan. Le rôle de l'océan sur le climat est primordial. Les océans couvrent près de 70% de la surface terrestre, et ont une capacité thermique élevée (environ 1200 fois supérieure à celle de l'atmosphère) qui leur permet d'absorber de grandes quantités d'énergie thermique pour les restituer des mois voire des années plus tard. Les océans contribuent donc à réguler le climat sur Terre.

Jusque récemment, la variabilité climatique était exclusivement d'origine naturelle. Depuis quelques décennies, une variabilité d'origine anthropogénique est également observée. Les mécanismes climatiques responsables de la variabilité naturelle du climat restent mal connus. Aux échelles interannuelles, les grandes fluctuations climatiques de type El Niño, Oscillation Australe, Oscillation Nord Atlantique (NAO) semblent résulter d'interactions entre l'océan et l'atmosphère. Le couplage entre l'océan et l'atmosphère dépend fortement de la température de surface de l'océan. Pour cette raison, les interactions océan-atmosphère sont particulièrement importantes dans le Pacifique Tropical, où les fortes températures de surface et la vaste étendue océanique profèrent à cet océan un rôle crucial sur le climat. C'est d'ailleurs dans cette région du monde qu'est générée la plus forte fluctuation climatique interannuelle à l'échelle globale : le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO). Le terme El Niño fait aujourd'hui référence à la phase chaude d'une oscillation forte du système couplé océan-atmosphère au cours de laquelle une élévation des températures de surface est observée dans le Pacifique Tropical central et est. Ces modifications océaniques sont associées à des changements de circulation atmosphérique, et donc de distribution des vents et des précipitations.

Bien que se déroulant dans le Pacifique Tropical qu'il touche plus durement, les répercussions d'El Niño sont mondiales. Climatiquement, une conséquence directe majeure d'El Niño est l'apparition de sécheresses en Asie du sud-est et en Océanie, dans des régions où sont habituellement localisés les systèmes de convection atmosphérique responsables de fortes précipitations. Ces sécheresses limitent très gravement les récoltes, engendrent des incendies, et menacent la survie d'une grande partie de la population. Pendant El Niño, les régions de convection atmosphérique sont déplacées vers le Pacifique est, ce qui provoque de fortes précipitations sur les côtes occidentales de l'Amérique du sud. Ces pluies inhabituelles (jusqu'à 15 fois les précipitations normales) engendrent des inondations et le nombre d'orages tropicaux et d'ouragans augmente très sensiblement pendant El Niño. Les modifications des conditions environnementales liées à El Niño favorisent la prolifération de maladies tropicales. De plus, les remontées d'eaux froides profondes riches en plancton et micro-organismes qui ont habituellement lieu le long des côtes péruvienne et équatorienne sont enrayées pendant El Niño, entraînant une raréfaction des ressources halieutiques. Les conséquences économiques d'un évènement El Niño de forte amplitude sont dramatiques pour de nombreux pays dont la richesse principale (agriculture, pêche, hydroélectricité) est dépendante des aléas climatiques. Selon l'Organisation Mondiale de la Météorologie, l'évènement de 1997-98, le plus fort du XX^{eme} siècle, aurait provoqué 34 milliards de dollars de dégâts à l'échelle du globe. Humainement, cet évènement aurait provoqué la mort de 24 000 personnes, le déplacement de près de 6 millions et affecté 110 millions de personnes (notamment par la prolifération de maladies telles la dengue, la malaria, le choléra).

La compréhension et la prévision du phénomène climatique ENSO aideraient à réduire ses impacts humains et économiques, et représentent donc des problématiques d'importance pour la communauté scientifique. La compréhension des phénomènes physiques à l'origine d'ENSO a connue des progrès significatifs depuis les années 1980 (Bjerknes, 1969; Suarez et Schopf, 1988; Battisti et Hirst, 1989; Jin, 1997; Weisberg et Wang, 1997; Wang et al., 1999; Picaut et al., 1997; Wang et Picaut, 2004), notamment grâce aux programmes de recherche TOGA et CLIVAR[1], et à la mise en place d'un système d'observation. Au sein du programme TOGA, un réseau de plus de 70 bouées ancrées dédié à l'étude et à la prévision d'El Niño a été mis en place dans le Pacifique Tropical (TAO-TRITON). En plus de ce réseau, le système d'observation actuel d'ENSO comprend un réseau mondial de marégraphes, des mesures de température et de salinité effectuées par des navires marchands et des bouées dérivantes, et enfin les observations spatiales du niveau des océans (missions GEOSAT, ERS, TOPEX/Poséidon, JASON, ENVISAT,...). Cependant, malgré les efforts de la communauté scientifique, les mécanismes d'ENSO ne sont pas encore entièrement élucidés et les performances des prévisions restent à être améliorées.

Bien que les différents évènements ENSO partagent des traits dynamiques communs, chaque évènement reste particulier et le phénomène climatique ENSO présente une variabilité basse fréquence non négligeable (McPhaden et Zhang, 2002). Ceci peut en partie s'expliquer par le fait que les caractéristiques d'ENSO sont influencées par les conditions océaniques régnant dans le Pacifique Equatorial (Fedorov et Philander, 2001), et notamment par la température de surface (SST), qui varient aux échelles décennales (Wang, 2001). Cette modulation basse fréquence d'ENSO semble influencer la circulation atmosphérique globale, et donc le climat sur de nombreuses régions du globe. Comprendre la modulation basse fréquence d'ENSO apparaît donc comme une problématique importante.

La mer des Salomon au cœur d'un circuit clef sur le plan climatique ?

Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la variabilité basse fréquence d'ENSO (Wang et Picaut, 2004). Il se peut que ces différents mécanismes agissent ensemble dans la réalité. Parmi les mécanismes proposés, ceux associés aux subtropical cells (STC, McCreary et Lu (1994)) ont été identifiés comme pouvant moduler ENSO sur de longues échelles de temps. En effet, les STC représentent des ponts océaniques entre les subtropiques et la région équatoriale. Dans ces cellules de circulation océanique méridienne peu profondes, les eaux de surface sont subductées dans les subtropiques jusqu'à la thermocline. Elles s'écoulent ensuite vers l'équateur via les courants de bord ouest et l'océan intérieur. Puis, elles sont transportées vers l'est dans le Sous Courant Equatorial (EUC) qui remonte la thermocline. Enfin, elles sont upwellées dans le Pacifique Tropical est où elles contribuent à la formation de la langue d'eau froide équatoriale avant de retourner dans les régions subtropicales avec les courants de surface. Il faut une dizaine d'années aux eaux subtropicales pour rejoindre le Pacifique équatorial via les STC.

Ainsi, l'EUC fournit les eaux qui sont upwellées jusqu'en surface dans le Pacifique Equatorial est. Des variations de l'EUC sont donc à même d'engendrer des variations des températures de surface du Pacifique Equatorial, qui à leur tour peuvent modifier les interactions entre l'océan et l'atmosphère, et donc moduler ENSO à basse fréquence.

[1] http ://www.clivar.org

Deux mécanismes permettent à la variabilité subtropicale de forcer la variabilité tropicale des températures de surface via l'EUC et les téléconnexions établies par les STC.

Le premier mécanisme repose sur des anomalies de transport des STC (Kleeman et al., 1999). Pour cette raison, il est nommé V'T. Les variations d'intensité de circulation des STC sont consistantes avec les anomalies de SST observées dans le Pacifique Equatorial : un renforcement des STC apporte plus d'eau froide dans la thermocline équatoriale, l'EUC est renforcé, les upwellings équatoriaux sont intensifiés, les SST équatoriales sont anormalement froides (Zhang et McPhaden, 2006; Cheng et al., 2007). Les anomalies de SST dans la bande équatoriale sont alors à même de modifier les conditions atmosphériques, et d'induire une modulation basse fréquence de la dynamique, de la fréquence et de l'intensité des évènements El Niño.

Le second mécanisme repose sur l'advection d'anomalies de température par les STC (Gu et Philander, 1997; Schneider et al., 1999; Luo et al., 2005). Pour cette raison, il est nommé VT'. Des anomalies de température sont générées dans les subtropiques par des anomalies de flux de chaleur de surface dans les régions de formation des eaux modales. Ces anomalies de température sont subductées jusqu'à la thermocline et advectées vers l'EUC par la branche inférieure des STC. Elles modifient la température de l'EUC et une fois upwellées le long de l'équateur, elles se retrouvent en tant qu'anomalies de SST, à même de modifier les conditions atmosphériques. Le mécanisme VT' a été identifié comme pouvant influencer l'amplitude d'ENSO (e.g Schneider (2004); Luo et al. (2005)).

L'EUC est alimenté par les STC du Pacifique, celle du Pacifique Sud contribuant plus que celle du Pacifique Nord (Tsuchiya et al., 1989; Huang et Liu, 1999). Au sein de la STC du Pacifique Sud, une alimentation de l'EUC est possible via le South Equatorial Current (SEC) dans l'océan intérieur, et via les courants de bord ouest retournant à l'équateur (LLWBC). Il a d'ailleurs été montré qu'une part substantielle des eaux s'écoulant dans l'EUC sont originaires des LLWBC du Pacifique Sud (Tsuchiya et al., 1989; Blanke et Raynaud, 1997; Fukumori et al., 2004). Ainsi des variations de propriétés ou d'intensité de ces courants peuvent jouer un rôle majeur sur les variations de l'EUC, qui elles mêmes influencent les températures de surface du Pacifique Equatorial, et donc les interactions océan-atmosphère dans cette région. Par suite, les courants de bord ouest de faible latitude du Pacifique Sud peuvent influencer le climat du Pacifique Equatorial et ENSO. Le principal LLWBC du Pacifique Sud est le New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU). La description classique du NGCU est celle d'un courant transitant par la mer des Salomon, longeant la côte nord de la Papouasie Nouvelle-Guinée, avant d'être majoritairement rétroflecté dans l'EUC à l'est des mers indonésiennes (Lindstrom et al., 1990; Fine et al., 1994; Murray et al., 1995; Kuroda, 2000; Qu et Lindstrom, 2002; Ueki et al., 2003).

C'est dans le cadre de la modulation basse fréquence d'ENSO par les courants de bord ouest de faibles latitudes que se situe cette thèse. Nous nous focaliserons seulement sur une petite partie du circuit clé sur le plan climatique que représentent les STC : la mer des Salomon.

Contexte programmatique

La mer des Salomon voit donc transiter les eaux subtropicales transportées par la STC du Pacifique Sud via les courants de bord ouest. Elle constitue à ce titre une région d'intérêt majeur pour les sources de l'EUC et des eaux de la langue d'eau froide équatoriale, avec les

conséquences possibles que cela entraîne sur le climat et ENSO. Cependant, cette petite région reculée de l'océan mondial a été peu étudiée et observée jusqu'ici.

Pour améliorer les connaissances actuelles sur le Pacifique sud-ouest et sur la mer des Salomon, deux projets de recherche, les projets SPICE et SOLWARA, ont récemment été mis en place.

La mer des Salomon est une des régions phares du projet international SPICE[2] (Ganachaud et al., 2007, 2008), soutenu par CLIVAR. Ce projet a pour objectifs principaux d'observer, de simuler, et de comprendre le rôle de la circulation océanique dans le Pacifique sud-ouest dans la modulation basse-fréquence et grande échelle du climat de la région, à partir de simulations numériques et d'observations. La combinaison d'approches régionales et grande-échelle adoptées dans ce projet permet un large éventail d'applications, depuis l'amélioration des prévisions d'ENSO jusqu'à l'étude du blanchiment des coraux, des trajectoires des cyclones, ou la projection de conditions océaniques et climatiques locales.

Une composante française de SPICE, le projet SOLWARA[3], soutenu par LEFE et l'ANR, se concentre intégralement sur la circulation océanique en mer des Salomon. Plus précisément, le projet SOLWARA a pour objectif d'appréhender les impacts climatiques et bio-géochimiques de l'alimentation des eaux équatoriales par la mer des Salomon, à partir des observations historiques et collectées au sein du projet, et à partir de simulations haute-résolution (principalement celles réalisées au cours de cette thèse). Ce projet s'attachera en particulier à estimer les flux volumiques entrants et sortants de la mer des Salomon, leurs variabilités et partitions, à décrire les chemins empruntés par les eaux de la mer des Salomon s'écoulant vers l'équateur et les transformations de masses d'eau associées, et à appréhender le rôle joué par la mer des Salomon dans l'alimentation des eaux équatoriales. Cette thèse s'insère directement dans les projets SPICE et SOLWARA.

Objectifs de la thèse

Au sein des projets SPICE et SOLWARA, la problématique globale concernant la mer des Salomon repose donc sur l'appréhension des relations qu'il existe entre les eaux de la mer des Salomon et celles de la thermocline équatoriale, l'objectif étant à terme de comprendre le rôle joué par la mer des Salomon sur le climat du Pacifique Tropical et sur ENSO. Vu le peu de connaissances actuelles sur la mer des Salomon (même la circulation moyenne de cette région reste assez largement méconnue), un large éventail de questionnements scientifiques s'offrait à moi au sein de cette problématique. Parmi eux, j'ai choisi pour objectifs de cette thèse de caractériser la circulation à hauteur de la thermocline, la variabilité océanique, et les transformations de masses d'eau en mer des Salomon. De telles connaissances constituent une base pour l'étude des jonctions entre les courants de bord ouest du Pacifique Sud et l'EUC, et donc pour l'étude de la variabilité basse fréquence d'ENSO liée aux STC.

La méthodologie : un modèle haute-résolution...

Pour répondre aux questionnements scientifiques posés dans cette thèse, les deux principaux outils utilisés par les océanographes pour décrire l'océan, à savoir les observations

[2] http ://www.clivar.org/organization/pacific/pacific_SPICE.php

[3] Solwara signifie "la mer"en Papou. http ://www.pmel.noaa.gov/people/ganachaud/solwara.html

et la modélisation océanique, vont être utilisés parallèlement.

Les simulations numériques qui existaient au début de cette thèse ne permettant pas de simuler de façon fine et satisfaisante la circulation océanique et les masses d'eau en mer des Salomon, nous avons mis en œuvre un modèle haute-résolution de la région. En plus de nous permettre d'ajuster les simulations à la dynamique de la mer des Salomon, cette démarche nous a par ailleurs permis de réaliser différentes expériences de sensibilité dans le but d'étudier l'influence de différents paramètres sur les circulations en mer des Salomon. Une contrainte importante apparaît pour effectuer une modélisation réaliste de la mer des Salomon : une représentation réaliste de la bathymétrie. En effet, la bathymétrie de la région est complexe, avec notamment la présence de détroits étroits et de nombreuses îles. La prise en compte dans un modèle numérique de ces éléments bathymétriques fins qui peuvent contraindre la circulation nécessite notamment l'utilisation d'une grille à haute-résolution. Une stratégie originale de modélisation a été adoptée pour répondre à cette contrainte. En effet, nous avons mis en place au cours de cette thèse une hiérarchie de modèles qui permet de ne simuler à haute-résolution que la petite région de l'océan mondial que représente la mer des Salomon. Dans un premier temps, les sorties d'un OGCM global permettent de forcer un modèle régional du Pacifique sud-ouest, fonctionnant en frontières ouvertes et présentant la même résolution que le modèle global (1/4°). Dans un second temps, un modèle haute-résolution (1/12°) de la mer des Salomon est emboîté interactivement au sein du modèle régional.

Les sorties du modèle haute-résolution seront utilisées pour caractériser de façon fine la circulation dans la mer des Salomon à hauteur de la thermocline. La circulation en mer des Salomon a été peu étudiée jusqu'à présent. Les principales connaissances de cette circulation reposent sur l'existence du New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) sur le bord ouest de la mer des Salomon (Lindstrom et al., 1990; Murray et al., 1995). Ce courant est en partie alimenté par le North Queensland Current (NQC), courant de bord ouest s'écoulant vers l'équateur et issu de la bifurcation du SEC le long des côtes australiennes (Qu et Lindstrom, 2002; Kessler et Gourdeau, 2007). En réalité, la circulation en mer des Salomon est sans doute plus complexe que la vision classique du NGCU en tant qu'unique WBC, la géographie de la région se prêtant bien à l'existence d'un système complexe de WBCs.

Les échelles de temps interannuelles à décennales sont les plus pertinentes pour l'étude de la variabilité des jonctions entre les courants de bord ouest et l'EUC établies par les STC. Toutefois, nous commencerons par étudier la circulation moyenne en mer des Salomon et sa variabilité saisonnière. Cette démarche se justifie par l'état actuel des connaissances sur la circulation et sa variabilité dans la région. Dans un second temps, la variabilité interannuelle de la circulation sera abordée. Caractériser de façon fine la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon et sa variabilité aux échelles saisonnières et interannuelles représente une problématique phare de cette thèse. Cet objectif ne peut être atteint qu'en utilisant la modélisation haute-résolution à l'heure actuelle.

Les sorties du modèle haute-résolution seront également utilisées pour étudier les transformations de masses d'eaux susceptibles d'avoir lieu en mer des Salomon. Plusieurs processus physiques, tels les courants de bord intenses et cisaillés verticalement s'écoulant à travers une topographie complexe, le déferlement des ondes de marée interne (Niwa et Hibiya, 2001; Simmons et al., 2004a), et la forte activité méso-échelle, peuvent engendrer un mélange vertical significatif dans cette région. Les transformations résultantes des masses

d'eaux subtropicales transitant par la mer des Salomon pour rejoindre l'équateur via les STC sont importantes à caractériser. Elles sont en effet susceptibles de modifier les conditions de surface du Pacifique Equatorial via le mécanisme VT' présenté précédemment. Par suite, de telles transformations peuvent avoir un impact climatique et moduler à basse fréquence ENSO. Dans cette thèse, nous nous attacherons à caractériser les transformations de masses d'eaux en mer des Salomon. Pour cela, nous implémenterons dans notre modèle haute-résolution une paramétrisation développée récemment du mélange généré par le déferlement des ondes de marée interne. Un logiciel de suivi lagrangien sera alors utilisé pour quantifier les modifications de température et de salinité des eaux transitant par la mer des Salomon.

... et des observations

Toutefois, les modèles numériques sont imparfaits. Des simplifications et approximations sont effectuées sur les équations régissant la dynamique océanique du modèle et les phénomènes non résolus explicitement sont paramétrisés, ce qui constitue des sources d'erreur pour la dynamique océanique simulée par les modèles. De plus, même si le modèle d'océan utilisé était parfait, le caractère chaotique de la dynamique océanique et les incertitudes sur les conditions initiales et aux limites à prescrire au modèle engendreraient des différences entre l'océan simulé et l'océan réel. Une autre source d'information complémentaire à la modélisation numérique s'offre alors aux océanographes pour l'étude des océans : les observations.

De par sa vaste étendue, la large gamme d'échelles spatio-temporelles de variabilité qu'il présente, et l'ordre de grandeur relativement faible de ses propriétés, l'océan est un milieu difficile à observer. Peu d'observations in situ (campagnes océanographiques, flotteurs, bouées, ...) sont actuellement disponibles sur la mer des Salomon. La bathymétrie complexe rend difficile les observations par flotteurs (Argo), et peu de campagnes océanographiques ont eu lieu dans cette région reculée. Les observations in-situ disponibles nous donnent un aperçu à un instant et à un endroit donnés de la circulation et/ou des propriétés océaniques. Peu nombreuses en mer des Salomon, elles permettent simplement d'obtenir une esquisse de l'état moyen à grande échelle quand elles sont utilisées conjointement. Toutefois, les observations in-situ représentent une source précieuse d'information, et elles nous permettront d'évaluer le réalisme des simulations numériques réalisées, ce qui nous permettra de placer un certain niveau de confiance dans les résultats obtenus à partir de nos modèles numériques.

Les observations altimétriques, qui permettent un suivi quasi continu et synoptique de l'évolution du relief de la surface océanique avec une précision sub-décimétrique, sont devenues essentielles pour l'observation des océans. La variabilité du niveau de la mer observée en mer des Salomon est la plus élevée de tout le Pacifique Tropical sud. Dans ce contexte, et en considérant le faible nombre d'observations in situ disponibles dans la région, les données altimétriques se révèlent être particulièrement intéressantes pour l'étude de la mer des Salomon. Cependant, la mer des Salomon constitue une région challenge pour l'altimétrie, à cause de sa topographie chahutée qui présente de nombreuses îles et zones peu profondes. Deux jeux de données altimétriques complémentaires seront alors utilisés dans cette thèse pour étudier la variabilité de la circulation en mer des Salomon. Le premier jeu de données est celui classiquement utilisé dans les études altimétriques : les données AVISO grillées distribuées par le CNES qui combinent les données altimétriques

obtenues par plusieurs satellites. Toutefois, l'interpolation des données nécessaire à l'obtention de champs grillés ne prend pas en compte la bathymétrie complexe de la mer des Salomon. Pour cette raison, les données grillées AVISO peuvent se révéler inappropriées pour certaines analyses. Nous avons donc mis au point, avec le CTOH, un nouveau jeu de données en retraitrant les données altimétriques originales fournies par le satellite TOPEX/Poséidon le long de la trace de façon personnalisée dans le but de récupérer des données en mer des Salomon, notamment en zone côtière. Ces deux jeux de données nous permettront d'étudier sur une large gamme de fréquence la variabilité de la circulation en mer des Salomon, à la fois pour la dynamique grande échelle et pour les structures fines des WBCs. L'altimétrie sera également utilisée pour appréhender le rôle joué par la mer des Salomon lors des évènements ENSO, en relation avec les variations du volume d'eau chaude (WWV) de la Warm Pool du Pacifique.

Première partie

Contexte scientifique et enjeux

Chapitre 1

La mer des Salomon et son rôle potentiel pour la modulation d'ENSO

Sommaire

1.1 Introduction 14
1.2 Dynamique océanique et océan Pacifique Tropical 14
1.2.1 La circulation atmosphérique 15
1.2.2 Distribution spatiale de la température 16
1.2.3 Distribution spatiale de la salinité 17
1.2.4 Circulation océanique 17
1.2.5 Ajustement de la dynamique océanique 19
1.3 Le cycle saisonnier dans le Pacifique Tropical 20
1.4 La variabilité interannuelle dans le Pacifique Tropical : ENSO 20
1.4.1 Mécanismes physiques d'El Niño 21
Croissance d'un évènement : rétroactions positives 21
Terminaison d'un évènement : rétroactions négatives 23
1.4.2 Et la Niña ? 28
1.4.3 Les indices caractérisant ENSO 29
1.4.4 Modulation basse fréquence d'ENSO 29
Observations 29
Connexions extratropicales-tropicales 30
1.5 La mer des Salomon et ses impacts climatiques 34
1.5.1 Présentation de la mer des Salomon 34
1.5.2 La circulation dans le Pacifique sud-ouest et en mer des Salomon 35
Circulation océanique dans le Pacifique sud-ouest : alimentation de la mer des Salomon 35
Circulation océanique en mer des Salomon 38
1.5.3 La mer des Salomon : région clef pour les relations subtropiques-équateur ? 40
1.6 Conclusions 41

1.1 Introduction

L'océan Pacifique représente à lui seul près de la moitié de l'océan mondial (40 %) et sa surface est équivalente à celle de tous les continents réunis. Historiquement, l'océan Pacifique a été moins étudié que l'océan Atlantique, pour des raisons économiques et politiques : à l'époque de l'émergence de l'océanographie moderne[1], les principales nations industrialisées sont bordées par l'océan Atlantique. Pourtant le rôle de l'océan Pacifique sur le climat mondial est primordial. Le climat est conditionné par les interactions océan-atmosphère, qui ont principalement lieu dans les tropiques, là où les températures de l'océan de surface sont suffisament importantes pour que la convection ait lieu en continu. Le plus grand océan tropical est de loin celui du Pacifique : son extension zonale atteint la moitié de la circonférence terrestre. De plus, c'est dans l'océan Pacifique Tropical que l'on trouve la plus grande réserve d'eau chaude sur le globe : la Warm Pool. Cette région du Pacifique Tropical ouest vaste comme l'Europe, a les eaux les plus chaudes du globe, avec des températures moyennes de 28 à 29.5°C sur une couche allant de la surface à 100 mètres de profondeur ! A cause de ses particularités, l'océan Pacifique Tropical joue donc un rôle crucial sur le climat. De plus, c'est dans l'océan Pacifique Tropical qu'est générée la plus grande fluctuation climatique interannuelle mondiale : le phénomène El Nino Southern Oscillation (ENSO). Malgré de nombreux programmes de recherche (parmi lesquels TOGA, WOCE, CLIVAR, et les programmes satellitaires GEOSAT, TOPEX/Poséidon, JASON, ENVISAT) s'intéressant à ENSO, l'origine et la dynamique de ce phénomène climatique ne sont pas encore entièrement élucidées et ENSO reste difficile à prévoir. Les modulations basse fréquence d'ENSO influencent la circulation atmosphérique globale, et donc le climat sur de nombreuses régions du globe. Pour cette raison, comprendre les phénomènes responsables de la modulation basse fréquence d'ENSO apparaît comme une problématique importante.

Dans ce chapitre, nous expliquerons en quoi la mer des Salomon est une région potentiellement importante pour la modulation bassse fréquence d'ENSO. Pour cela, nous commencerons par décrire la dynamique du Pacifique Tropical, son état moyen et son cycle saisonnier. Nous détaillerons ensuite les mécanismes du phénomène ENSO tels qu'ils sont connus aujourd'hui. Puis, nous nous intéresserons plus particulièrement aux mécanismes qui ont été identifiés pour expliquer la modulation basse fréquence d'ENSO, en nous focalisant sur les cellules d'overturning méridien peu profondes, appelées les STCs. Nous finirons en expliquant en quoi la mer des Salomon peut être une région clef pour la modulation d'ENSO par le biais des STCs.

1.2 Dynamique océanique et océan Pacifique Tropical

L'océan est en premier lieu mis en mouvement par le Soleil (si l'on occulte les marées expliquées par l'attraction gravitationnelle du Soleil mais surtout de la Lune), dont le flux

[1] Comme le dit Jean-François Minster dans son livre *La Machine Océan*, "L'océanographie est à la fois presque aussi vieille que l'humanité et une science récente. Aussi antique que les premières colonisations des îles du Pacifique par les Mélanésiens dès le IIIème millénaire avant notre aire, (...) mais aussi récente puisque c'est en 1871 que la Royal Society recommanda que l'on organisât une expédition pour étudier la physique, la chimie, la biologie et les sédiments des océans.". Il s'agit de la campagne du Challenger, qui marque la naissance de l'océanographie moderne.

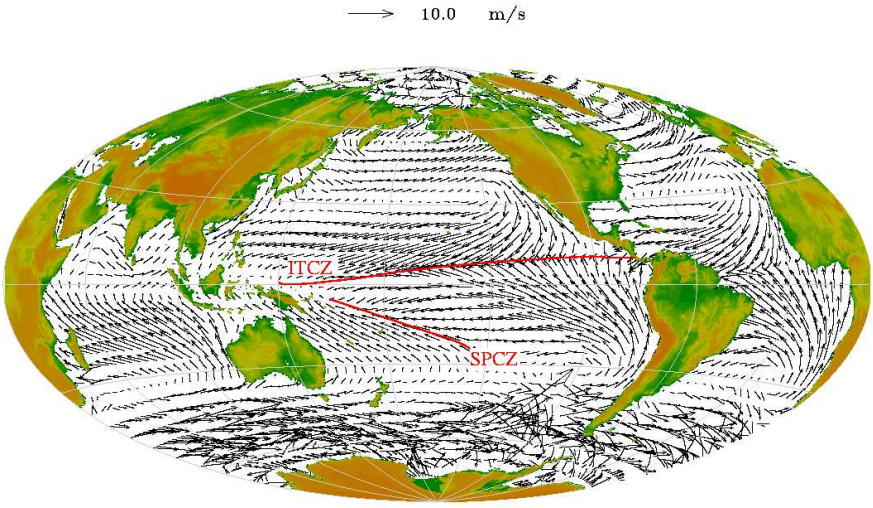


FIG. 1.1 – Climatologie COADS des vents de surface. Les positions moyennes des deux zones de convergence du Pacifique, l'ITCZ et la SPCZ, sont indiquées.

radiatif contrôle les trois forçages externes de la circulation océanique, à savoir la tension de vent, l'évaporation et les précipitations, et le réchauffement / refroidissement.

1.2.1 La circulation atmosphérique

Les variations du flux solaire avec la latitude, liées à la géométrie ellipsoïdique de notre planète, impliquent que l'océan reçoit un excès net de chaleur en zone tropicale et subit un déficit net de chaleur au delà de 30° de latitude. A l'équateur, l'air chauffé est donc moins dense qu'aux pôles. Comme la pression atmosphérique au niveau de la mer est déterminée par le poids de la colonne d'air, elle est plus forte aux pôles qu'à l'équateur. Ainsi, dans la basse atmosphère, un gradient méridien de pression dirigé des pôles vers l'équateur apparaît sous l'influence du Soleil. Dans la haute atmosphère, le gradient de pression est opposé. Une circulation atmosphérique méridienne, connue sous le nom de cellule de Hadley, se met donc en place avec, de façon très simplifiée, des vents soufflant des pôles vers l'équateur dans la basse atmosphère, une ascension d'air chaud à l'équateur, des vents soufflant de l'équateur vers les pôles dans la haute atmosphère et une subsidience d'air au niveau des pôles.

La rotation de la terre et la présence des continents modifient cette vue simplifiée de la circulation atmosphérique. Ainsi, la rotation de la Terre engendre la force de Coriolis pour les mouvements ayant lieu dans un référentiel tournant. Cette force dépend de la latitude (effet béta) et a pour effet de dévier la circulation vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud. Par conséquent, les branches inférieures des cellules de Hadley sont déviées dans les deux hémisphères et convergent vers l'équateur, ce qui donne naissance aux alizés. Ces vents, soufflant d'est en ouest dans les régions tropicales,

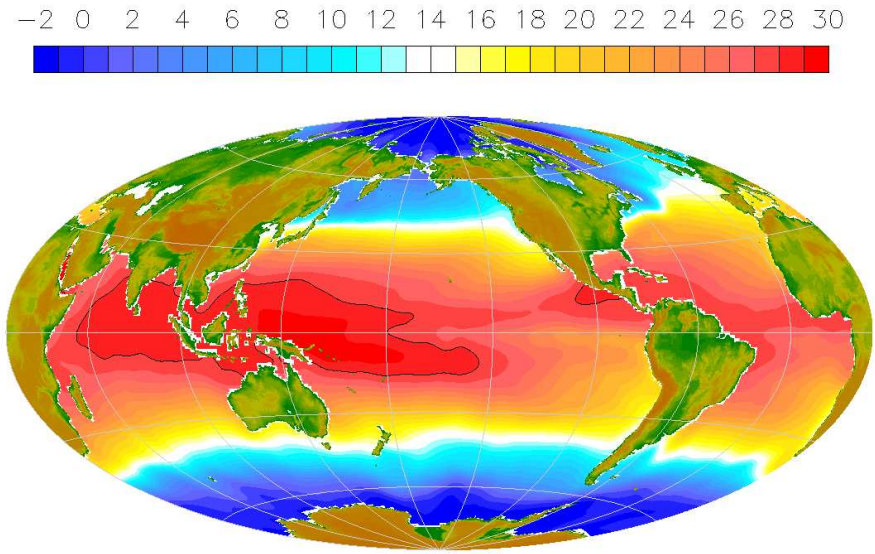


FIG. 1.2 – Climatologie de la température de surface (Levitus 1998). La position de la Warm Pool est indiquée par le contour marquant l'isotherme 28°C.

convergent vers deux régions au dessus de l'océan Pacifique Tropical (fig. 1.1) :

- L'ITCZ : la Zone de Convergence Inter Tropicale. Cette zone de convergence des alizés est commune à tous les océans, et s'étire d'est en ouest vers l'équateur. Dans le Pacifique, elle est légèrement décalée vers l'hémisphère nord, autour de 5°N.
- La SPCZ : la Zone de Convergence du Pacifique Sud. Cette seconde zone de convergence s'étend de la Papouasie Nouvelle-Guinée à la Polynésie Française. Bien que les raisons de l'existence de cette zone de convergence ne soient pas encore complètement connues, Zhang (2001) suggère que la SPCZ est issue d'un dédoublement de l'ITCZ dans le bord ouest du bassin sous l'action d'une advection d'air plus froid d'est en ouest le long de l'équateur.

En réalité, l'océan et l'atmosphère forment un système couplé : la circulation atmosphérique force la circulation océanique, et agit directement sur la répartition spatiale de température et de salinité. En retour, la circulation atmosphérique est directement influencée par la répartition des eaux chaudes de surface.

1.2.2 Distribution spatiale de la température

Dans le Pacifique Tropical, les alizés poussent les eaux de surface vers l'ouest. Pendant leur trajet vers l'ouest, ces eaux sont chauffées par le flux solaire. Un gradient de température se forme dans le Pacifique Equatorial (fig. 1.2), avec des eaux chaudes à l'ouest (SST >29°C), et des eaux plus froides à l'est ($SST \approx 23°C$). Ce gradient zonal de température renforce les alizés, ce qui marque le caractère couplé du système océan-atmosphère. Les eaux poussées le long de l'équateur par les alizés s'accumulent dans le bord ouest, formant ainsi la Warm Pool et produisant une dénivellation positive du niveau

de la mer d'environ 60 cm entre le Pacifique Equatorial est et le Pacifique Equatorial ouest.

La thermocline, qui est une zone séparant les eaux chaudes des eaux froides sur la verticale[2], est inclinée dans le Pacifique Tropical. En effet, dans le Pacifique Tropical ouest, l'accumulation des eaux chaudes enfonce la thermocline (vers 150 m de profondeur). Au contraire, dans le Pacifique Tropical est, des eaux froides profondes remontent vers la surface (upwelling) pour compenser la déplétion de la couche de surface provoquée par les alizés, ce qui entraîne une remontée de la thermocline (fig. 1.4) près de la surface océanique.

Dans les tropiques, une relation "miroir"existe entre la dénivelation de la surface océanique et la profondeur de la thermocline, liée à la nature barocline de la dynamique océanique tropicale. Une bonne approximation des relations entre les anomalies de dénivelation de la surface océanique (η) et de profondeur de la thermocline (h) est alors donnée par un modèle à 1 couche 1/2 en gravité réduite (g') :

$$\eta = \frac{g'}{g} h \tag{1.1}$$

$$g' = \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \tag{1.2}$$

Où $\Delta\rho$ représente les variations de densités moyennes des couches océaniques situées de part et d'autre de la thermocline, et ρ_0 est la densité moyenne de l'océan. Ainsi, dans les tropiques, les dénivelations de la profondeur de la thermocline reflètent celles de la surface avec une amplitude environ 150 fois (g'/g) supérieure.

La thermocline est située à environ 150 m de profondeur dans le Pacifique Tropical ouest, et à 50 m de profondeur à l'est, soit une dénivelation d'environ 100 m (qui correspond à environ 150 fois la dénivelation zonale de 60 cm de la surface océanique).

1.2.3 Distribution spatiale de la salinité

La répartition de salinité n'est pas non plus uniforme dans le Pacifique Tropical. Les alizés se chargent en humidité en traversant le bassin. Arrivés au dessus de la Warm Pool, les fortes SST permettent une ascension d'air par convection. En se condensant, cet air chargé d'humidité libère de fortes pluies au dessus de la Warm Pool, ce qui entraîne la présence de faibles salinités dans le Pacifique Equatorial ouest. La présence de la Warm Pool dans le Pacifique Tropical ouest est à l'origine de la formation d'une cellule de circulation atmosphérique zonale, nommée cellule de Walker. Cette cellule est formée par les alizés à la surface de l'océan, la convection d'air chaud et humide au dessus de la Warm Pool, des vents soufflant d'ouest en est vers les basses pressions dans la haute atmosphère, et une subsidience d'air sec dans le Pacifique Tropical est (fig. 1.4). A noter également que la présence de la Warm Pool, de l'ITCZ et de la SPCZ dans le Pacifique sud-ouest entraîne le bilan "Evaporation - Précipitation"le plus négatif du globe.

1.2.4 Circulation océanique

Ainsi, le flux radiatif solaire est à l'origine de l'inhomogénéité des répartitions spatiales de température et de salinité dans l'océan, via son impact direct sur la SST, l'évaporation

[2]Dans le Pacifique Tropical, l'isotherme 20°C est souvent prise comme proxy de la position de la thermocline.

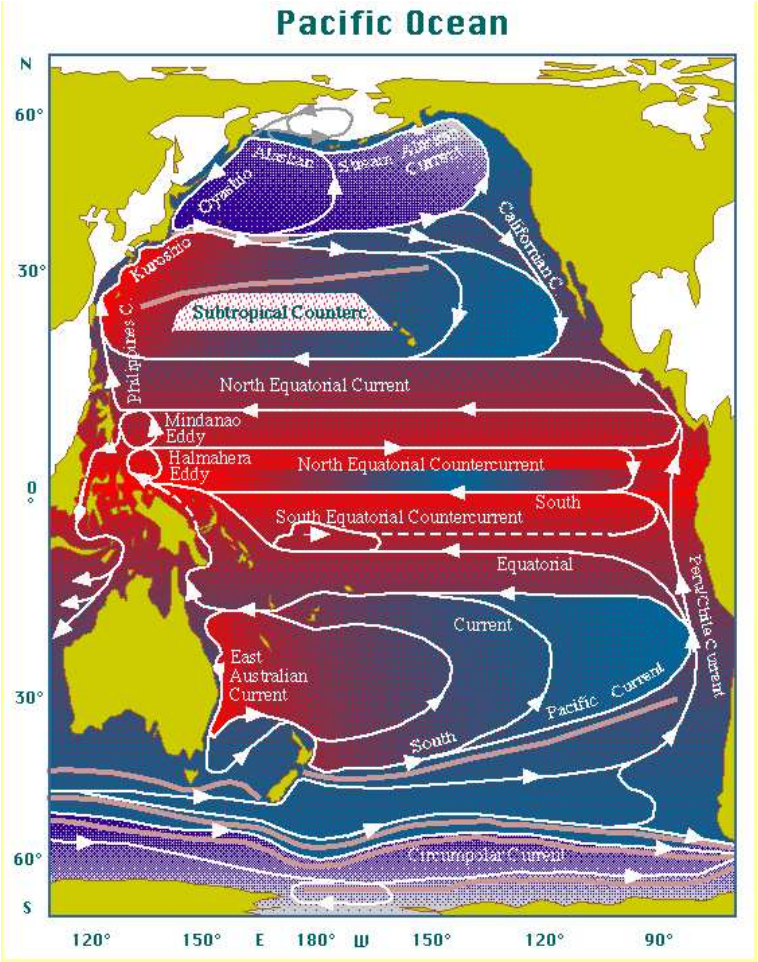


FIG. 1.3 – Courants intégrés verticalement dans le Pacifique.

(qui salinise et refroidit l'océan), les précipitations (qui diluent la salinité), et les courants qui sont notamment générés par transmission de la quantité de mouvement des vents à l'océan (équilibre d'Ekman). A pression constante, la densité de l'océan est fonction des deux paramètres thermodynamiques fondamentaux de l'eau de mer : sa température et sa salinité. Les variations de température et de salinité sont donc à l'origine de variations de densité. Comme la pression océanique à une profondeur donnée représente le poids de l'eau qui la surplombe, les variations de densité entraînent des variations de pression. Finalement, les variations de température et de salinité sont à l'origine de forces de pression à l'intérieur de l'océan, et, à l'échelle planétaire, elles sont à l'origine de la circulation océanique profonde, la circulation thermohaline.

Le vent, la force de Coriolis, et les forces de pression océanique sont les trois principales forces motrices de la circulation océanique[3] (équilibre de Sverdrup).

La force de Coriolis s'annulant à l'équateur, les alizés sont essentiellement zonaux et imposent une circulation zonale dans la bande intertropicale, avec une alternance de courants dirigés tantôt vers l'est et tantôt vers l'ouest (fig. 1.3). Les North et South Equatorial

[3]En réalité, la force de Coriolis n'est pas une force motrice, mais une pseudo-force. Elle dévie simplement les écoulements vers la droite dans l'hémisphère nord, et vers la gauche dans l'hémisphère sud.

Currents (SEC et NEC), générés et contrôlés par les alizés, s'écoulent d'est en ouest de part et d'autre de l'ITCZ (au nord de 10°N pour le NEC, au sud de 3°N pour le SEC). Ces deux larges courants forment la branche s'écoulant vers l'ouest des gyres subtropicales et tropicales (fig. 1.3). Les Low Latitude Western Boundary Currents (LLWBCs) constituent l'écoulement de retour vers l'équateur des gyres tropicales. Il s'agit du Mindanao Current dans l'hémisphère nord et des New Guinea Coastal Current et Undercurrent (NGCC/NGCU) dans l'hémisphère sud. Dans l'océan intérieur, l'eau accumulée vers l'ouest par le NEC et le SEC a tendance à refluer vers l'est dans les couloirs de vents faibles ou variables. Ainsi, le North Equatorial Counter Current (NECC) s'écoule vers l'est sous l'ITCZ, entre 10°N et 3°N. Le NECC est donc intercalé entre le SEC et le NEC. Dans l'hémisphère sud, le contre courant équatorial, le SECC, est plus faible, non permanent, et ne s'écoule que dans la partie ouest du bassin Pacifique vers 9°S. Le SEC, le SECC, le NGCC et le NGCU seront davantage détaillés dans la section 1.5.2.

La thermocline équatoriale est le siège d'un courant intense et étroit : le Sous Courant Equatorial (EUC, fig. 1.14). Dynamiquement, l'existence de ce courant s'explique par la présence d'un gradient de pression le long de l'équateur. Comme nous l'avons vu, les alizés créent une pente du niveau de la mer positive vers l'ouest, ce qui engendre une force de pression océanique dirigée vers l'est. Dans la couche de surface, les effets du vent sont dominants (couche d'Ekman, profonde d'environ 100 m dans le Pacifique Tropical) et empêchent les eaux de descendre le gradient de pression. Dans la thermocline, placée sous la couche d'Ekman, le vent n'influence plus directement les courants et les eaux sont donc directement soumises à la force de pression, formant l'EUC qui remonte la thermocline en traversant le Pacifique Equatorial. Ce courant est singulier par son étroitesse (150 m sur la verticale, 300 km de large méridionnalement) et son extension zonale, puisqu'il traverse quasiment tout le Pacifique Equatorial.

D'après la théorie d'Ekman, le transport net dans la couche directement influencée par le vent se fait perpendiculairement au vent, à droite dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud (inversion du paramètre de Coriolis). Comme les alizés soufflent vers l'ouest de part et d'autre de l'équateur, il en résulte un transport vers le nord dans l'hémisphère nord et vers le sud dans l'hémisphère sud. Pour compenser la déplétion de la couche de surface provoquée par la divergence des transports d'Ekman à l'équateur, des upwellings[4] ont lieu le long de l'équateur. Ces upwellings équatoriaux, combinés à l'advection par le SEC d'eaux froides issues des upwellings côtiers d'Amérique du Sud, participent à l'existence de la langue d'eau froide observée dans le Pacifique Equatorial est (fig. 1.2, Izumo et al. (2002)).

1.2.5 Ajustement de la dynamique océanique

Un des traits caractéristiques de la dynamique tropicale est l'importance des ondes de Rossby et de Kelvin. Comme dans tout milieu fluide, les ondes océaniques sont excitées par des perturbations (anomalies de vent, de flux de chaleur, de flux d'eau douce, action d'une autre onde, ...) qui déforment le milieu (anomalies de hauteur de mer, de profondeur de la thermocline, de courants, ...). Ces ondes permettent l'ajustement de l'océan aux perturbations qui les ont générées en propageant l'information sur de grandes distances.

[4]Les upwellings correspondent à des remontées d'eaux de subsurface froides vers la surface.

Parmi les nombreux types d'ondes océaniques, les ondes de Rossby et de Kelvin jouent un rôle clef dans la dynamique du Pacifique Tropical. Les ondes de Rossby se propagent exclusivement vers l'ouest, mais leur vitesse de propagation diminue avec la latitude. La force de rappel à l'œuvre est l'effet béta, lié aux variations de la force de Coriolis avec la latitude. Les ondes de Kelvin sont de deux types : les ondes de Kelvin équatoriales, qui se propagent vers l'est le long de l'équateur, et les ondes de Kelvin côtières, qui se propagent le long des côtes en les laissant sur la droite dans l'hémisphère nord, et sur la gauche dans l'hémisphère sud. La force de rappel des ondes de Kelvin est la gravité. Ces trois types d'ondes sont liés dans l'océan. Par exemple, après s'être propagée vers l'est le long de l'équateur, une onde de Kelvin équatoriale peut se réfléchir au bord est en ondes de Kelvin côtières se propageant vers les pôles. Ces ondes peuvent à leur tour générer des ondes de Rossby se propageant vers l'ouest. Une fois le bord ouest atteint, ces ondes de Rossby peuvent se réfléchir en ondes de Kelvin côtières se propageant vers l'équateur. Enfin, ces ondes de Kelvin côtières peuvent exciter de nouvelles ondes de Kelvin équatoriales.

1.3 Le cycle saisonnier dans le Pacifique Tropical

L'état moyen décrit ci-dessus est modulé aux échelles saisonnières par la marche annuelle du Soleil qui traverse l'équateur deux fois par an. En été austral, le Soleil réchauffe plus les eaux du Pacifique Sud que celles du Pacifique Nord. Il en résulte un affaiblissement des alizés dans le Pacifique Tropical sud, qui va de paire avec un déplacement de l'ITCZ vers l'équateur (2°N), et un déplacement de la SPCZ vers le sud (10°S). Au contraire, en été boréal, le Soleil réchauffe plus l'hémisphère nord. Les alizés du sud-est sont renforcés et traversent l'équateur, repoussant l'ITCZ et la SPCZ vers leurs positions les plus septentrionales (vers 10°N et l'équateur respectivement).

Ces variations saisonnières des alizés modulent la circulation océanique dans le Pacifique Tropical. L'intensification des alizés dans le Pacifique Sud en hiver austral entraîne une intensification du SEC en surface, et une intensification de l'EUC en automne austral dans le Pacifique ouest.

1.4 La variabilité interannuelle dans le Pacifique Tropical : ENSO

A la fin du XIX^{eme} siècle, El Niño désignait l'apparition annuelle, de Noël à avril, d'un courant chaud s'écoulant vers le sud le long des côtes ouest du Pérou et de l'Equateur. Certaines années, ce courant chaud est plus intense qu'à l'accoutumée et parvient jusqu'à des latitudes anormalement méridionales, provoquant une diminution drastique des ressources halieutiques au large des côtes ouest de l'Amérique du Sud et une augmentation des précipitations sur ces pays (années d'abondance pour l'agriculture). Peu à peu, le terme El Niño a été utilisé pour faire réfèrence à ces évènements interannuels inhabituels.

Dans les années 1950-1960, les scientifiques réalisent que les anomalies chaudes ne sont pas cantonnées aux côtes ouest de l'Amérique du Sud, mais qu'El Niño est en réalité un phénomène de grande échelle affectant tout l'océan Pacifique Tropical. En 1969, Bjerknes met en évidence le couplage existant entre El Niño et la Southern Oscillation. Cette oscillation interannuelle, découverte par Walker dans les années 1920-1930, est caractérisée

par un mouvement de balançoire de la pression atmosphérique au niveau de la mer entre la région Australo-Indonésienne (centre de basses pressions) d'une part, et le Pacifique Tropical sud-est (centre de hautes pressions) d'autre part. Ainsi, quand la pression atmosphérique est anormalement élevée dans une de ces régions, elle est simultanément anormalement faible dans l'autre. Cette oscillation de la pression océanique de surface entraîne une modulation de l'intensité des alizés dans le Pacifique Tropical.

Ainsi, El Niño est la composante océanique, et la Southern Oscillation la composante atmosphérique d'un même phénomène couplant l'océan et l'atmosphère et appelé ENSO (El Niño Southern Oscillation).

ENSO représente la fluctuation climatique interannuelle la plus importante à l'échelle du globe. Si son origine se situe dans le Pacifique, des téléconnexions climatiques rendent mondiales ses répercussions. L'évènement de 1997-98, le plus fort du XX^{eme} siècle, aurait provoqué à l'échelle du globe la mort de 24 000 personnes, le déplacement de près de 6 millions de personnes, et provoqué 34 milliards de dollars de dégâts (selon l'Organisation Mondiale de la Météorologie). La compréhension et la prévision du phénomène climatique El Niño aideraient à réduire ses impacts humains et économiques, et représentent donc une problématique d'importance pour la communauté scientifique.

1.4.1 Mécanismes physiques d'El Niño

La compréhension des phénomènes physiques à l'origine d'ENSO a connu des progrès significatifs depuis les années 1980. Cependant, malgré les efforts de la communauté scientifique, les mécanismes d'ENSO ne sont pas encore entièrement élucidés et les performances des prévisions restent à améliorer.

La nature même du phénomène climatique divise encore les scientifiques. D'une part, ENSO peut être vu comme un cycle, ie un mode oscillatoire naturel, instable et auto entretenu du système couplé océan-atmosphère dans le Pacifique Tropical. D'autre part, ENSO peut être vu comme un mode stable du système couplé océan-atmosphère, déclenché par la variabilité stochastique atmosphérique. Aujourd'hui, on ne connaît pas avec certitude les causes de déclenchement d'un évènement. En ce qui concerne la phase d'initiation d'El Niño, différents scénarios ont été observés, avec des anomalies chaudes de température apparaissant en premier lieu soit le long des côtes d'Amérique du Sud au printemps, puis se propageant vers l'ouest (scénario observé entre 1950 et 1976), soit dans le Pacifique Equatorial central et ouest, puis se propageant vers l'est et le long des côtes d'Amérique du Sud (1976-1996), soit à la fois dans le Pacifique Equatorial central et ouest et le long des côtes d'Amérique du Sud (1997-1998).

Une fois initié, le déroulement d'un évènement El Niño est lui bien mieux connu. Quelle que soit la nature de l'évènement (mode oscillatoire auto-entretenu ou mode stable déclenché par un forçage stochastique), il n'en reste pas moins que dans sa phase mature, des anomalies positives de SST sont observées dans le Pacifique Equatorial central et est. Des rétroactions positives du système couplé océan-atmosphère permettent la croissance d'un évènement, tandis que des rétroactions négatives sont nécessaires pour stopper la croissance d'un évènement et permettre un retour vers un état normal.

Croissance d'un évènement : rétroactions positives

Illustrons la rétroaction positive à l'origine de la propagation vers l'est des anomalies chaudes de SST. Dans la phase d'initiation, des anomalies positives de SST sont observées

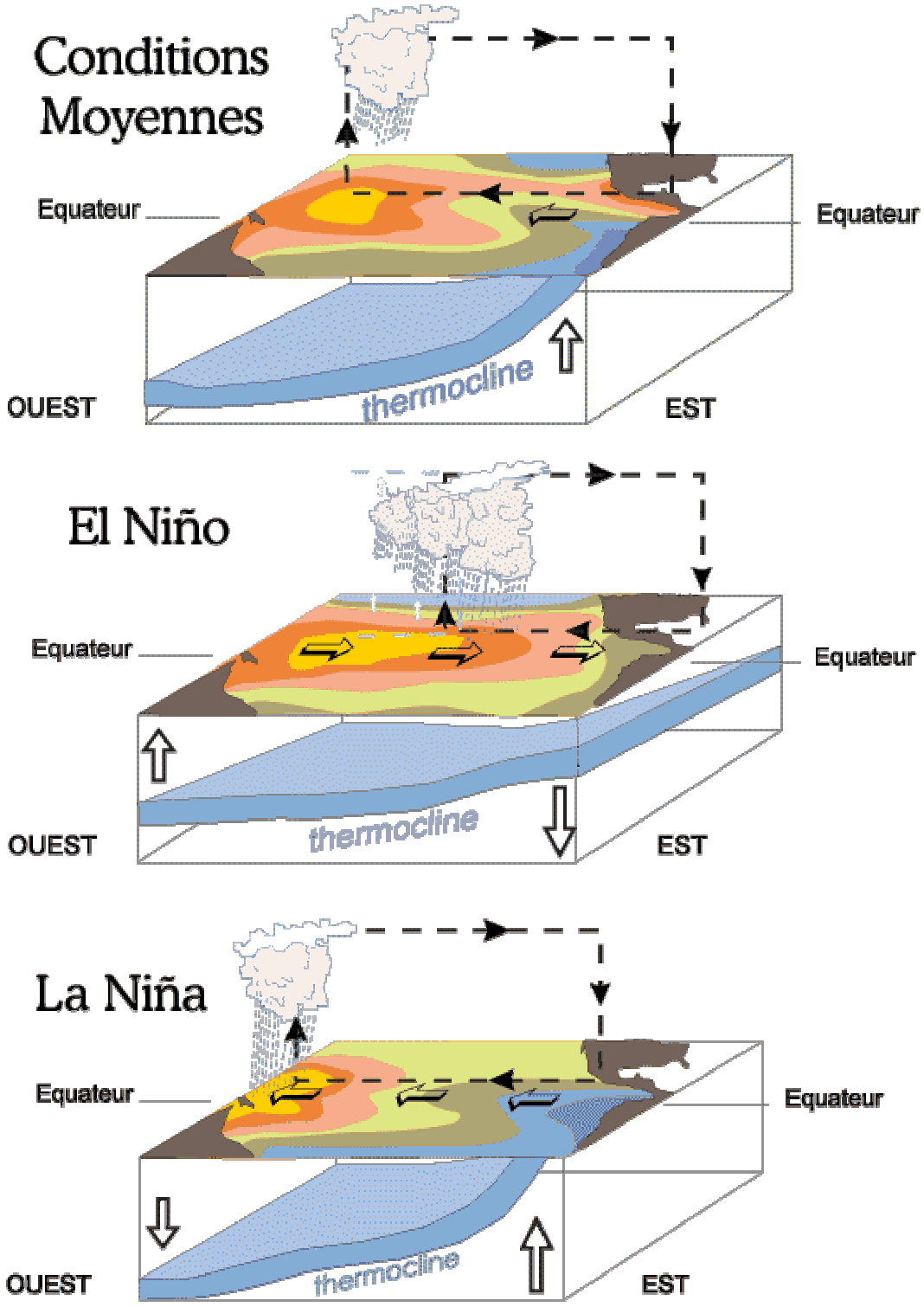


FIG. 1.4 – Représentation schématique des conditions atmosphériques (cellule de Walker) et océaniques en situation normale (en haut), en situation El Niño (au milieu) et en situation La Niña (en bas).

à l'est de la Warm Pool. Elles peuvent être causées par des coups de vents d'ouest qui déplacent légèrement la Warm Pool vers l'est. Ces coups de vents d'ouest, appelés Westerly Wind Bursts (WWB), peuvent survenir en période de faibles alizés, quand le gradient zonal de pression atmosphérique au dessus du Pacifique Tropical est anormalement faible. La présence de ces anomalies chaudes à l'est de la Warm Pool réduit le gradient équatorial de température, et comme le système océan-atmosphère est couplé, les alizés sont diminués. Le processus s'amplifie : les alizés étant plus faibles, ils advectent en moins grande quantité les eaux de surface, le gradient de température le long de l'équateur diminue, etc. La circulation atmosphérique est modifiée par le déplacement des eaux chaudes, et la branche ascendante de la cellule de Walker, située au dessus des eaux chaudes, se déplace vers l'est. Ainsi, les fortes pluies qui lui sont associées se déplacent également vers l'est, ce qui provoque des sécheresses dans le Pacifique Tropical ouest, et des inondations sur les côtes occidentales d'Amérique du Sud (fig. 1.4). En outre, les coups de vents d'ouest exercent une pression sur la surface océanique qui génère des ondes de Kelvin équatoriales de downwelling[5] (se propageant vers l'est à une vitesse d'environ 2.5 m/s) et des ondes de Rossby d'upwelling (se propageant vers l'ouest à une vitesse de 0.8 m/s). Ces ondes, en se propageant, aplatissent la thermocline. Par conséquent, les upwellings qui ont lieu dans le Pacifique est et le long de l'équateur font remonter à la surface des eaux anormalement chaudes dans ces régions, ce qui participe à la présence d'anomalies chaudes dans le Pacifique Equatorial central et est, réduisant d'autant plus le gradient de température le long de l'équateur.

Cette rétroaction positive (Bjerknes, 1969) du système couplé océan-atmosphère permet la croissance des anomalies et amène El Niño dans sa phase mature, au cours de laquelle le Pacifique Equatorial connaît une phase chaude.

Terminaison d'un évènement : rétroactions négatives

Une fois la phase mature d'El Niño atteinte, des rétroactions négatives du système couplé océan-atmosphère sont nécessaires pour endiguer la croissance des anomalies et terminer l'évènement. Quatres rétroactions négatives différentes ont été avancées par la communauté scientifique. Chacune correspond à un oscillateur permettant de modéliser El Niño comme une oscillation naturelle et auto-entretenue, avec une phase croissante de l'oscillation expliquée par la rétroaction positive de Bjerknes présentée ci-dessus. Cependant, même dans le cas où ENSO serait non cyclique et déclenché par la variabilité stochastique atmosphérique, les rétroactions négatives avancées par ces quatres oscillateurs seraient à même d'opérer et de terminer un évènement.

L'oscillateur retardé (Suarez et Schopf, 1988; Battisti et Hirst, 1989)
Cette théorie met en avant la réflexion des ondes de Rossby générées par les WWB dans la phase d'initiation d'El Niño et est illustrée sur la figure 1.5. Les anomalies positives de SST dans le Pacifique Equatorial central génèrent des anomalies de vents d'ouest (flèches épaisses). Ces anomalies de vents génèrent à leur tour (1) des ondes de Kelvin de downwelling (Kdown) qui se propagent vers l'est et qui ont pour effet d'intensifier les anomalies positives de SST (rétroaction positive pendant la phase croissante d'El Niño), et (2) des

[5]Une onde de downwelling se traduit par un approfondissement de la thermocline et par une bosse de la surface océanique. Au contraire, une onde d'upwelling se traduit par une remontée de la thermocline et par un creux de la surface océanique.

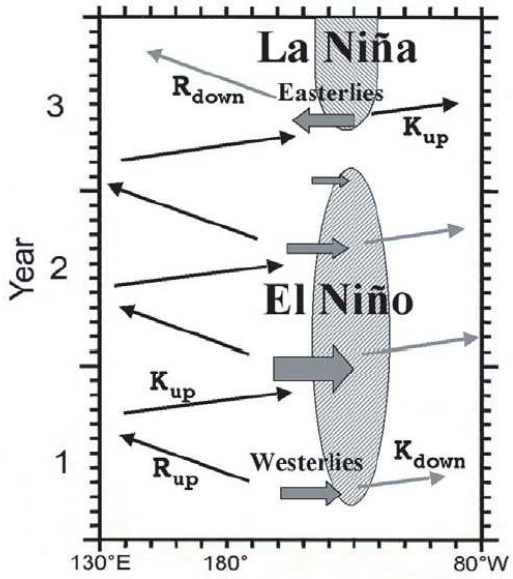


FIG. 1.5 – Représentation schématique de l'oscillateur retardé. Se référer au texte pour les explications. D'après Wang et Picaut (2004).

ondes de Rossby d'upwelling (Rup) qui, après s'être propagées vers l'ouest, sont réfléchies en ondes de Kelvin d'upwelling (Kup) équatoriales au bord ouest du bassin (fig. 1.5). Pendant leur traversée du bassin, ces ondes de Kelvin d'upwelling remontent la thermocline dans le Pacifique Equatorial central et est, ce qui favorise les upwellings d'eaux froides, et permet donc de rétablir le gradient de température le long de l'équateur, renforçant ainsi les alizés. Cette rétroaction négative engendre la décroissance des anomalies chaudes de SST dans le Pacifique central et est, et permet un retour à la normale.

L'oscillateur de recharge/décharge (Jin, 1997)
La dynamique des ondes équatoriales n'est pas explicite pour cet oscillateur. Dans cette théorie, la rétroaction négative avancée pour terminer un évènement El Niño serait le drainage vers les pôles des eaux chaudes advectées vers l'est le long de l'équateur pendant El Niño (fig. 1.6). Avant le déclenchement d'un évènement, le volume d'eau chaude du Pacifique Tropical se recharge progressivement par convergence des transports méridiens de Sverdrup (fig. 1.6 III). La thermocline est alors anormalement enfoncée par l'accumulation des eaux chaudes en surface (fig. 1.6 IV). Pendant El Niño, les anomalies de vent d'ouest entraînent une décharge méridienne du volume d'eau chaude par transport divergent de Sverdrup à l'équateur (fig. 1.6 I). Comme le volume d'eau chaude est limité, la durée d'un évènement l'est aussi. La fonction climatique d'El Niño serait donc de redistribuer les eaux chaudes de la Warm Pool vers les pôles. Une fois la couche de surface drainée, son amincissement entraîne une remontée de la thermocline vers la surface (fig. 1.6 II). Les upwellings le long de l'équateur et des côtes ouest du continent Américain sont renforcés et rétablissent le gradient de température équatorial, ce qui renforce les alizés (fig. 1.6 III).

L'oscillateur du Pacifique Equatorial ouest (Weisberg et Wang, 1997; Wang et al., 1999)
Cet oscillateur utilise le couplage océan-atmosphère dans le Pacifique ouest comme rétro-

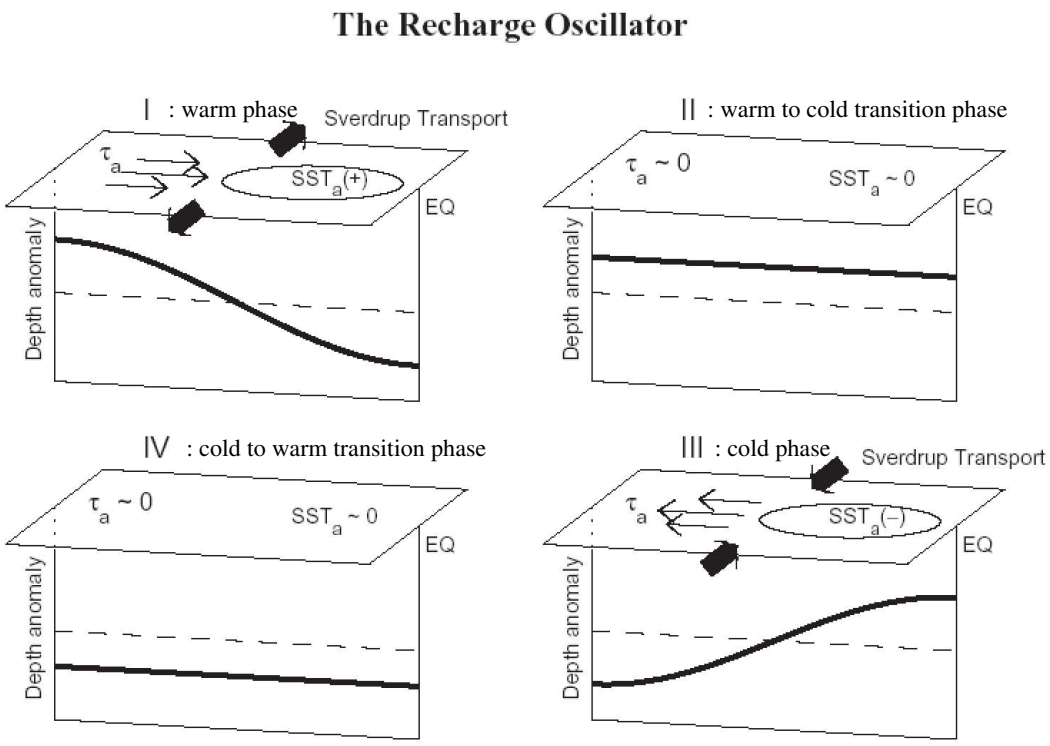


FIG. 1.6 – Représentation schématique des quatres phases de l'oscillateur de recharge/décharge : (I) phase chaude, (II) transition de la phase chaude à la phase froide, (III) phase froide, (IV) transition de la phase froide à la phase chaude. Dans les panneaux horizontaux, représentant le Pacifique Tropical, τ_a et les flèches fines représentent les anomalies de vents, SST_a représente les anomalies de SST dans le Pacifique Equatorial est, les flèches pleines représentent les transports de Sverdrup, et la ligne épaisse dans les panneaux verticaux représente les anomalies de profondeur de la thermocline dans le Pacifique Tropical. D'après Wang et Picaut (2004).

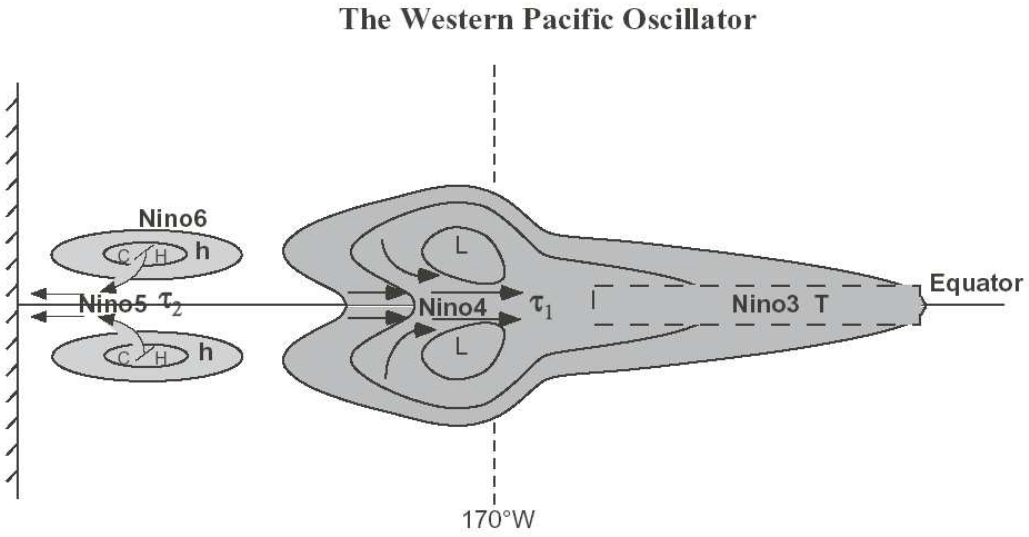


FIG. 1.7 – Représentation schématique de l'oscillateur du Pacifique Equatorial ouest. D'après Wang et Picaut (2004).

action négative (fig. 1.7). Comme nous l'avons vu précédemment, la cellule de Walker se déplace au cours d'un évènement El Niño, apportant de fortes pluies dans le Pacifique Equatorial central. La libération d'énergie par condensation dans l'atmosphère est à l'origine de la création d'une paire de cyclones extra-équatoriaux vers 170°W. Ces cyclones génèrent des anomalies de vents d'ouest à l'équateur qui engendrent des ondes de Kelvin de downwelling. L'approfondissement de la thermocline qui en résulte est à l'origine d'anomalies positives de SST à l'est de 170°W. Une rétroaction positive additionnelle se met donc en place. Dans les régions extratropicales, la paire de cyclones créé un pompage d'Ekman qui remonte la thermocline. Cette anomalie de faible profondeur de la thermocline s'étend dans le Pacifique Tropical ouest, entraînant des anomalies froides de SST par upwelling et une augmentation de la pression atmosphérique de surface dans le Pacifique extra-tropical ouest. Ces anomalies de pression créent des anomalies de vents anticycloniques dans le Pacifique Tropical ouest pendant la phase mature d'El Niño. Près de l'équateur, les vents d'est associés à ces anomalies anticycloniques génèrent des ondes de Kelvin équatoriales d'upwelling. Les anomalies froides de SST associées à ces ondes se propagent alors vers l'est et apportent une rétroaction négative pour terminer l'évènement.

L'oscillateur advectif/réflectif (Picaut et al., 1997)
Il a été observé une convergence océanique sur le bord est de la Warm Pool. Cette zone de convergence est advectée vers l'est par des anomalies de courants zonaux pendant El Niño, offrant ainsi une rétroaction positive additionnelle pendant la phase croissante de l'évènement. Trois rétroactions négatives sont proposées pour repousser la Warm Pool dans la partie ouest du bassin pour cet oscillateur (fig. 1.8) :

- une advection par des courants zonaux moyens s'écoulant vers l'ouest et convergeant sur le bord est de la Warm Pool,
- une advection par des anomalies de courants vers l'ouest liées à la réflexion sur le bord ouest de l'onde de Rossby d'upwelling générée dans le Pacifique Equatorial

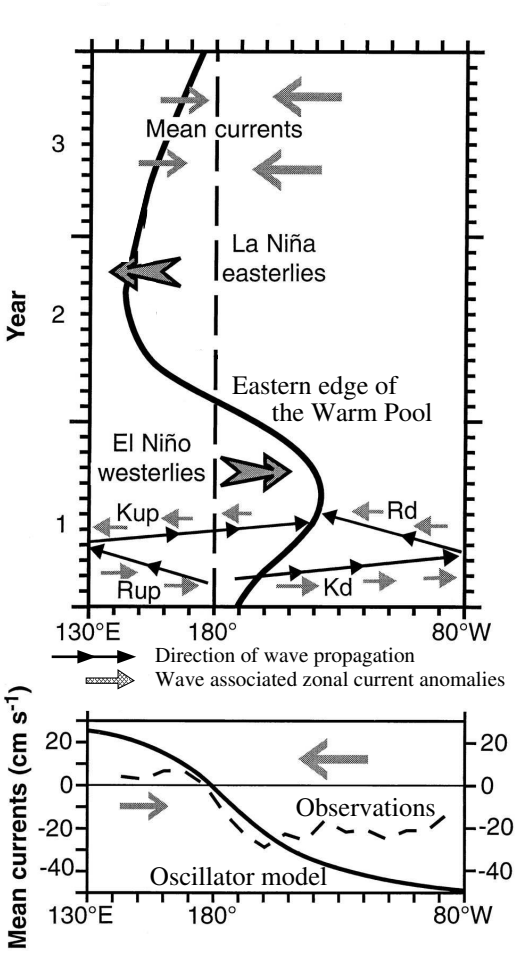


FIG. 1.8 – Représentation schématique de l'oscillateur advectif/réflectif. D'après Picaut et al. (1997). En haut : diagramme longitude-temps moyenné entre 2°S et 2°N. En bas : courants zonaux moyennés entre 2°S et 2°N dans les observations (ligne pointillée) et dans le modèle de l'oscillateur advectif/réflectif (ligne pleine).

central pendant la phase d'initiation en onde de Kelvin d'upwelling,

– une advection par des anomalies de courants vers l'ouest liées à la réflexion sur le bord est de l'onde de Kelvin de downwelling générée dans le Pacifique Equatorial central pendant la phase d'initiation en onde de Rossby de downwelling sur le bord est.

Ces quatres modèles oscillatoires sont susceptibles d'opérer en même temps dans la nature. Pour cette raison, Wang (2001) a proposé un oscillateur prenant en compte les quatres rétroactions négatives proposées, unifiant ainsi ces quatres théories (fig. 1.9). Une revue des phénomènes physiques à l'œuvre lors d'El Niño est proposée par Wang et Picaut (2004).

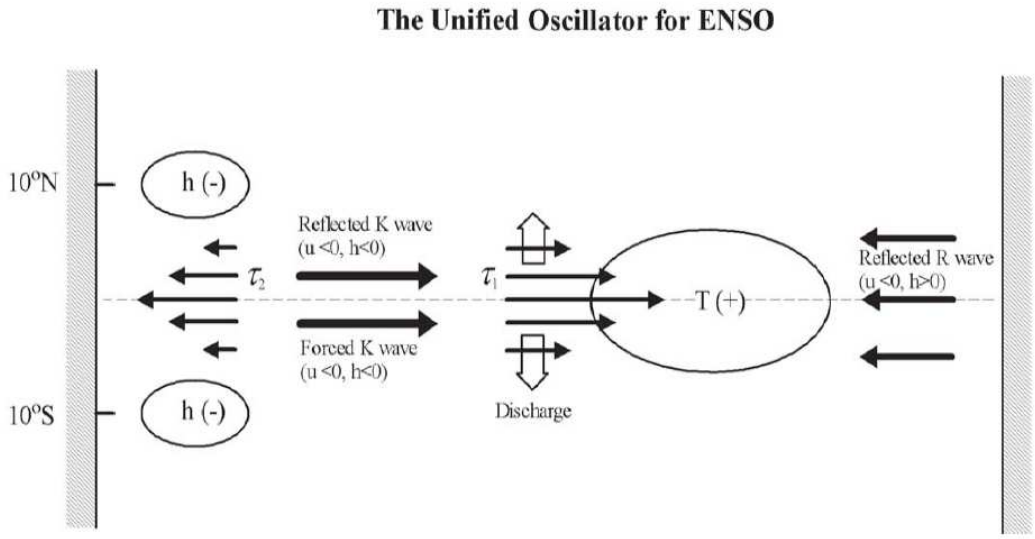


FIG. 1.9 – Représentation schématique de l'oscillateur unifié. D'après Wang et Picaut (2004).

1.4.2 Et la Niña ?

La Niña fait référence à une situation inverse de celle observée au cours d'El Niño. Pendant les évènements La Niña, des anomalies froides de SST sont observées dans le Pacifique Equatorial central et est. En période La Niña, les conditions dans le Pacifique Tropical correspondent à une exagération de l'état normal : la Warm Pool est déplacée vers l'ouest, les alizés sont renforcés, et la thermocline est plus inclinée (fig. 1.4). Ainsi, El Niño et la Niña représentent les phases opposées du cycle ENSO.

Toutefois, il existe une asymétrie entre La Niña et El Niño. La Niña n'est pas l'exacte opposée d'El Niño, et est moins bien définie. Les Niños sont des évènements d'une durée moyenne de 9 à 12 mois, calés sur le cycle annuel, présentant un déroulement prévisible, avec un début, une apogée et une fin. Au contraire, les évènements La Niña peuvent durer beaucoup plus longtemps, se renforcer et diminuer plusieurs fois. Si un évènement El Niño n'est pas nécessairement suivi directement d'un évènement La Niña (et vice-versa), la transition d'une phase El Niño à une phase La Niña peut aussi être très rapide, comme ce fut le cas pour le plus fort El Niño du XX^{eme} siècle, où une chute de 7°C fut observée pour les températures de surface à l'équateur à 125°W au cours du mois de mai 1998 !

Ainsi, les théories basées sur les oscillateurs présentés précédemment sont incomplètes et ne permettent de représenter que partiellement le phénomène ENSO. Ces théories, qui voient ENSO comme un phénomène cyclique, supposent que chaque phase du phénomène amène à la suivante, le système ayant ainsi une mémoire des conditions antérieures. Si les étapes d'initiation, d'apogée et de terminaison d'El Niño se succèdent effectivement en accord avec les théories oscillatoires, il semble que le passage de La Niña à un nouvel évènement El Niño marque une rupture dans le cycle, et que des conditions extérieures à cette dynamique cyclique soient requises pour amorcer un nouvel épisode El Niño (Kessler, 2002).

Les conséquences climatiques associées à La Niña ont globalement tendance à s'opposer

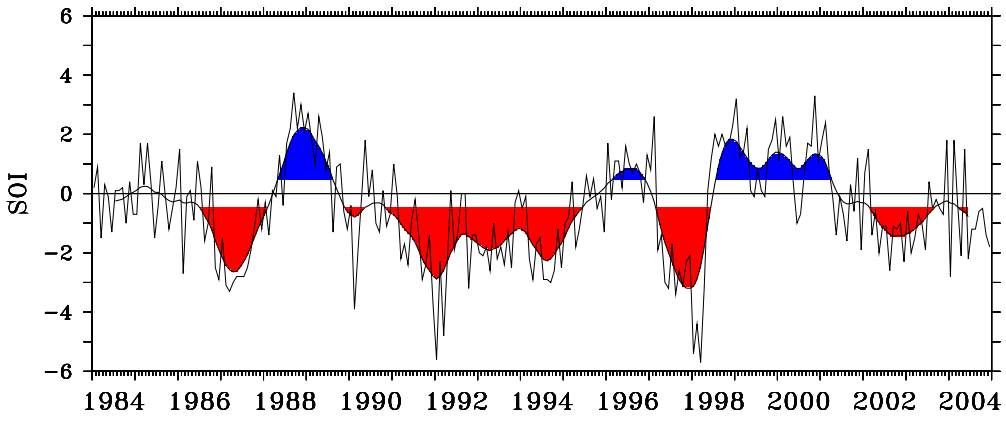


FIG. 1.10 – Série temporelle du SOI. La ligne fine montre les valeurs mensuelles du SOI, la ligne épaisse le SOI avec un lissage à 13 mois (filtre de Sparzen). Les périodes La Niña sont montrées en bleu et correspondent à un SOI supérieur à 0.5. Les périodes El Niño sont montrées en rouge et correspondent à un SOI inférieur à -0.5.

à celles liées à El Niño, et sont moins prononcées.

1.4.3 Les indices caractérisant ENSO

Le phénomène ENSO influençant les diverses composantes du système climatique, de nombreux indices ont été définis pour permettre de caractériser les évènements El Niño et La Niña. Toutefois, deux indices sont principalement utilisés aujourd'hui.

Le premier, le SOI (Southern Oscillation Index), est un indice atmosphérique qui caractérise l'intensité de la Southern Oscillation. Cet indice représente la différence de pression au niveau de la mer entre Darwin (Autralie) et Tahiti (Polynésie Française). Il s'exprime en unités normalisées de déviation standard de ces différences de pression. Le SOI (fig. 1.10) permet donc de repérer les périodes El Niño (SOI <-0.5) et les périodes La Niña (SOI >0.5). Cet indice présente plusieurs avantages : sa série temporelle est longue (depuis 1882) et sa mesure est robuste (les erreurs instrumentales associées aux mesures de pression sont faibles, et les variations du champ de pression atmosphérique sont grande échelle).

Le second indice principalement utilisé pour caractériser les périodes El Niño et La Niña est un indice océanique, nommé Niño 3-4. Cet indice représente les anomalies de température de surface moyennées dans le Pacifique équatorial central (dans la région comprise entre 5°N et 5°S, et 170°W et 120°W). Les évènements El Niño (respectivement La Niña) sont alors couramment définis comme les périodes pour lesquelles la moyenne courante sur 5 mois de l'indice Niño 3-4 est supérieure à +0.4°C (respectivement inférieure à -0.4°C) pendant au moins 6 mois consécutifs.

1.4.4 Modulation basse fréquence d'ENSO

Observations

Les caractéristiques d'El Niño sont modulées aux échelles décennales et multidécennales. Ainsi, il existe des périodes au cours desquelles les évènements ENSO sont plus intenses,

ou au cours desquelles on dénombre plus d'évènements El Niño que La Niña et vice-versa. Cette modulation basse fréquence d'ENSO semble influencer la circulation atmosphérique globale, et donc le climat sur de nombreuses régions du globe. Comprendre la modulation basse fréquence d'ENSO apparaît donc comme une problématique importante.

Dans l'océan Pacifique Sud, peu de données permettent d'étudier la variabilité basse fréquence. Toutefois, il a été observé une variabilité décennale aux latitudes moyennes et subtropicales, liée à deux oscillations. La première correspond à une oscillation interdécennale de la position de la SPCZ, la seconde correspond à ENSO. Ces deux oscillations ont des amplitudes semblables, mais semblent indépendantes. A plus basse fréquence, une variabilité interdécennale existe également, et correspond à une manifestation quasi-symétrique de la Pacific (inter) Decadal Oscillation (PDO, Mantua et al. (1997)) observée dans le Pacifique Nord. Cette oscillation peut être vue en terme de fluctuations sur une large gamme de fréquence (20 à 70 ans), ou en terme de changements abrupts des conditions climatiques sur une grande partie du bassin Pacifique. Le changement de régime associé à la PDO le plus étudié a été celui de 1976-77 (McPhaden et Zhang, 2002).

Les relations entre les variabilités décennales/multidécennales du Pacifique et ENSO sont cruciales, car elles peuvent moduler le phénomène climatique ENSO. Dans le Pacifique Tropical, la variabilité décennale à multidécennale peut avoir deux origines. D'une part, cette variabilité peut être générée localement, dans le Pacifique Tropical. Nous ne détaillerons pas ces mécanismes d'origine tropicale, qui comptent parmi eux le forçage stochastique, les interactions entre les cycles saisonniers et interannuels, des non-linéarités internes du système, l'asymétrie entre El Niño et La Niña, et des interactions locales entre océan et atmosphère. D'autre part, la variabilité décennale à multidécennale observée dans le Pacifique Tropical peut avoir une origine lointaine, extra-tropicale, impliquant des connexions entre les subtropiques et les tropiques. Les principaux mécanismes de variabilité décennale à inter-décennale d'origine extra-tropicale sont brièvement présentés ci-dessous.

Connexions extratropicales-tropicales

Dynamique linéaire

Une connexion subtropicale-tropicale peut avoir lieu grâce à la dynamique linéaire liée à un évènement ENSO postérieur. Les ondes émises lors d'un épisode El Niño engendrent des ondes de Rossby (par exemple l'onde de Kelvin côtière se propageant le long des côtes d'Amérique lors de la vidange des anomalies chaudes vers les pôles) se propageant lentement aux latitudes moyennes, avant d'être réfléchies le long des côtes ouest en ondes de Kelvin côtières se propageant vers l'équateur.

PDO - ponts atmosphériques

Un autre mécanisme de connexion entre les latitudes moyennes et les tropiques implique la PDO et des ponts atmosphériques. Les anomalies liées à la PDO sont généralement trouvées aux latitudes moyennes. Toutefois, les changements décennaux générés par la PDO dans le Pacifique Nord sont suffisamment importants et de grande échelle pour modifier les vents dans le Pacifique Equatorial et, en conséquent, modifier l'état moyen de la thermocline dans le Pacifique Equatorial, les upwellings associés, et ENSO. La variabilité subtropicale liée à la PDO peut être transmise vers l'équateur via une variabilité interne de l'atmosphère, impliquant les cellules atmosphériques de Walker et de Hadley (cf section

1.2).

Les cellules subtropicales - ponts océaniques
Les subtropical cells (STCs, McCreary et Lu (1994)) sont des cellules de circulation méridienne peu profondes (< 500 m) dans lesquelles les eaux de surface sont subductées dans les subtropiques. Elles s'écoulent ensuite géostrophiquement vers l'équateur le long des surfaces isopycnales dans la thermocline permanente via les Low Latitude Western Boundary Currents (LLWBC) ou directement via l'océan intérieur. Ces eaux sont alors advectées vers l'est par l'EUC et upwellées dans le Pacifique Equatorial est, avant de retourner dans les subtropiques dans la couche de surface, grâce au transport divergent d'Ekman créé par les alizés (fig. 1.11). Ainsi, les STCs forment un pont océanique grâce auquel la variabilité subtropicale peut forcer la variabilité du Pacifique Equatorial (Chang et al., 2006), aux échelles interannuelles à décennales (en 10 ans environ (Blanke et Raynaud, 1997)). La variabilité de la circulation d'overturning méridienne des STCs a été mise en évidence dans des études basées sur des observations (McPhaden et Zhang, 2002, 2004) et sur des modèles numériques (e.g. Kleeman et al. (1999); Lee et Fukumori (2003); Galanti et Tziperman (2003); Yu et Boer (2004); Yeager et Large (2004); Schneider (2004); Fukumori et al. (2004); Capotondi et al. (2005); Izumo (2005); Solomon et Wainer (2006); Wu et al. (2007); Luebbecke et al. (2008)).

Deux mécanismes permettent à la variabilité subtropicale de forcer la variabilité tropicale par téléconnexions liées aux STC. Le premier mécanisme, proposé par Gu et Philander (1997), repose sur la génération d'anomalies de température dans les subtropiques, produites par des anomalies de flux de chaleur de surface dans les régions de formation des eaux modales. Ces anomalies de température sont subductées jusqu'à la thermocline, et propagées vers l'EUC par la branche inférieure de la STC (dans la thermocline). Ces anomalies de température modifient donc la température dans l'EUC, et une fois upwellées le long de l'équateur, elles se retrouvent en tant qu'anomalies de SST, à même de modifier les conditions atmosphériques. Ce mécanisme, nommé VT', a été critiqué par plusieurs études (e.g. Schneider et al. (1999)) qui ont montré, à partir d'observations ou de modèles, que les anomalies de température sont érodées le long de leur trajet dans la branche inférieure des STC, et sont trop faibles quand elles atteignent l'équateur pour expliquer la variabilité équatoriale basse fréquence. Toutefois, Luo et al. (2005) ont montré que les anomalies de spiciness (anomalies de température et de salinité se compensant en densité) générées dans le Pacifique subtropical sud par un mécanisme d'injection (de forts gradients instables de salinité associés à une faible stratification hivernale entraînent un mélange diacpycnal de subsurface et génèrent des anomalies de spiciness positives) et non de subduction peuvent expliquer la variabilité décennale de température et de salinité de surface le long de l'équateur.

Le second mécanisme, proposé par Kleeman et al. (1999), repose sur une oscillation décennale des anomalies de transport de la branche de surface de la STC. Les variations de la quantité d'eau drainée en surface vers les tropiques engendrent des anomalies de SST dans la bande équatoriale, à même de modifier les conditions atmosphériques, et d'induire une modulation basse fréquence de la dynamique, de la fréquence et de l'intensité des évènements El Niño. Ce mécanisme, nommé V'T, a été supporté par plusieurs études qui ont montré qu'il existe une variabilité basse fréquence de l'intensité des STC, liée à la PDO. Des changements abrupts de régimes ont été observés, notamment en 1976-77, avec

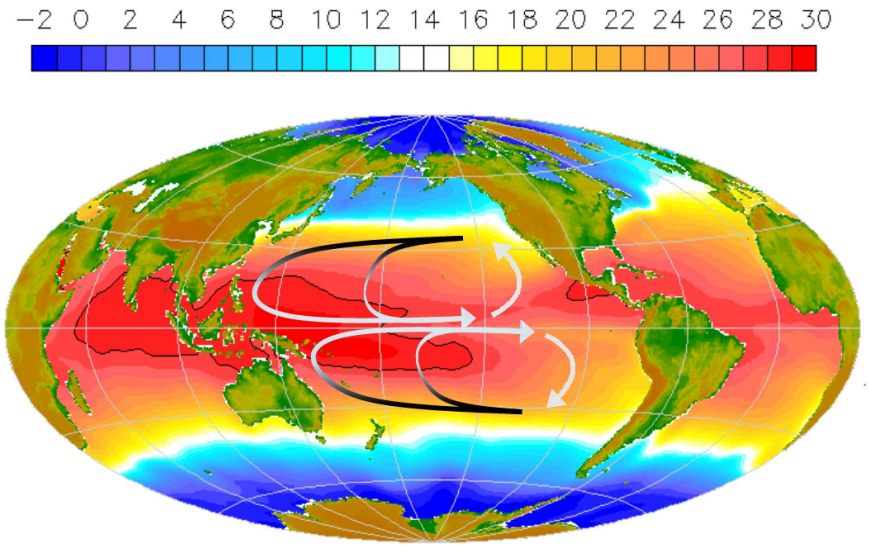


FIG. 1.11 – Représentation schématique des STC dans le Pacifique. Les couleurs des flèches indiquent la profondeur des eaux transportées par les STCs : gris clair en surface, gris foncé dans la thermocline.

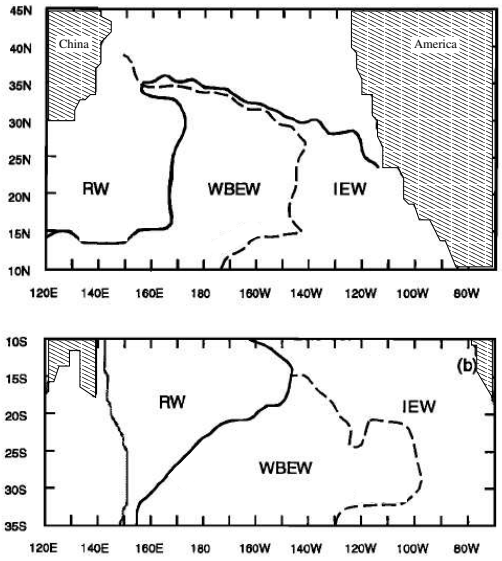


FIG. 1.12 – Fenêtres d'échange entre les subtropiques et les tropiques, dans la thermocline, pour (en haut) le Pacifique Nord et (en bas) le Pacifique Sud. RW dénote la fenêtre de recirculation (les eaux originaires de cette région recirculent et ne peuvent atteindre les tropiques), WBEW dénote la fenêtre d'échange subtropiques-tropiques via les WBC, et IEW dénote la fenêtre d'échange subtropiques-tropiques via l'océan intérieur. Les zones hachurées correspondent aux continents. Figure tirée de Huang et Liu (1999).

un affaiblissement d'environ 11 Sv de l'intensité de la circulation des STC entre les années 1970 et les années 1990, et une intensification au cours des années 1990 (+10 Sv d'alimentation de la thermocline équatoriale par la convergence des STC). La variabilité (multi) décennale des STC serait liée à des variations de vents dans les régions extra équatoriales (Luebbecke et al., 2008). La fréquence et l'intensité des évènements El Niño/La Niña permettraient d'expliquer la variabilité multidécennale observée. Il a été montré que les variations d'intensité de circulation des STC sont consistantes avec les anomalies de SST observées dans le Pacifique Equatorial (Zhang et McPhaden, 2006; Cheng et al., 2007) : un renforcement des STC apporte plus d'eau froide dans la thermocline équatoriale, les upwellings équatoriaux sont intensifiés, les SST équatoriales sont anormalement froides. Il a également été montré que l'intensité des STC varie aux échelles interannuelles, en relation avec ENSO. En phase El Niño, le transport intérieur des STCs dans la thermocline diminue, et ces variations sont en partie compensées par une intensification du transport par les courants de bord ouest de faible latitude (LLWBCs) (Izumo, 2005). Les variations évoluent en sens inverse en phase La Niña. La compensation partielle entre transports intérieur et LLWBC des STCs s'explique en terme d'ajustement de la circulation de la gyre tropicale aux variations locales du rotationnel de la tension de vent, selon deux aspects : les variations d'intensité des gyres tropicale et subtropicale, et les variations d'extension méridienne de la gyre tropicale (et donc les variations de la latitude de bifurcation du SEC et du NEC).

Les STCs du Pacifique Nord et du Pacifique Sud, respectivement notées nSTC et sSTC par la suite, présentent des différences notables. L'océan Pacifique Sud tropical contribue

davantage à l'alimentation de l'EUC que l'océan Pacifique Nord (Tsuchiya et al., 1989; Huang et Liu, 1999). La sSTC est plus intense que la nSTC (au total dans la thermocline principale, la sSTC transporte 26 Sv, contre 17 Sv pour la nSTC, cf table 1.1), et offre une fenêtre géographique d'échange entre tropiques et subtropiques plus large (fig. 1.12). Dans l'hémisphère nord, les eaux subductées dans la thermocline dans les subtropiques suivent un chemin en serpentin (via le NEC, le NECC, et le SEC) pour atteindre la thermocline équatoriale. Seules les eaux subductées à l'ouest de 170°E et au sud de 30°N peuvent atteindre l'EUC (Huang et Liu, 1999). De plus, les eaux subductées à l'ouest de 150°E empruntent le LLWBC (Mindanao Current) tandis que les eaux subductées entre 150 et 170°E empruntent l'océan intérieur pour rejoindre la thermocline équatoriale. Dans l'hémisphère sud, la plupart des eaux subductées entre 10 et 35°S atteignent les tropiques, par un chemin assez direct.
Il est à noter que si les transports via les LLWBCs des deux STC sont comparables, il n'en va pas de même pour les transports via l'océan intérieur, qui est environ 3 fois plus faible pour la nSTC que pour la sSTC (table 1.1). Or, les impacts des STCs sur les *SST* équatoriales diffèrent selon que les eaux des STC empruntent un chemin direct via l'océan intérieur ou un chemin via les LLWBCs pour rejoindre l'équateur (Lee et Fukumori, 2003). La différence de comportement entre les STC des deux hémisphères s'explique en partie par la présence de l'ITCZ dans l'hémisphère nord. L'ITCZ, dont la position varie entre 2 et 10°N, remonte et renforce de façon significative la thermocline, créant une barrière de vorticité potentielle obligeant les eaux subtropicales en route vers l'équateur à longer cette barrière pour rejoindre le bord ouest, et les empêchant donc en partie d'atteindre la thermocline équatoriale par un chemin intérieur direct. Une telle barrière de vorticité potentielle n'existe pas dans l'hémisphère sud. La différence de comportement des STCs des deux hémisphères s'explique également par l'asymétrie hémisphérique qui existe dans la production des eaux modales (STMW) qui forment l'essentiel des eaux transportées par les STCs. Dans l'hémisphère sud, la région de production de la STMW (centrée sur 120°W 20°S) est deux fois plus large que son équivalente de l'hémisphère nord (centrée sur 130°W 25°N), et le taux de subduction y est deux fois plus fort.

	Pacifique Nord		Pacifique Sud	
Auteurs	T intérieur	T LLWBC	T intérieur	T LLWBC
BL94		-12 Sv		13 Sv
HL99	-3 Sv	-14 Sv	11 Sv	15 Sv
JM99	-5±1 Sv		15±1 Sv	
MZ02	-8±3 Sv		14±3 Sv	
SC08	-3.7±0.5 Sv	-18.5±0.7 Sv	12.7±1.1 Sv	11.6±1.0 Sv

1.5 La mer des Salomon et ses impacts climatiques

1.5.1 Présentation de la mer des Salomon

La mer des Salomon est située dans le Pacifique sud-ouest, et constitue la zone de passage des courants de bord ouest retournant à l'équateur. Les eaux de la sSTC rejoignant le Pacifique Equatorial par les courants de bord ouest transitent donc par la mer des Salomon.

	Convergence		
Auteurs	T intérieur	T LLWBC	total
BL94		25 Sv	
HL99	14 Sv	29 Sv	43 Sv
JM99	21±2 Sv		
MZ02	22±6 Sv	24±6 Sv	46±12 Sv
SC08	16.4±1.6 Sv	30.1±1.7 Sv	46.5±3.3 Sv

TAB. 1.1 – Transports (T) des STCs donnés dans les études de Butt et Lindstrom (1994) (BL94), Huang et Liu (1999) (HL99), Johnson et McPhaden (1999) (JM99), McPhaden et Zhang (2002) (MZ02), Schott et al. (2008) (SC08).

Située entre 11°S et 5°S et 145°E à 160°E environ, au nord de la mer de Corail et au sud de la mer de Bismarck, la mer des Salomon est bordée par la Papouasie Nouvelle-Guinée (PNG) à l'ouest, par l'archipel des îles Salomon à l'est, et par les îles de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Irlande au nord (fig. 1.13). La mer des Salomon forme un bassin semi-fermé, ouvert au sud, et communiquant avec le Pacifique Equatorial au nord par trois détroits étroits : le détroit de Vitiaz, situé entre la PNG et la Nouvelle-Bretagne, qui est large de 42 km et profond de 1100 m, le chenal St Georges, situé entre la Nouvelle-Bretagne et la Nouvelle-Irlande, qui n'est large que de 15 km et profond de 1100 m, et enfin le détroit des Salomon, situé entre la Nouvelle-Irlande et l'extrémité nord des îles Salomon, qui présente la plus grande ouverture de la mer des Salomon vers l'équateur avec ses 170 km de large et une profondeur atteignant plus de 4000 m.

La géographie de la mer des Salomon est complexifiée par la présence de nombreuses îles (archipel des Louisiades, des Woodlarks, des îles Salomon, îles de Nouvelle-Guinée, Nouvelle-Bretagne, Nouvelle-Irlande, îles situées dans les détroits de Vitiaz et de St Georges, ...). De plus, la mer des Salomon présente un large éventail de profils topographiques (fig. 1.13), avec des détroits étroits et profonds (Vitiaz, St Georges et le détroit des Salomon, mais également les détroits des îles Salomon, avec notamment le détroit Indispensable, et les détroits dans l'archipel des Woodlarks, au sud ouest de la mer des Salomon), des archipels, des lagons et des récifs, mais aussi des bassins profonds et une fosse océanique atteignant plus de 8000 mètres issue de la convergence des plaques tectoniques du Pacifique et de l'Australie.

1.5.2 La circulation dans le Pacifique sud-ouest et en mer des Salomon

La mer des Salomon, située au nord de la mer de Corail, est principalement alimentée par cette dernière. La continuité des courants de bord ouest entre mer de Corail et mer des Salomon a été montrée par Qu et Lindstrom (2002). Nous allons donc commencer par décrire la circulation dans le Pacifique sud-ouest avant de décrire la circulation en mer des Salomon.

Circulation océanique dans le Pacifique sud-ouest : alimentation de la mer des Salomon

Etat moyen

Dans le Pacifique Sud, la circulation océanique est caractérisée par la présence de la gyre

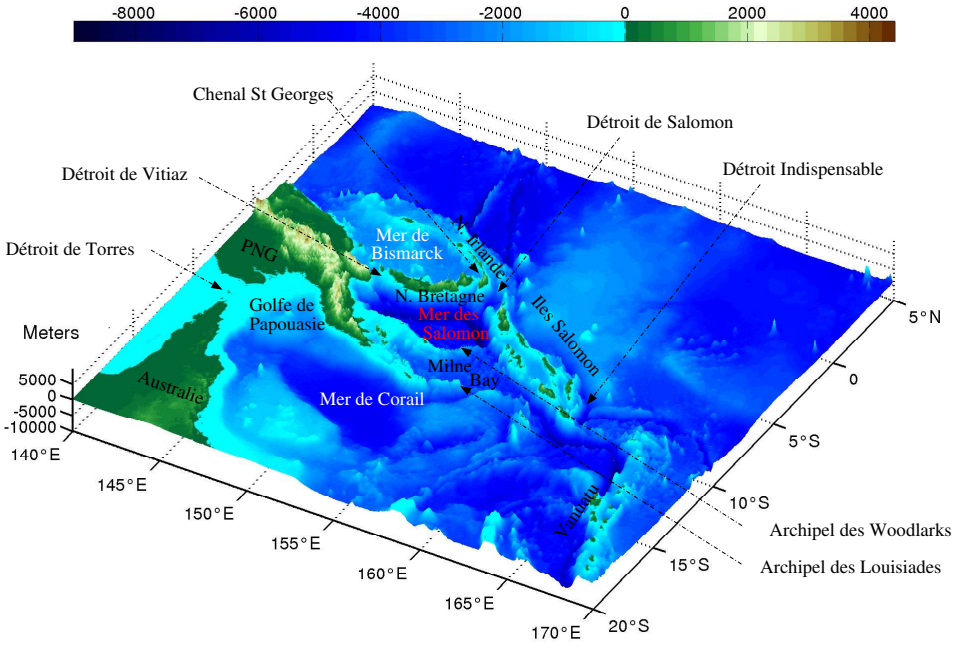


FIG. 1.13 – Géographie et bathymétrie de la mer des Salomon. La Papouasie Nouvelle-Guinée est dénotée PNG, la Nouvelle-Bretagne N. Bretagne et la Nouvelle-Irlande N. Irlande.

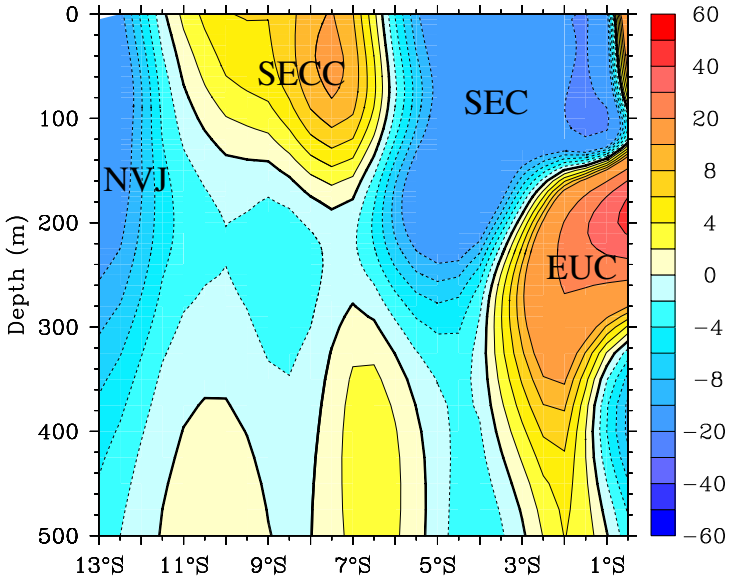


FIG. 1.14 – Coupe verticale à 165°E des courants géostrophiques relatifs à 1100 m issus de la climatologie CARS. Vitesses en cm/s positives vers l'est, négatives vers l'ouest.

subtropicale, ayant une circulation anticyclonique (fig. 1.3). La branche nord de la gyre est formée par le Courant Sud Equatorial (SEC), s'écoulant vers l'ouest de 4°N à 30°S, et présent de la surface jusqu'à plus de 1000 mètres de profondeur (fig. 1.14). Le SEC est maximum vers l'équateur, près de la surface, avec des vitesses importantes de l'ordre du m/s. Plus vers le sud, le SEC s'affaiblit et son cœur se trouve plus en profondeur. Le SEC transporte environ 22 Sv entre les îles Salomon ($\sim$ 11°S, fig. 1.13) et la Nouvelle-Calédonie ($\sim$ 18°S), ie en entrée de la mer de Corail (Qiu et al., 2009). Le transport total associé au SEC a été estimé à 40 Sv par Gouriou et Toole (1993), et à 55 Sv pour Sokolov et Rintoul (2000) en période de fort SEC liée à ENSO. En arrivant en mer de Corail, le large SEC interagit avec le vent et les nombreuses îles (Fiji, Vanuatu, Nouvelle Calédonie) pour former des jets à leurs extrémités méridiennes (Godfrey, 1989; Webb, 2000; Qu et Lindstrom, 2002; Ridgway et Dunn, 2003; Kessler et Gourdeau, 2007). En particulier, dans le Pacifique sud-ouest, le North Vanuatu Jet (NVJ, fig. 1.14) est centré à 13°S, juste au sud de la mer des Salomon, avec un cœur situé à 100 mètres de profondeur et des vitesses moyennes de 10 cm/s (Gourdeau et al., 2008).

Le SEC bifurque le long du bord ouest du Pacifique Sud, pour former des courants de bord ouest (WBC, Western Boundary Current), comme attendu par la théorie de Sverdrup. En moyenne sur la verticale, la bifurcation a lieu à 18°S[6](Godfrey, 1989; Qu et Lindstrom, 2002). Au sud de la bifurcation, l'East Australian Current (EAC) est le courant de bord ouest qui s'écoule vers le pôle sud, bouclant ainsi la circulation gyrale. Au nord de la bifurcation, le North Queensland Current (NQC) et le Great Barrier Reef Current (GBRUC) sont les courants de bord ouest qui s'écoulent vers l'équateur.

[6]La latitude de bifurcation dépend de la profondeur, reflétant l'inclinaison de la gyre subtropicale. En surface, la bifurcation se produit à 14°S tandis qu'en profondeur, elle a lieu à 23°S.

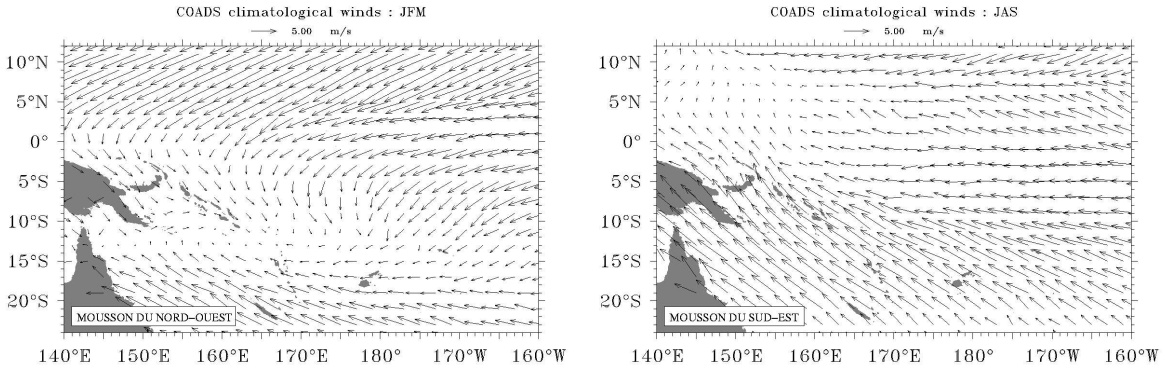


FIG. 1.15 – Climatologie COADS des vents de surface en été austral (janvier-février-mars, à droite), marquant la mousson de nord-ouest, et en hiver austral (juillet-août-septembre, à gauche), marquant la mousson de sud-est.

Le cycle saisonnier

Dans le Pacifique sud-ouest, la variabilité saisonnière de la position de la SPCZ engendre un système de mousson, avec une renverse saisonnière des vents (fig. 1.15). Les alizés prévalent à l'est de la ligne de changement de date. En été austral, les vents viennent du nord-ouest, alors qu'en hiver austral, ils viennent du sud-est (renforcement des alizés). Ce système de mousson explique la présence au premier semestre d'un courant s'écoulant vers l'est entre 160°E et 180°E. Ce courant, nommé South Equatorial Counter Current (SECC, fig. 1.14, Chen et Qiu (2004)), est imbriqué dans le SEC entre 8 et 11°S. Le SECC s'écoule dans la couche de surface, au dessus de 200 mètres. Ses vitesses moyennes sont faibles, de l'ordre de quelques centimètres par seconde.

Circulation océanique en mer des Salomon

Différentes études ont permis d'appréhender la circulation en mer des Salomon. L'alimentation de cette mer et la partition de ses courants ne sont cependant pas bien documentées. La climatologie CARS (Ridgway et al. (2002), cf chap. 4) suggère que dans la thermocline, le SEC peut emprunter deux chemins pour alimenter la mer des Salomon.
D'une part, le NCJ (e.g. Webb (2000)) bifurque le long de la côte australienne et alimente en grande partie le NQC (fig. 1.17). Après avoir longé la côte sud de l'île de Nouvelle-Guinée dans le Golfe de Papouasie jusqu'à l'extrémité orientale de l'archipel des Louisiades (fig. 1.13), le NQC opère un virage serré à la pointe de l'archipel pour entrer en mer des Salomon et alimenter le New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU, e.g. Lindstrom et al. (1990); Gouriou et Toole (1993); Butt et Lindstrom (1994); Fine et al. (1994); Murray et al. (1995); Kuroda (2000); Ueki et al. (2003)), qui constitue le principal courant de bord ouest de la mer des Salomon. Le NGCU est surmonté d'un écoulement dont la direction se renverse saisonnièrement avec les vents de mousson. Ce courant, nommé le New Guinea Coastal Current (NGCC), s'écoule principalement vers le nord-ouest, s'intensifie en été boréal alors qu'il s'affaiblit voire se renverse pour s'écouler vers le sud-est en hiver boréal (Murray et al., 1995; Kuroda, 2000; Ueki et al., 2003).

D'autre part, une entrée plus directe du SEC en mer des Salomon à hauteur de la thermocline pourrait être opérée par le NVJ à l'est de l'archipel des Louisiades (fig. 1.17).

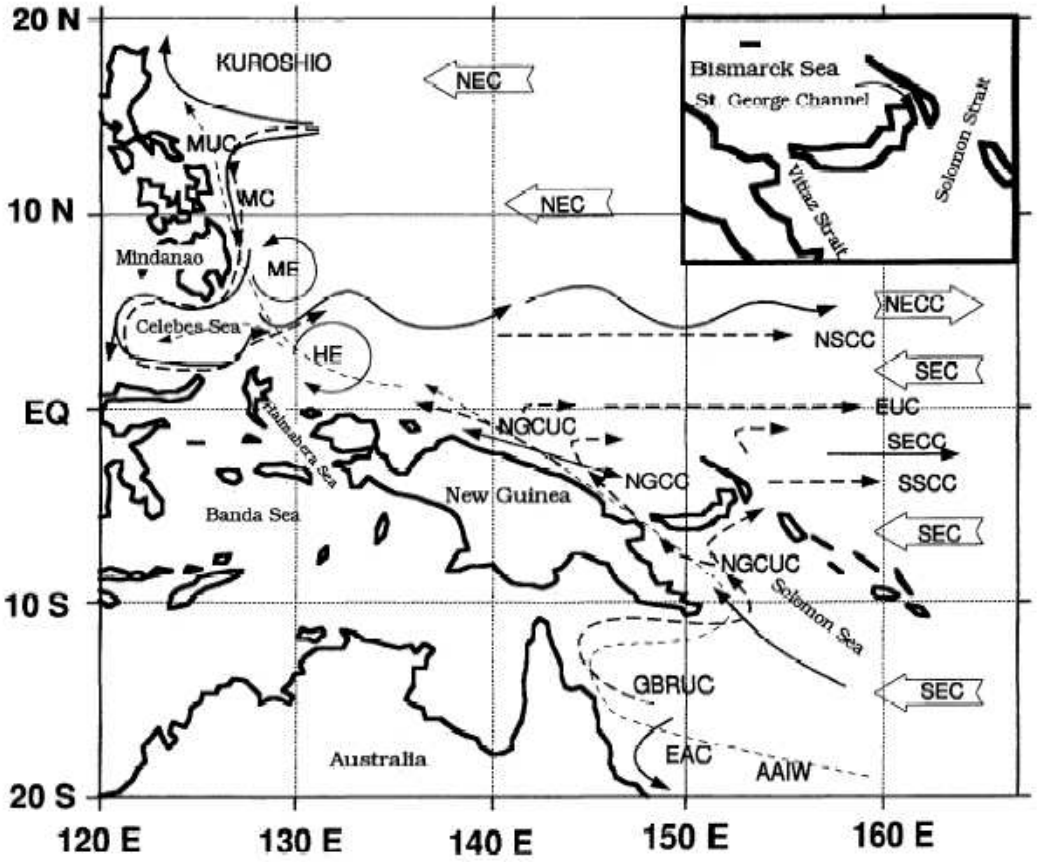


FIG. 1.16 – Schéma de circulation dans le Pacifique sud-ouest. Figure extraite de Fine et al. (1994). Le Mindanao Current (MC) et Mindanao Undercurrent représentent les LLWBCs de l'hémisphère nord, tandis que le Great Barrier Reef Under Current (GBRUC), le New Guinea Coastal Current (NGCC) et le New Guinea Coastal undercurrent (NGCU) représentent les LLWBCs de l'hémisphère sud. Le Kuroshio est le WBC de la gyre subtropicale du Pacifique Nord, et l'East Australian Current (EAC) celui du Pacifique Sud. Le South Equatorial Current (SEC) et le North Equatorial Current (NEC) alimentent ces différents courants de bord ouest. Les LLWBCs alimentent à leur tour notamment l'Equatorial Undercurrent (EUC). Le système des courants équatoriaux comprend en outre le North Equatorial Countercurrent (NECC) et le South Equatorial Countercurrent (SECC), les Northern et Southern Subsurface Countercurrents (NSCC/SSCC), aussi connus sous le nom de jambes de Cromwell ou jets de Tsuchiya. Enfin, les Mindanao Eddy (ME) et Halmahera Eddy (HE) sont indiqués. Les traits pleins représentent les courants de surface, les traits pointillés les courants dans la thermocline.

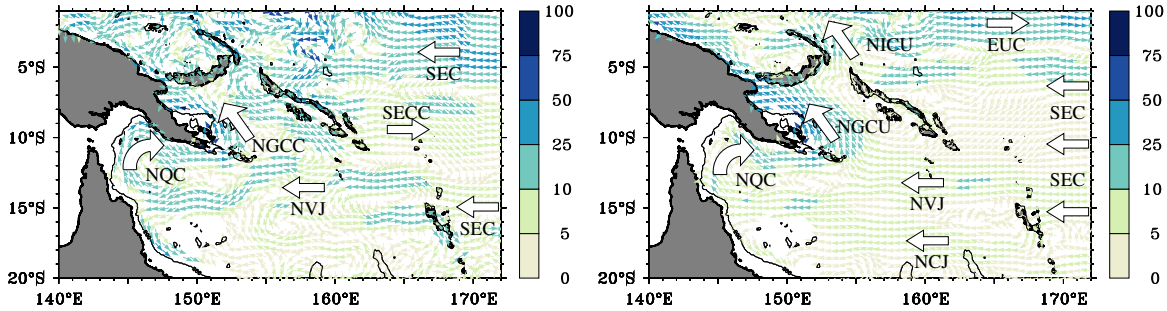


FIG. 1.17 – Vitesses géostrophiques (cm s^{-1}, relatives à 1100) m à 5 m (à gauche) et à 250 m (à droite) calculées à partir du champ de masse climatologique CARS. Les noms des principaux courants sont mentionnés.

Le NGCU, qui pourrait donc être alimenté à la fois par le NQC et par le NVJ, s'écoule dans la partie ouest de la mer des Salomon jusqu'aux trois sorties septentrionales de cette mer semi-fermée : le détroit de Vitiaz, le chenal St Georges et le détroit des Salomon (fig. 1.13). Les observations suggèrent que les transports dans le détroit de Vitiaz et le chenal St Georges sont dirigés vers l'équateur, avec des vitesses de l'ordre du m/s (Lindstrom et al., 1990; Butt et Lindstrom, 1994), et de fortes variabilités interannuelles (Ridgway et al., 1993). Au nord des détroits, le NGCU et le NICU (New Ireland Coastal Undercurrent, Butt et Lindstrom (1994)), s'écoulant respectivement le long des côtes de PNG et de Nouvelle-Irlande, ont des transports équivalents et constituent les LLWBCs qui alimenteront l'EUC par différents chemins (e.g. Tsuchiya et al. (1989); Butt et Lindstrom (1994)).

Le schéma de circulation en mer des Salomon déduit des observations est représenté sur la figure 1.16 extraite de Fine et al. (1994). Cependant, le faible nombre de données disponibles en mer des Salomon explique que la circulation dans cette région, et notamment l'alimentation et la partition des courants, ne sont actuellement pas bien documentés.

1.5.3 La mer des Salomon : région clef pour les relations subtropiques-équateur ?

La mer des Salomon, de par sa localisation au bord ouest du Pacifique Tropical sud, voit transiter les eaux subtropicales rejoignant l'équateur via les courants de bord ouest de la sSTC. Dans la thermocline, les eaux sortant de la mer des Salomon en direction de l'équateur rejoignent le Pacifique Equatorial ouest, où elles vont principalement alimenter l'EUC, après avoir été advectées le long de la côte nord de la PNG. Tsuchiya et al. (1989) ont montré à partir d'observations que l'EUC est principalement alimenté par le Pacifique Sud, ce qui montre l'importance climatique potentielle de la circulation en mer des Salomon, et notamment de ses courants de bord ouest à hauteur de la thermocline. De plus, des études de modélisation basées sur des traceurs montrent qu'une part notable des eaux de la langue d'eau froide du Pacifique Equatorial aurait pour origine les courants de bord ouest de faible latitude du Pacifique Sud (Blanke et Raynaud, 1997; Izumo et al., 2002; Fukumori et al., 2004). A plus grande échelle, les LLWBCs alimentant le Pacifique Equatorial ouest forment un élément notable de la circulation thermohaline, à cause de leur rôle dans la connexion entre les eaux du Pacifique et celles de l'océan Indien à travers l'Indonesian throughflow (e.g. Blanke et al. (2002)). Ainsi, la mer des Salomon pourrait

être une région clef pour les relations subtropiques-équateur, et serait donc à même de jouer un rôle climatique important.

Pour appréhender les relations qu'il existe entre les eaux de la mer des Salomon et celles de la thermocline équatoriale, il est important de caractériser de manière fine la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon. Plus précisément, il est nécessaire de comprendre quels chemins les eaux d'origine subtropicale transportées par les STCs vont emprunter pour rejoindre le Pacifique Equatorial via le bord ouest. En effet, la bathymétrie complexe de la région laisse supposer que plusieurs chemins sont possibles, notamment selon le détroit emprunté au nord de la mer des Salomon. Or, selon le chemin emprunté, la longitude de connexion des eaux modales d'origine subtropicale à l'EUC, et le temps de transit entre les subtropiques et l'équateur varient. Ainsi, les conséquences du forçage subtropical sur la réponse équatoriale via le mécanisme V'T décrit précédemment dépendraient des chemins suivis par les eaux de la sSTC en mer des Salomon pour rejoindre l'équateur.

Les études existantes ont montré que le courant principal de la mer des Salomon, le NGCC/NGCU (New Guinea Coastal Current et New Guinea Coastal Undercurrent), qui s'écoule le long de la PNG, est un courant intense. Associé à une bathymétrie complexe, la circulation en mer des Salomon est suspectée d'engendrer des transformations de masse d'eau, avec notamment une érosion du maximum de salinité caractéristique des eaux modales (STMW) du Pacifique Sud. D'autres processus physiques, tels le déferlement des ondes de marée interne générées en mer des Salomon, ou la forte activité méso-échelle, peuvent également induire un mélange vertical significatif responsable d'altérations des propriétés T-S des eaux transitant par la mer des Salomon. De telles transformations de masses d'eau en mer des Salomon pourraient impacter les propriétés des masses d'eau présentes dans l'EUC, et ENSO via le mécanisme VT' décrit précédemment.

1.6 Conclusions

Le phénomène climatique mondial le plus important aux échelles interannuelles, ENSO, est généré dans l'océan Pacifique Equatorial. Malgré des avancées significatives durant les dernières décennies, les phénomènes physiques à l'origine d'ENSO, et notamment les causes de son initiation ou de sa modulation basse-fréquence, ne sont pas encore complètement appréhendés. Les caractéristiques d'ENSO sont sensibles aux conditions océaniques régnant dans les tropiques à l'initiation de l'évènement. Ces conditions peuvent notamment être modulées aux échelles interannuelles à décennales par les connexions subtropicales-tropicales établies par les cellules de circulation d'overturning méridien subtropicales (STC). Les STC présentent un comportement qui diffère selon l'hémisphère. La STC de l'hémisphère nord est mieux documentée que la STC de l'hémisphère sud. Cependant, le sous-courant équatorial (EUC) est principalement alimenté par l'hémisphère sud. Aux échelles interannuelles à décennales, les caractéristiques d'ENSO sont donc plus susceptibles d'être influencées par la circulation océanique de l'hémisphère sud. Or, les courants de bord ouest du Pacifique Tropical sud transitent par la mer des Salomon avant de rejoindre le Pacifique Equatorial ouest, où ils constituent une source majeure de l'EUC et de la langue d'eau froide équatoriale. Pour cette raison, des changements de propriétés ou d'intensité des courants de bord ouest transitant par la mer des Salomon sont susceptibles d'influencer les conditions océaniques équatoriales et de moduler le phénomène

climatique ENSO. Pourtant, cette petite région reculée de l'océan mondial est peu connue et documentée. La topographie chahutée de la région, et notamment la présence de trois détroits étroits reliant la mer des Salomon au Pacifique Equatorial, complexifie la circulation en mer des Salomon et le chemin emprunté par le courant de bord ouest, le NGCU, pour rejoindre l'équateur. A cause de son rôle clef dans les relations subtropiques-tropiques et de la possible modulation basse-fréquence d'ENSO associée, comprendre la circulation océanique en mer des Salomon, notamment dans la thermocline, sa variabilité, et les modifications des masses d'eaux transitant en mer des Salomon sont autant de problématiques motivantes sur le plan scientifique auxquelles cette thèse s'attachera à apporter des éléments de réponse.

Deuxième partie

Approche méthodologique

Chapitre 2

La modélisation océanique dans NEMO-OPA

Sommaire

2.1 Introduction 46
2.2 Les équations de la dynamique océanique 47
2.3 Discrétisation spatio-temporelle 50
2.3.1 Discrétisation spatiale 50
2.3.2 Discrétisation temporelle 51
2.4 Paramétrisation de la dynamique océanique dans NEMO-OPA 52
2.4.1 Physique sous-maille latérale 53
2.4.2 Physique sous-maille verticale 53
2.5 Les conditions aux limites 53
2.5.1 Conditions aux limites liées au fond océanique 53
2.5.2 Conditions aux limites liées aux continents 54
2.5.3 Conditions aux limites liées à l'atmosphère 54
2.5.4 Conditions aux frontières ouvertes 54
2.6 Conclusions 55

2.1 Introduction

De l'importance de la modélisation de l'océan

Pour décrire l'état de l'océan, plusieurs sources d'information sont à la disposition des océanographes. Historiquement, les observations in-situ constituaient la principale source d'information sur les océans. Cependant, elles n'offrent pas une couverture spatio temporelle synoptique de l'océan et des erreurs de mesure sont inévitablement intégrées dans les données collectées. De plus, des modèles conceptuels doivent être développés pour utiliser les données issues des observations afin de comprendre la dynamique océanique. Toutefois, les observations sont indispensables et la qualité ainsi que la quantité d'observations disponibles n'ont de cesse de s'améliorer, en partie grâce à l'émergence depuis les années 1980 des observations satellitaires dédiées à l'océanographie. A cause de leur faible nombre en mer des Salomon (voir chap. 4), les observations in-situ ne permettent pas d'étudier à elles seules les circulations dans cette région de façon fine à l'heure actuelle.

La modélisation numérique constitue une autre source importante d'information sur la machine océan. L'explosion de la capacité de calcul permet aujourd'hui de modéliser de façon réaliste l'océan. Les modéles se révèlent alors être des outils indispensables, complémentaires aux données, permettant d'étudier les courants, les couplages avec les autres composantes du système climatique, le tout sur une vaste gamme spatio-temporelle, et de façon synoptique. Au cœur des préoccupations actuelles sur le changement climatique, seuls les modèles couplés océan-atmosphère permettent de prédire le climat en prenant en compte à la fois la variabilité naturelle du sytème climatique, mais aussi le forcage anthropogénique. Toutefois, comme nous le verrons dans ce chapitre et le suivant, les modèles sont eux aussi imparfaits. D'une part, des simplifications, des approximations, des paramétrisations de phénomènes non résolus explicitement sont utilisées dans la modélisation numérique, et sont autant de sources d'erreur pour la dynamique océanique simulée par les modèles. D'autre part, même si le modèle d'océan utilisé était parfait, le caractère chaotique de la dynamique océanique et les incertitudes sur les conditions initiales et aux limites à prescrire au modèle engendreraient des différences entre l'océan simulé et la réalité.

Ainsi, ni les observations, ni les modèles ne représentent une source parfaite d'information sur l'océan. Une combinaison de ces deux sources d'information complémentaires est rendue possible grâce à l'assimilation de données, qui permet de produire une estimation optimale de l'état de l'océan. Les applications de l'assimilation de données sont variées. Nous citerons par exemple l'utilisation de l'assimilation de données pour la réalisation de simulations numériques réalistes (recaler le modèle sur les observations), pour l'estimation de paramètres d'un modèle physique (notamment ceux liés aux paramétrisations), ou pour l'optimisation de systèmes d'observations. Dans le domaine de l'océanographie opérationnelle, l'assimilation de données permet la gestion de l'activité de pêche, la prévision des états de mer et la cartographie des glaces de mer pour les opérations navales et le routage des navires. Dans cette thèse, nous nous limiterons cependant à des simulations libres, sans assimilation de données. L'utilisation de simulations contraintes par l'assimilation de données représente une perspective de ce travail de thèse.

Principe de la modélisation océanique

La modélisation océanique repose sur la discrétisation des équations gouvernant la phy-

sique sur une grille 3D et sur le calcul de l'évolution de chaque variable pronostique[1] à chaque point de grille. La discrétisation spatio-temporelle des équations de la dynamique permet en général aux modèles d'océan de résoudre la physique d'échelle spatiale supérieure à la taille de la maille, tandis que les phénomènes d'échelles plus fines (échelles "sous-maille "), non résolus explicitement par le modèle, sont paramétrisés.
Les équations théoriques gouvernant la dynamique de l'océan sont aujourd'hui bien établies, mais différents choix peuvent être réalisés sur la paramétrisation de cette physique et sur les algorithmes numériques.

Le modèle NEMO-OPA
Parmi les nombreux modèles disponibles aujourd'hui, le modèle d'océan NEMO-OPA sera utilisé au cours de cette thèse pour être en phase avec et pour bénéficer de l'expertise dans ce domaine de l'équipe MEOM dans laquelle s'est déroulé ce travail de thèse. NEMO[2] (Nucleus for European Models of the Ocean) est une structure qui comprend plusieurs codes pouvant être couplés entre eux ou pris séparemment :

- un code (OPA) pour la dynamique océanique (océan bleu),
- un code (LIM) pour la glace de mer (océan blanc),
- un code (TOP) pour les traceurs passifs (océan vert).

L'interface de ces codes avec les autres composantes du système Terre (atmosphère, continents) peut etre réalisée grâce à un coupleur (OASIS). Ici, nous ne nous intéressons qu'à la dynamique océanique et n'utiliserons donc que le code OPA (Océan PArallélisé). Ce code de calcul flexible a été développé, à l'origine, au LOCEAN[3] puis également par les différents laboratoires de recherche français l'utilisant. Il est aujourd'hui utilisé par une large communauté scientifique.
Une description complète du code OPA est donnée par Madec (2008). Ce chapitre n'a pas pour vocation d'exposer exhaustivement le code OPA mais plutôt d'en donner un bref aperçu avant de détailler dans le chapitre suivant les choix que j'ai réalisés pour la modélisation de la mer des Salomon.

2.2 Les équations de la dynamique océanique

La description de l'état de l'océan et de sa dynamique nécessite la connaissance de six variables : la densité ρ, la pression P, les composantes horizontales du vecteur vitesse $\vec{u_h}$, la température potentielle T et la salinité S. L'évolution de ces variables est donnée par les équations fondamentales de la dynamique des fluides en milieu tournant, qui reposent sur le principe de conservation de la quantité de mouvement, de la chaleur, du sel, et de la masse. Ces équations, ainsi que les différentes approximations utilisées, sont décrites ci-dessous.

– L'équation de Navier-Stokes[4] traduit la conservation de la quantité de mouvement.

[1] On qualifie de *pronostiques* les variables dont l'évolution temporelle est calculée par les équations primitives. Les variables pronostiques forment le vecteur d'état de l'océan. Les variables *diagnostiques* sont elles calculées à partir des variables pronostiques.

[2] http ://www.nemo-ocean.eu

[3] Laboratoire d'Océanographie et du Climat - Expérimentations et Analyse Numérique

[4] La résolution des équations de Navier-Stokes fait partie des *Problèmes du prix du millénaire*, qui comptent 7 défis mathématiques réputés insurmontables. La résolution de chacun des problèmes est assortie d'une récompense d'un prix d'un million de USD.

Il s'agit simplement de la loi de Newton en considérant les forces de Coriolis, de pression, et de gravité :

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = -\frac{\vec{\nabla}P}{\rho} + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{u} + \vec{D} + \vec{F} \tag{2.1}$$

Où t est le temps, $\vec{u} = u\vec{_h} + w\vec{k}$ est le vecteur vitesse, $\vec{g}$ est l'accélération de la pesanteur, $\vec{\Omega}$ est le vecteur rotation de la Terre, $\vec{D}$ et $\vec{F}$ sont les termes de dissipation et de source de quantité de mouvement. L'opérateur $\frac{D}{Dt}$ désigne la dérivée particulaire, liée à la dérivée eulérienne $\frac{\partial}{\partial t}$ par :

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{u}.\vec{\nabla} \tag{2.2}$$

– L'équation de continuité assure la conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla}(\rho\vec{u}) = 0 \tag{2.3}$$

– Les équations d'évolution de la température et de la salinité par advection et diffusion assurent la conservation de ces traceurs :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{\nabla}.(\vec{u}T) + D^T \tag{2.4}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla}.(\vec{u}S) + D^S \tag{2.5}$$

Où D^T et D^S sont les termes de diffusion des traceurs, explicités dans la suite.

– Et enfin l'équation d'état de l'eau de mer relie densité, température, salinité et pression :

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{2.6}$$

Deux approximations permettent de simplifier les équations de la dynamique océanique décrites ci-dessus.

Hypothèse 1 : Approximation de Boussinesq et incompressibilité de l'eau de mer
Étant données les faibles variations de la densité de l'eau de mer par rapport à sa densité moyenne ($\rho_0 = 1020$ kg.m^{-3}), on suppose que l'eau de mer a une densité constante ρ_0 partout sauf dans les termes de flottabilité et dans les termes de compressibilité de l'équation d'état.

$$\frac{\delta\rho}{\rho} \ll 1 \tag{2.7}$$

L'approximation de Boussinesq a deux conséquences directes sur les propriétés de l'océan simulé. D'une part, en appliquant cette approximation à l'équation de conservation de la masse (eq. 2.3), il en résulte :

$$\vec{\nabla}(\vec{u}) = 0 \tag{2.8}$$

L'écoulement océanique simulé est donc non-divergent. D'autre part, la compressibilité χ de l'eau de mer est définie par :

$$\chi = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial P} \tag{2.9}$$

Sous forme différenciée, 2.9 donne :

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \chi\Delta P \ll 1 \tag{2.10}$$

Dans l'océan, ΔP atteint au maximum $10^8 Pa$ (si l'on considère un changement de profondeur de 10 000 mètres environ). Ainsi, $\chi \ll 1$ donc l'approximation de Boussinesq conduit à considérer l'eau de mer comme incompressible.

Hypothèse 2 : Approximation hydrostatique
Une analyse des ordres de grandeur des différents termes de la projection sur la verticale de l'équation de Navier-Stokes (eq. 2.1) permet de montrer que seul le terme de pression peut équilibrer la force de gravité. Les autres termes, d'au moins un ordre de grandeur inférieur, sont négligés[5]. Il en résulte une équation d'équilibre hydrostatique entre gradient vertical de pression et force de flottabilité.

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.11}$$

Ainsi, sous l'approximation hydrostatique, l'évolution temporelle de la composante verticale de la vitesse, w, n'est pas prognostiquée dans le modèle. Il est important de noter que l'approximation hydrostatique, en négligeant le terme $\frac{\partial w}{\partial t}$, exclut la représentation des écoulements gravitaires et de la convection océanique, qui devront par conséquent être paramétrisés. Sous l'approximation hydrostatique, w est alors une variable diagnostique calculée à partir de l'équation de conservation de la masse modifiée par l'approximation de Boussinesq :

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\vec{\nabla}_h . \vec{u} \tag{2.12}$$

Ainsi, les approximations de Boussinesq et hydrostatique appliquées aux équations fondamentales de la dynamique des fluides en milieu tournant conduisent aux équations primitives qui sont à la base de la plupart des OGCM (Ocean General Circulation Model), dont le modèle NEMO-OPA utilisé dans cette thèse :

$$\frac{\partial \vec{u_h}}{\partial t} = -\left\{(\nabla \times \vec{u}) \times \vec{u} + \frac{1}{2}\nabla(\vec{u}^2)\right\}_h - \frac{1}{\rho_0}\vec{\nabla}_h P - f\vec{k} \times \vec{u_h} + \vec{D}^u + \vec{F}_h \tag{2.13}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{2.14}$$

$$\vec{\nabla} . \vec{u} = 0 \tag{2.15}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{\nabla} . (\vec{u}T) + D^T \tag{2.16}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla} . (\vec{u}S) + D^S \tag{2.17}$$

[5]Cette approximation est justifiée si $\frac{H}{L} \ll 1$ où H et L sont respectivement les échelles caractéristiques de la circulation océanique sur la verticale et sur l'horizontale, ce qui est respecté dans le cadre des écoulements océaniques étudiés ici ($H \approx 4km$ et L est de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres).

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{2.18}$$

Où f est le paramètre de Coriolis fonction de la latitude ϕ tel que $f = 2\Omega \sin \phi$. $\vec{F}_h$ est le terme de source de quantité de mouvement sur l'horizontale, $\vec{D}^u$, D^T, D^S sont les termes de diffusion de vitesse, de température potentielle et de salinité. L'équation d'état 2.18 est connue de façon empirique. Dans NEMO-OPA, l'équation d'état de l'eau de mer peut correspondre à la formulation non-linéaire complète de l'UNESCO, ou à sa forme linéarisée. La formulation de l'UNESCO (McDougall, 1987; Jackett et McDougall, 1997) est reconnue internationalement et est en accord avec les observations sur une large gamme de valeurs de température, salinité et pression.

2.3 Discrétisation spatio-temporelle

Une fois les équations de la dynamique du modèle choisies, elles sont résolues numériquement après avoir été discrétisées spatio-temporellement.

2.3.1 Discrétisation spatiale

La discrétisation 3D des équations primitives nécessite le choix d'un système de coordonnées et d'une grille correspondante.

Le repère :
Comme la force de gravité est prédominante dans les équations des mouvements de grande échelle dans l'océan, le repère spatial du modèle OPA est sphérique, lié à la Terre. Deux approximations accompagnent ce choix de système de coordonnées :

Hypothèse 3 : Approximation de la Terre sphérique
Les surfaces géopotentielles sont supposées sphériques[6]. La force de gravité est alors parallèle au rayon terrestre et le repère $(\vec{i},\vec{j},\vec{k})$ utilisé est constitué du vecteur $\vec{k}$ représentant la verticale locale, dirigé vers le haut, et des vecteurs $(\vec{i},\vec{j})$ orthogonaux à $\vec{k}$ et tangents aux surfaces géopotentielles, $\vec{i}$ étant dirigé vers l'est et $\vec{j}$ vers le nord.

Hypothèse 4 : Approximation de couche mince
La profondeur z des océans (3.8 km en moyenne) étant négligeable devant le rayon terrestre, R_T (6 400 km en moyenne), la coordonnée radiale $r = z + R_T$ est prise égale à R_T. Les effets de courbure sont donc négligés dans les équations primitives écrites en repère sphérique.

La grille :
La grille utilisée dans le code OPA est de type Arakawa C (Arakawa et Lamb, 1977).

[6]L'accélération de la pesanteur, $\vec{g}$, est liée au champ de gravité terrestre et dérive d'un potentiel gravitationnel. Les surfaces où le potentiel gravitionnel est constant sont des équipotentielles de pesanteur. Ces surfaces ne sont en réalité pas sphériques. Elles correspondent à des ellipsoïdes déformés par la répartition non homogène de masse sur Terre (une chaîne de montagnes, par exemple, fait converger le champ de pesanteur et déforme la surface équipotentielle vers le haut par rapport à un ellipsoïde). Ainsi, la surface équipotentielle la plus proche du niveau moyen des océans, appelée géoïde, présente des variations spatiales d'amplitude à grande échelle de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

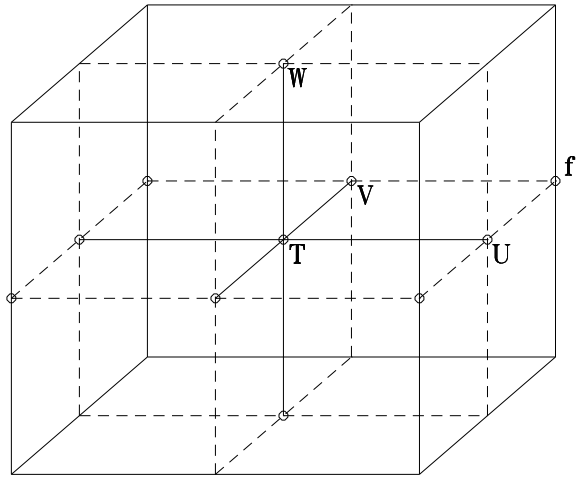


FIG. 2.1 – Disposition des variables sur la grille Arakawa C. Les scalaires sont calculés au point T, les grandeurs vectorielles aux points (U,V,W) et les vorticités au point f.

Les grandeurs scalaires sont définies au centre de la maille tandis que les grandeurs vectorielles sont calculées au centre des faces de la maille (cf fig. 2.1). Dans le code OPA, la coordonnée verticale peut être choisie parmi les coordonnées géopotentielles, encore appelées coordonnées généralisées en z et les coordonnées sigma généralisées ("terrain following"). Il existe d'autres coordonnées verticales telles les coordonnées de pression ou les coordonnées isopycnales, disponibles dans d'autres modèles.

La discrétisation :
La discrétisation spatiale des équations primitives utilise une méthode de différences finies centrées du second ordre dans OPA.

2.3.2 Discrétisation temporelle

Pour résoudre numériquement les équations primitives, plusieurs schémas de discrétisation temporelle sont utilisés dans le code.
A l'initialisation du modèle, un schéma avant d'Euler permet de calculer l'évolution des variables pronostiques x :

$$x^1 = x^0 + \Delta t RHS^0 \tag{2.19}$$

Ensuite, les dérivées eulériennes sont discrétisées selon le schéma centré "saute-mouton" :

$$x^{t+\Delta t} = x^{t-\Delta t} + 2\Delta t RHS^t \tag{2.20}$$

où les exposants désignent l'indice temporel du modèle, RHS est la partie non-diffusive du second membre de l'équation considérée.

Le schéma "saute-mouton"présente cependant deux inconvénients. D'une part, il a tendance à dissocier les modes pairs des modes impairs lorsqu'il est appliqué en dynamique des fluides non linéaire. Cette divergence numérique est contrôlée dans OPA par l'application d'un filtre d'Asselin (Asselin, 1972) :

$$x_f^t = x^t + \gamma \left[x_f^{t-\Delta t} - 2x^t + x^{t+\Delta t} \right] \tag{2.21}$$

L'indice f dénote les valeurs filtrées.
D'autre part, ce schéma est instable pour la discrétisation temporelle des processus diffusifs. Des schémas décentrés sont alors utilisés : les termes de diffusion horizontale D^h sont discrétisés selon un schéma avant d'ordre deux tandis que les termes de diffusion verticale D^v sont discrétisés selon un schéma arrière d'ordre deux.

2.4 Paramétrisation de la dynamique océanique dans NEMO-OPA

Les différentes approximations et simplifications qui permettent d'aboutir aux équations primitives rendent impossible la résolution explicite de certains phénomènes dans les modèles d'océan basés sur ces équations. Si l'on souhaite que ces phénomènes soient représentés dans le modèle, il faut les paramétriser. De plus, les équations de Navier-Stokes décrivent le comportement d'un fluide géophysique sur des échelles allant du millier de kilomètres pour les gyres océaniques jusqu'à l'échelle de Kolmogorov, de l'ordre du millimètre dans l'océan, où a lieu la dissipation de l'énergie en chaleur. Or, la discrétisation des équations primitives ne permet de résoudre que la physique d'échelle supérieure à la taille de la maille, et il est matériellement impossible aujourd'hui d'avoir une maille de l'ordre du millimètre. Les processus "sous-maille"sont pourtant nécessaires pour la dissipation de l'énergie qui cascade des grandes échelles vers les petites ainsi que pour le mélange océanique. Leurs impacts sur les processus de plus grande échelle résolus par le modèle sont considérables et ne peuvent être négligés. Puisque le modèle ne peut résoudre des processus si fins, leur prise en compte s'effectue à travers des paramétrisations. Une bonne connaissance des processus physiques à l'œuvre est souvent nécessaire à une paramétrisation correcte. Parmi les principaux problèmes de paramétrisation, on compte la représentation des écoulements gravitaires, des overflows, de la convection profonde, de la contrainte topographique, du mélange lié aux ondes internes de marée, des ice-shelves dans les océans polaires et des interactions air-glace et glace-océan, mais aussi les processus sous-maille tels la convection de double-diffusion ou la dissipation et la diffusion visqueuses. Dans la suite, nous ne détaillerons que cette dernière catégorie de processus sous-maille à paramétrer, liés à la turbulence.

Hypothèse 5 : Fermeture turbulente
Par analogie à la diffusion moléculaire, les équations de fermeture des flux turbulents représentant les processus sous-maille sont des fonctions linéaires des gradients de mésoéchelle locaux.

Dans l'océan, la prédominance de la gravité sur la verticale, de la stratification, et de la force de Coriolis rend la dynamique anisotropique. Par conséquent, la physique sous-maille

est paramétrée différemment sur l'horizontale et sur la verticale.

$$D^x = D^{hx} + D^{vx} \tag{2.22}$$

Avec $x = T, S, u$.

2.4.1 Physique sous-maille latérale

La paramétrisation des termes de diffusion latérale des traceurs (D^{hT}, D^{hS}) et de dissipation latérale de quantité de mouvement $\vec{D}^{hU}$ peut être réalisée dans le code OPA selon des opérateurs laplacien et bilaplacien, parmi lesquels il nous faudra choisir. De plus, les surfaces sur lesquelles s'opèrent la diffusion et la dissipation doivent être choisies parmi les surfaces iso-niveau (qui suivent la discrétisation verticale choisie), les surfaces géopotentielles et les surfaces isopycnales.

2.4.2 Physique sous-maille verticale

Les processus engendrant une turbulence verticale (déferlement des ondes internes, mélange vertical convectif, double diffusion, instabilités de cisaillement,...) sont également paramétrisés selon un formalisme de diffusion moléculaire. Les flux turbulents verticaux dépendent linéairement des gradients verticaux locaux des variables à grande échelle :

$$\vec{D}^{vU} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vU} \frac{\partial \vec{U}_h}{\partial z} \right) \tag{2.23}$$

$$D^{vT} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \tag{2.24}$$

$$D^{vS} = \frac{\partial}{\partial z}\left(A^{vT} \frac{\partial S}{\partial z} \right) \tag{2.25}$$

Les cœfficients de viscosité turbulente verticale A^{vU} et de diffusion turbutente verticale A^{vT} peuvent varier selon la profondeur. Dans ce cas, plusieurs modèles de fermeture turbulente sont proposés dans le code OPA, comme nous le verrons plus tard.

2.5 Les conditions aux limites

L'océan est bordé par l'atmosphère d'une part, et par les continents et les fonds océaniques d'autre part. Il interagit avec ces autres composantes du système climatique en échangeant des flux de chaleur, de sel, d'eau douce, et de quantité de mouvement aux interfaces. Les modèles d'océan utilisés dans cette étude ne sont couplés ni à l'atmosphère, ni aux continents. Les échanges entre ces composantes et l'océan doivent donc être donnés en conditions aux limites pour le modèle.

2.5.1 Conditions aux limites liées au fond océanique

La topographie du fond de l'océan, aussi appelée bathymétrie, est donnée au modèle en entrée. Le fond de l'océan est supposé imperméable. Les flux de chaleur (géothermie) et de sel sont donc supposés nuls à l'interface océan-fond, et le flux de quantité de mouvement normal à la frontière est nul. Par contre, des échanges de quantité de mouvement se font

par friction au fond de l'océan. Une condition sur le flux diffusif vertical $\vec{F_h}$ en découle. Ce dernier est paramétrisé dans la couche de fond par une dépendance quadratique à la vitesse horizontale, $\vec{U_h^b} = (u_b, v_b)$:

$$D^{\vec{vU}} = \left(\frac{\partial \vec{F_h}}{\partial z} \right)_{z=bottom}$$
$$\vec{F_h} = A^{vU} \left(\frac{\partial \vec{U_h}}{\partial z} \right)_{z=bottom} = C_d \quad \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b} \quad \vec{U_h^b} \tag{2.26}$$

C_d est un cœfficient de traînée et e_b est une énergie cinétique turbulente de fond due à la marée, au déferlement d'ondes internes,...
Le long des côtes, une condition de glissement libre est spécifiée :

$$\frac{\partial U_t}{\partial n} = 0 \tag{2.27}$$

Où U_t est la vitesse tangentielle au fond et $\vec{n}$ est le vecteur unitaire normal au fond.

2.5.2 Conditions aux limites liées aux continents

Le seul flux considéré dans les échanges océan-continent est le flux d'eau douce apporté par les principales rivières. Nous verrons dans le chapitre suivant que ce flux d'eau douce est en fait spécifié à l'interface air-mer au voisinage des embouchures des rivières.

2.5.3 Conditions aux limites liées à l'atmosphère

A l'interface air-mer, des échanges de chaleur, de sel, d'eau douce et de quantité de mouvement ont lieu. En suivant les paramétrisations énoncées par 2.23, 2.24 et 2.25, les conditions aux limites de surface pour les flux turbulents $D^{\vec{u_h}}$, D^T et D^S des équations primitives (2.13, 2.16 et 2.17) s'écrivent alors :

$$\vec{D}^{vU}_{z=0} = \left(A^{vU} \frac{\partial \vec{U_h}}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_0} \tag{2.28}$$
$$D^{vT}_{z=0} = \left(A^{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_{pw}} \tag{2.29}$$
$$D^{vS}_{z=0} = \left(A^{vT} \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=0} = \epsilon S_{z=0} \tag{2.30}$$

Où ρ_0 est la densité moyenne de l'eau de mer, $\vec{\tau}$ est la tension de vent à la surface de l'océan, Q_{net} est le flux de chaleur net à l'interface air-mer, C_{pw} est la capacité calorifique de l'eau de mer et ϵ est le flux net d'eau douce à l'interface air-mer.

Les valeurs de $\vec{\tau}$, Q_{net} et ϵ peuvent être spécifiées (on parle alors de "forçages spécifiés") ou calculées de façon interactive (on parle alors de "forçages bulk").

2.5.4 Conditions aux frontières ouvertes

Dans le cas où seule une partie de l'océan est modélisée, il faut également prendre en compte les conditions aux frontières ouvertes du modèle régional. Les variables pronostiques T, S, u et v ainsi que le niveau de la mer sont à fournir aux frontières, en utilisant soit une climatologie, soit les sorties d'un autre modèle. Ces conditions aux frontières

peuvent alors être spécifiées ou radiatives, pour laisser plus de liberté d'évolution au modèle régional, comme nous le verrons plus tard.

2.6 Conclusions

La modélisation océanique représente à l'heure actuelle le seul moyen d'étudier de façon fine les circulations en mer des Salomon. Dans cette thèse, nous utiliserons et implémenterons des modèles numériques basés sur le code NEMO-OPA. Dans ce code de calcul, la dynamique océanique est gouvernée par les équations primitives, qui représentent un bon compromis entre approximations dynamiques et puissance de calcul nécessaire à leur résolution par discrétisation. Les processus ne pouvant être résolus explicitement par le modèle sont pris en compte par le biais de paramétrisations. De nombreuses questions restent ouvertes quant aux paramétrisations utilisées dans les modèles d'océan. A ce sujet, une revue détaillée est fournie par Chassignet et Verron (2006).

Le code OPA est flexible, permettant à l'utilisateur de choisir différentes paramétrisations, résolutions, coordonnées, schémas numériques, etc. Les paramétrisations et la résolution choisies sont d'ailleurs les deux caractéristiques fondamentales d'un modèle d'océan, et permettent notamment une modélisation régionale de l'océan appropriée et adaptée aux processus dynamiques régionaux en jeu. Ainsi, modéliser la mer du Labrador, siège d'une dynamique de hautes-latitudes et de processus de convection profonde, nécessite des paramétrisations différentes de celles retenues pour la modélisation de la mer des Salomon, siège d'une dynamique tropicale et d'une topographie complexe.

Dans le chapitre suivant, les choix numériques liés à la modélisation de la mer des Salomon seront explicités. Nous verrons aussi quelle stratégie a été mise en place pour pouvoir modéliser à haute résolution et à moindre coût la petite (mais non moins intéressante) partie de l'océan mondial que représente la mer des Salomon.

Chapitre 3

Modélisation haute-résolution de la mer des Salomon

Sommaire

3.1 Introduction 58
3.2 Une hiérarchie de modèles 59
3.2.1 Le modèle global : ORCA025-G70 59
3.2.2 Le modèle régional : SALOMON025 59
3.2.3 Le modèle haute-résolution : SOLWARA124 61
3.3 Discrétisation 65
3.3.1 Discrétisation spatiale 65
3.3.2 Discrétisation temporelle 65
3.4 Les paramétrisations choisies pour les processus sous-maille . 66
3.4.1 Diffusion visqueuse sous-maille latérale 66
3.4.2 Diffusion visqueuse sous-maille verticale 67
3.5 Calcul de la hauteur de mer et erreur associée 69
3.5.1 Le calcul de la hauteur de mer 69
3.5.2 L'effet stérique dans le modèle NEMO-OPA 70
3.5.3 Estimation de l'erreur sur la hauteur de mer dans nos modèles . 70
3.6 Conditions aux limites 71
3.6.1 Bathymétrie 71
3.6.2 Forçages atmosphériques 73
3.7 Récapitulatif des caractéristiques de nos modèles et des forçages utilisés 77
3.8 Validation de la stratégie de modélisation mise en œuvre . . . 78
3.8.1 Pertinence du modèle global ORCA025-G70 78
3.8.2 Validation des OBC : comparaison de SALOMON025 et d'ORCA025-G70 79
3.8.3 Validation du nesting two-ways : comparaison de SOLWARA124 et de SALOMON025 80
3.9 Conclusions 82

3.1 Introduction

A cause du manque d'observations en mer des Salomon, la modélisation océanique représente actuellement le seul moyen d'étudier de façon fine et synoptique les circulations dans cette région. Les simulations numériques existantes ne permettant pas de simuler de façon satisfaisante la circulation océanique et les masses d'eau dans cette région, nous avons choisi d'utiliser et d'implémenter des modèles numériques adaptés à l'étude de la mer des Salomon. Ces modèles sont basés sur le code NEMO-OPA dont un aperçu a été donné dans le chapitre précédent.

Historique de la modélisation du Pacifique Tropical
Historiquement, de nombreuses études portant sur le Pacifique Tropical ont été réalisées en utilisant des modèles d'océan de divers types. Dès 1980, Busalacchi et O'Brien ont utilisé un modèle linéaire, en gravité réduite, sans thermodynamique pour simuler le système de courants équatoriaux du Pacifique. Leur étude a révélé qu'une dynamique linéaire était suffisante pour appréhender de nombreux aspects de l'influence des ondes de Rossby et de Kelvin équatoriales sur le système de courants du Pacifique Equatorial. Plus récemment, Chen et Qiu (2004) ont étudié la variabilité saisonnière du SECC à l'aide d'un modèle d'ondes longues de Rossby à 1.5 couches. Une des premières études basées sur un OGCM aux équations primitives dans le Pacifique Tropical fut celle de Philander et al. (1987). Les grands traits de la variabilité saisonnière de la circulation équatoriale de surface et des mouvements de la thermocline ont été modélisés de façon réaliste dans leur étude. Plus récemment, de nombreux OGCM ont été utilisés pour étudier le Pacifique Tropical. Parmi eux, nous citerons ceux du projet Drakkar, dont nous parlerons dans ce chapitre, en simulations libres (Izumo et al., 2002; Kessler et Gourdeau, 2007; Cravatte et al., 2007; Luebbecke et al., 2008), assimilées (Verron et al., 1999; Castruccio et al., 2006), ou couplées (Cibot et al., 2005) pour des résolutions allant du 1/4° à 2° ; ceux développés au NCAR en simulations libres (Capotondi et al., 2003; Yeager et Large, 2004) et couplées (Solomon et Wainer, 2006) ; et ceux développés au NCEP (Huang et Liu, 1999; Giese et al., 2002). Une étude de modélisation significative du Pacifique sud-ouest a été réalisée par Webb (2000), avec le modèle OCCAM au 1/4°, et a montré la présence de jets induits par le SEC dans le Pacifique sud-ouest (dont le North Vanuatu Jet). Les simulations couplées utilisées par le GIEC[1] ont été évaluées sur le Pacifique Tropical par comparaison aux observations par Zhang et McPhaden (2006). Parmi les simulations haute-résolution (1/12°), nous citerons celles réalisées par Mercator sur l'océan global, les simulations régionales Bluelink, qui utilisent l'assimilation de données à des fins de prévisions océaniques autour de l'Australie, et les simulations régionales ROMS du Pacifique sud-ouest réalisées par Couvelard et al. (2008).

Stratégie de modélisation de la mer des Salomon utilisée dans cette thèse
La mer des Salomon ne représente qu'une petite région de l'océan mondial. Plutôt que d'utiliser des sorties existantes d'un OGCM global pour étudier cette mer, nous avons

[1]Le Groupe International d'Experts sur le Climat (GIEC), appelé IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, http ://www.ipcc.ch) en anglais, a pour mission d'évaluer, sans parti pris et de façon méthodique, claire et objective, les informations d'ordre scientifique, technique et socio-économique qui nous sont nécessaires pour mieux comprendre les fondements scientifiques des risques liés au changement climatique d'origine anthropogénique. De plus, il doit cerner plus précisément les conséquences possibles de ce changement et envisager d'éventuelles stratégies d'adaptation et d'atténuation.

préféré mettre en place une hiérarchie de modèles permettant de ne simuler que la région d'intérêt. Plusieurs raisons expliquent ce choix.
La principale contrainte pour la modélisation de la mer des Salomon réside dans sa bathymétrie très complexe et variée, avec des archipels, des lagons, des détroits étroits, des fosses (fig. 1.13). Une représentation réaliste de la bathymétrie apparaît comme primordiale pour la modélisation de cette région, notamment pour pouvoir résoudre les différents détroits qui entourent cette mer. Nous avons choisi de répondre à cette contrainte notamment par le choix d'une résolution du modèle accrue sur la mer des Salomon.
Ceci est rendu possible par la mise en place d'une hiérarchie de modèles. Dans un premier temps, les sorties d'un OGCM global permettent de forcer un modèle régional du Pacifique sud-ouest, fonctionnant en frontières ouvertes et présentant la même résolution que le modèle global. Dans un second temps, un modèle haute-résolution de la mer des Salomon est emboîté interactivement au sein du modèle régional.
De plus, l'implémentation de modèles régionaux permet d'ajuster les paramétrisations à la région étudiée sans pour autant modéliser l'intégralité de l'océan. Or, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'océan modélisé dépend de façon cruciale des choix de paramétrisation, de résolution, de coordonnées, etc, qui ont été réalisés. L'ajustement des paramètres du modèle nécessite bien souvent de réaliser différentes simulations. Un modèle régional présente alors l'avantage d'être moins coûteux qu'un modèle global (à résolution comparable).
Dans ce chapitre, nous allons présenter ces trois modèles, tous basés sur le code NEMO-OPA, et nous détaillerons les paramétrisations choisies pour chacun d'entre eux. Dans un second temps, nous validerons la pertinence de la stratégie de modélisation mise en œuvre dans cette thèse, en évaluant le bon comportement des emboîtements de nos modèles.

3.2 Une hiérarchie de modèles

L'OGCM global est dénommé ORCA025-G70. J'ai nommé le modèle régional SALOMON025, et le modèle haute-résolution SOLWARA124. Les caractéristiques de ces trois OGCM sont synthétisées dans le tableau 3.1.

3.2.1 Le modèle global : ORCA025-G70

La simulation ORCA025-G70, basée sur une configuration au 1/4° du modèle NEMO-OPA, a été effectuée dans le cadre du projet DRAKKAR[2]. Dans cette simulation, le modèle est initialisé avec le champ de masse Levitus en 1958 puis intégré sur la période 1958-2004. Les sorties du modèle consistent en des moyennes à 5 jours des variables pronostiques ainsi que des variables diagnostiques. Une description complète de cette simulation est fournie par Barnier et al. (2006) et Molines et al. (2007).

3.2.2 Le modèle régional : SALOMON025

Choix du domaine

Ce modèle présente la même résolution horizontale que le modèle global : 1/4°. SALOMON025 est une "extraction"du modèle ORCA025-G70 sur le domaine 140°E à 172°E, et 24°S à 5°N. Le choix du domaine répond à un compromis entre coût numérique lié à

[2]http ://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/Projets/DRAKKAR

la taille du domaine et régions importantes à prendre en compte pour la modélisation de la mer des Salomon. Plusieurs contraintes nous ont amenés à choisir ce domaine pour le modèle régional :

- Frontière nord : comme nous souhaitons en partie étudier les impacts de la mer des Salomon sur l'EUC, il est préférable d'englober l'extension méridienne de ce courant (environ 2°S à 2°N) dans le domaine. De plus, les données des bouées TAO, situées dans le Pacifique équatorial entre 5°S et 5°N, pourraient contrôler la frontière nord par assimilation de données. Pour ces raisons, la latitude retenue pour la frontière nord est 5°N.

- Frontière est : le Pacifique sud-ouest est largement influencé par les écoulements zonaux venus de l'est, principalement constitués par le SEC et les jets qui en découlent. Pour que ces écoulements soient bien représentés dans le modèle, j'ai choisi de placer la frontière est en amont de la formation des jets. La longitude 172°E a été retenue, car à cette longitude, les isobaths sont principalement orientées zonalement. Or, il est préférable d'implanter les frontières du modèle régional perpendiculairement aux pentes topographiques. Cette contrainte topographique est respectée à 172°E.

- Frontière sud : le SEC influence directement et fortement les écoulements en mer des Salomon. Ce large courant zonal bifurque devant la côte Australienne, une partie s'écoulant vers le sud dans l'EAC, l'autre partie s'écoulant vers le nord et la mer des Salomon dans le NQC. La latitude à laquelle a lieu cette bifurcation dépend de la profondeur : elle se produit à 14°S en surface, puis se produit de plus en plus vers le sud quand la profondeur augmente, pour se faire à 23°S pour l'écoulement profond. J'ai souhaité englober la totalité de l'apport du SEC dans le modèle de la mer des Salomon. Pour cette raison, la frontière sud a été placée à 24°S.

- Frontière ouest : bien qu'il aurait été intéressant d'inclure la rétroflexion du NGCU dans l'EUC (vers 125°E) dans le modèle régional, cela aurait imposé d'inclure en partie les mers Indonésiennes dans le modèle régional. Nous avons préféré nous affranchir de cette région complexe et avons préféré réduire le domaine pour diminuer les coûts numériques. Ainsi, la frontière ouest de notre modèle régional a été placée à 140°E, en utilisant la mer d'Arafura comme frontière naturelle (la mer d'Arafura est très peu profonde. Située à l'ouest du Golfe de Papouasie, elle est séparée de la mer de Corail par le détroit de Torres (fig. 1.13), situé entre l'Australie et la Papouasie Nouvelle-Guinée. Les transports à travers le détroit de Torres sont faibles).

L'emboîtement : OBC radiatives

Nous avons vu que des conditions aux limites latérales sur les variables pronostiques T, S, u et v ainsi que sur le niveau de la mer sont à imposer pour un modèle régional (2.5.4). Nous avons choisi de faire fonctionner notre modèle régional en frontières ouvertes (Open Boundary Conditions) radiatives (Tréguier et al., 2001; Cailleau, 2004). Ce choix est déterminé par la volonté d'avoir une simulation interannuelle réaliste. En effet, le Pacifique sud-ouest est fortement influencé par les régions océaniques voisines, notamment à sa limite est. Des conditions latérales climatologiques sont donc à proscrire dans le cadre d'une simulation interannuelle. Le but des frontières ouvertes radiatives est d'imposer des conditions aux limites nécessaires à l'obtention d'une physique réaliste dans le modèle régional, tout

en permettant aux perturbations générées à l'intérieur de celui-ci et advectées vers ses frontières de sortir du domaine.
Dans les faits, l'algorithme gérant les frontières ouvertes commence par calculer une vitesse de phase près des frontières. Si les informations sortent du domaine, les conditions aux frontières ouvertes sont calculées à partir des champs du modèle régional par une équation de radiation (Raymond et Kuo, 1984) avec un faible rappel vers les données fournies par le modèle global pour éviter toute dérive du modèle régional. Si les informations sont entrantes, une persistance des données aux frontières est appliquée, avec un fort rappel vers les données fournies par le modèle global. Les temps de rappels τ aux frontières ont été choisis de sorte à laisser une certaine liberté au modèle régional tout en garantissant une cohérence avec les champs imposés par le modèle global. Nous avons choisi un temps de rappel vers les données aux frontières issues du modèle global de 15 jours pour l'export des perturbations hors du domaine régional, et de 1 jour pour l'import des informations.
Théoriquement, ces conditions de radiation s'appliquent dans un contexte d'équation d'onde. Elles donnent toutefois des résultats acceptables avec les équations primitives (Barnier et al., 1998; Marchesiello et al., 2001; Tréguier et al., 2001).

3.2.3 Le modèle haute-résolution : SOLWARA124

Choix du domaine

Le modèle SOLWARA124 est constitué de deux modèles interactifs. Le premier, le modèle "basse-résolution", encore appelé modèle mère, est issu du modèle SALOMON025 et présente les mêmes caractéristiques (domaine, résolution,...) que celui ci. Le deuxième, le modèle "haute-résolution", encore appelé modèle fille, est au 1/12° et est interactivement emboîté dans le modèle "basse-résolution". Le modèle haute-résolution permet une modélisation réaliste de la mer des Salomon, de 143.5°E à 165.5°E, et de 13.13°S à 0.5°S. A l'ouest, la frontière a été placée selon des considérations de bathymétrie (détroit de Torres peu profond). A l'est, les îles Salomon ont imposé la localisation de la frontière. La position de la frontière sud a été déterminée par les îles Salomon et l'archipel des Louisiades. Enfin, la frontière nord a été placée de sorte à pouvoir inclure dans le modèle haute-résolution la partie sud de l'EUC.

L'emboîtement : Nesting two-ways avec AGRIF

Les modèles mère et fille sont interactifs, chacun envoyant des informations à l'autre au cours de la simulation. Le raffinement de maille est basé sur le code AGRIF[3] (Adaptative Grid Refinement In Fortran). Cet outil a été développé par L. Debreu et E. Blayo au LJK[4] (Debreu et al., 2008) et est basé sur la méthode de Berger et Oliger (1984) pour le raffinement de maille. Il est implémenté dans de nombreux modèles de circulation océanique discrétisés en différences finies sur une grille structurée (OPA, ROMS), et implique très peu de modifications directes de ce code. AGRIF permet, à partir d'un modèle existant, d'effectuer des zooms locaux à différents niveaux.
Le raffinement de maille peut être défini avec ou sans rétroactions de la grille fine sur la grille grossière. En mode dit "one-way", la grille fine (encore appelée grille fille) est simplement pilotée à ses frontières par la grille grossière (encore appelée grille mère), comme c'est le cas entre SALOMON025 et ORCA025-G70. En mode dit "two-ways", la grille emboîtée

[3]http ://www-lmc.imag.fr/MOISE/AGRIF/index.html
[4]Laboratoire de Mathématiques Appliqués, Grenoble, France.

reçoit non seulement des conditions à ses frontières issues de la grille emboîtante, mais en plus, elle permet une mise à jour des champs de la grille grossière. Dans cette configuration, les deux grilles sont interactives, chacune influençant l'autre. Nous optons pour une interaction de type two-ways.
Afin de rendre plus commodes les procédures d'interpolation et de mise à jour de la grille grossière par la grille fine, le facteur de raffinement doit être un entier impair, idéalement 3 ou 5 (au delà, la différence de résolution entre les deux grilles peut être trop importante et engendrer des problèmes numériques). Dans notre cas, le facteur de raffinement spatial et temporel est fixé à 3 : la grille mère ayant une résolution de $1/4°$, la grille fille présente donc une résolution de $1/12°$.
Une couche de transition d'une largeur de 3 mailles grossières est présente entre les deux grilles. Elle permet une transition progressive et continue entre les valeurs des paramètres de chaque grille (notamment pour les cœfficients de diffusion et de viscosité qui dépendent de la taille de la maille, comme nous le verrons plus tard). De plus, cette couche de transition a pour effet de dissiper les instabilités numériques générées aux frontières de la grille fille. En mode two-ways, elle permet également de dissiper les structures fines voulant transiter vers la grille mère mais qui ne seraient pas résolues dans cette dernière.
Les itérations temporelles en mode two-ways sont illustrées sur la figure 3.1. Elles se font selon les étapes suivantes :

1. La grille mère avance d'un pas de temps.

2. Une interpolation linéaire est faite entre les deux pas de temps de la grille mère pour fournir les données aux frontières de la grille fille sur les 3 pas de temps correspondant au raffinement de cette dernière.

3. La grille fille avance de 3 pas de temps en utilisant les conditions fournies à ses frontières et en les propageant dans son domaine. A l'issue de cette étape, les deux grilles se retrouvent au même état d'avancement temporel.

4. Une mise à jour de la grille mère est faite par la grille fille. Pour les champs 2D (ie la SSH), les mailles de la grille grossière ayant été raffinées sont mises à jour à la fin des 3 pas de temps de la grille fille par les champs de cette dernière. Les variables 2D de la grille mère sont donc mises à jour sur le domaine raffiné avant chaque nouvelle itération temporelle du modèle basse-résolution. Pour les champs 3D, seuls les points de la grille mère inclus dans la zone de transition sont mis à jour, et les modifications sont ensuite propagées dans le reste du domaine par les schémas numériques qui sont au maximum d'ordre 2 (donc 3 points suffisent à la propagation). Enfin, pour éviter une divergence entre les deux modèles, une mise à jour complète 3D de la grille fille vers la grille mère est opérée pour toutes les variables (2D et 3D) sur tout le domaine concerné par le raffinement de maille tous les 5 pas de temps de la grille mère.
   L'opérateur de mise à jour est une moyenne "full-weighted", qui consiste à attribuer à chaque point de la grille basse-résolution une moyenne pondérée des 9 points (dans le cas d'un raffinement de facteur 3) correspondants dans la grille fille. Les poids sont fonction de la distance séparant les points du centre de la maille de la grille grossière (fig 3.2).

Cette stratégie de hiérarchie de modèles (fig 3.3) permet ainsi de modéliser la mer des Salomon à haute-résolution et à moindre coût.

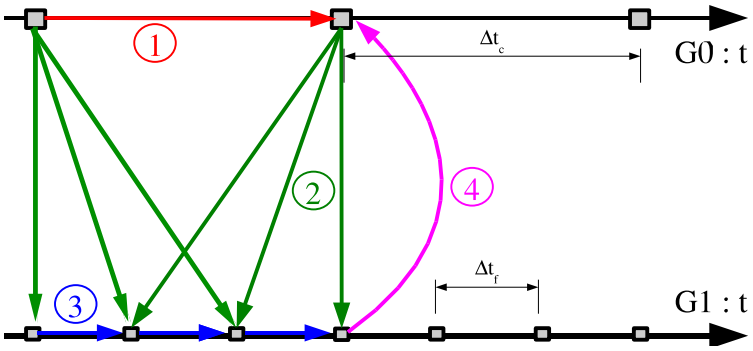


FIG. 3.1 – Procédure d'itération temporelle et d'interactions two-ways dans AGRIF. GO désigne la grille mère, G1 la grille fille. Les chiffres encerclés correspondent aux différentes étapes d'itération temporelle décrites dans le texte. Δt_c et Δt_f représentent les pas de temps du modèle basse-résolution et du modèle haute-résolution.

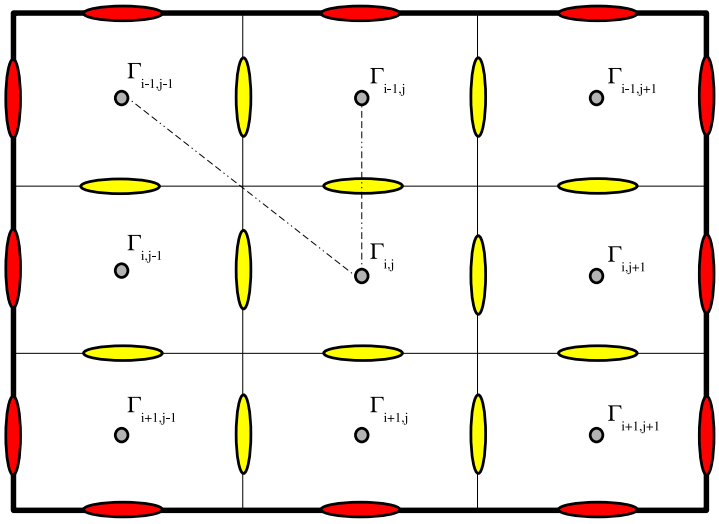


FIG. 3.2 – Opérateur moyenne full-weighted. Une maille de la grille mère est représentée (rouge) ainsi que les 9 mailles correspondantes dans la grille fille (jaune). Les poids Γ sont tels que : $(\Gamma_{i-1,j-1}, \Gamma_{i+1,j-1}, \Gamma_{i-1,j+1}, \Gamma_{i+1,j+1}) < (\Gamma_{i-1,j}, \Gamma_{i+1,j}, \Gamma_{i,j-1}, \Gamma_{i,j+1}) < \Gamma_{i,j}$ et $\sum_{i,j} \Gamma i, j = 1$

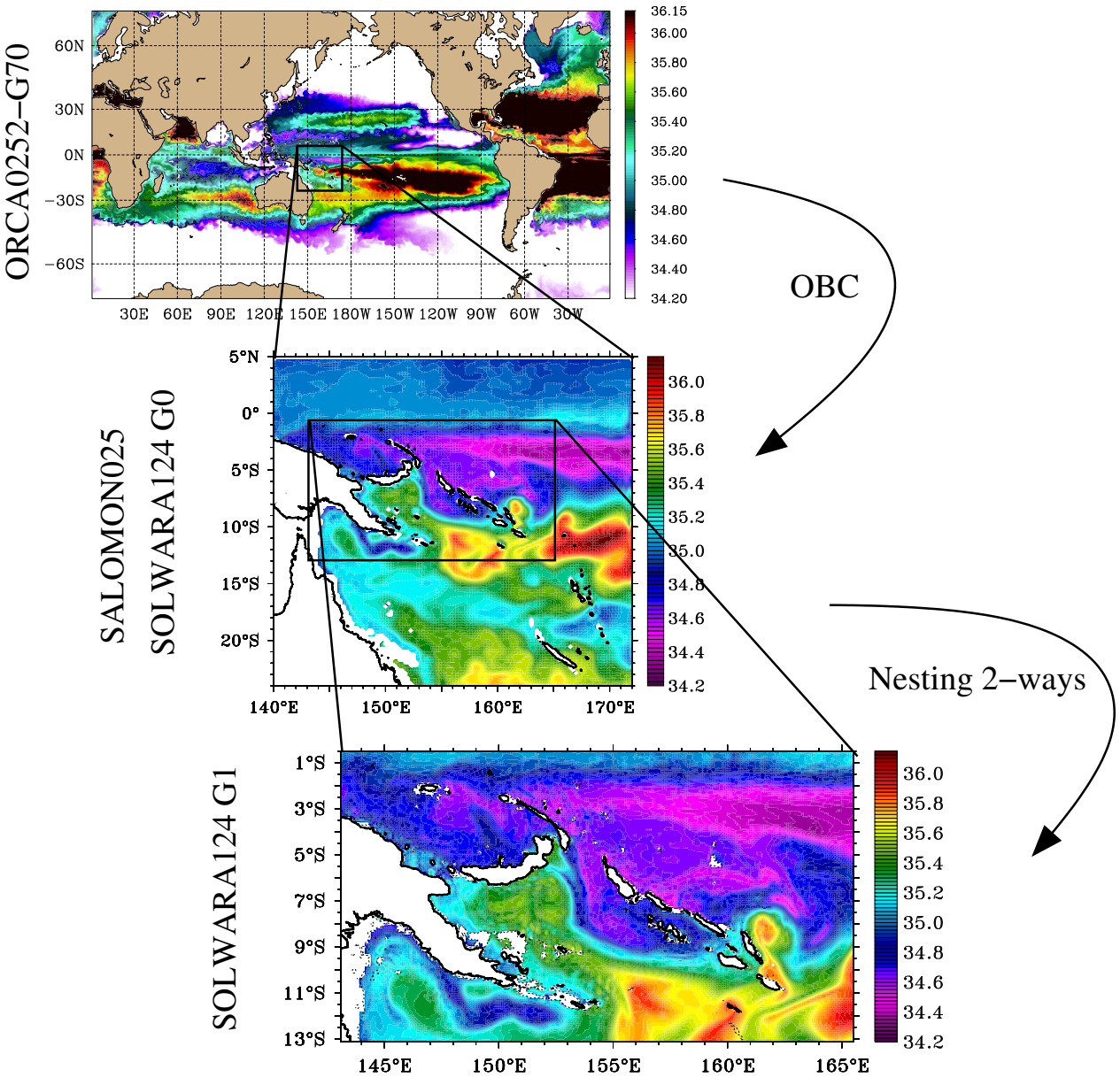


FIG. 3.3 – Hiérarchie de modèles utilisée pour la modélisation haute-résolution de la mer des Salomon. GO désigne la grille mère, et G1 la grille fille du modèle SOLWARA124.

3.3 Discrétisation

3.3.1 Discrétisation spatiale

Les trois modèles reposent sur le code NEMO-OPA. La grille horizontale est en projection Mercator. La résolution nominale (1/4°, 1/12°) est donc atteinte à l'équateur et la taille des mailles diminue avec la latitude, en fonction d'un cosinus.
Sur la verticale, les coordonnées géopotentielles sont choisies (coordonnées z) pour les 3 modèles. La grille verticale est composée de 46 niveaux, allant de la surface à 5750 m. La résolution verticale diminue avec la profondeur : les niveaux sont espacés de 6 m à la surface et de 250 m près du fond.
Les coordonnées z engendrent une représentation de la bathymétrie en marches d'escalier, ce qui n'est pas sans poser de problèmes pour la représentation des fortes pentes topographiques. Pour améliorer la représentation de la bathymétrie, la paramétrisation "partial steps"est utilisée dans les modèles. Cette paramétrisation, introduite par Adcroft et al. (1997), permet aux cellules de fond d'avoir une profondeur adaptative différente de celles des 46 niveaux prescrits (fig 3.4 a).

3.3.2 Discrétisation temporelle

Le pas de temps est directement lié à la résolution de la grille spatiale par le critère CFL[5], qui doit être respecté pour que les schémas numériques soient stables.
Dans le modèle global ORCA025-G70, la taille minimale des mailles est de 3.1 km. Ces faibles valeurs, atteintes aux hautes latitudes (projection Mercator au 1/4°), impliquent une forte contrainte sur le pas de temps. Ce dernier est fixé à 1440 secondes, ce qui correspond à 60 pas de temps par jour.
Le modèle régional concerne le Pacifique Tropical, avec des latitudes variant de 24°S à 5°N. Sa résolution spatiale étant également le 1/4°, la taille minimale de ses mailles est donc bien supérieure à celle du modèle global. Le pas de temps peut donc être augmenté[6] pour réduire les coûts de calcul. Quelques expériences ont permis de montrer que le modèle régional est stable à 30 pas de temps par jour.
Pour le modèle haute-résolution, le facteur de raffinement temporel correspond au facteur de raffinement spatial, égal à 3 dans notre configuration. Le modèle haute-résolution est donc discrétisé à 90 pas de temps par jour (tableau 3.1).

[5] critère de stabilité de Courant-Friedrichs-Lewy : pour les problèmes discrétisés spatio-temporellement, toute propagation (onde, courant, ...) ne peut excéder un pas de maille (Δx) en un pas de temps (Δt). La résolution spatiale et la résolution temporelle sont reliées par ce critère avec la vitesse de propagation d'un évènement (c) selon l'équation :

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} > c \tag{3.1}$$

Les vitesses de propagation numériques doivent donc être supérieures aux vitesses de propagation des évènements représentés.

[6] On cherchera à garder un pas de temps qui correponde à un multiple entier de la plus haute fréquence des fichiers de forçages, à savoir 6h dans notre cas (cf section 3.6.2).

3.4 Les paramétrisations choisies pour les processus sous-maille

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, de nombreux phénomènes physiques ne sont pas explicitement résolus dans le modèle, et doivent donc être paramétrisés si l'on souhaite qu'ils soient pris en compte dans le modèle. Ces phénomènes physiques peuvent être d'échelle spatiale supérieure à la taille de la maille, ou sous-maille. Nous avons choisi de ne présenter ici que les paramétrisations choisies pour les processus d'échelle sous-maille liés aux flux turbulents sur la verticale, ainsi qu'à la diffusion et à la dissipation visqueuse latérales.

3.4.1 Diffusion visqueuse sous-maille latérale

Dans le code NEMO-OPA, le choix de la paramétrisation de la physique latérale sous-maille passe par la définition de trois critères : la variation spatiale des cœfficients turbulents (constants, variant avec la latitude et/ou la longitude et/ou la profondeur), la direction selon laquelle les flux latéraux diffusifs sont évalués (sur les surfaces correspondant aux niveaux verticaux du modèle, sur des surfaces géopotentielles ou isopycnales) et enfin l'opérateur de diffusion utilisé (harmonique ou biharmonique). Dans la configuration OPA utilisée, ces choix diffèrent selon que l'on s'intéresse à la diffusion visqueuse des traceurs ou de la quantité de mouvement.

En ce qui concerne les traceurs (T,S), il a été montré à partir d'observations que leur mélange se fait majoritairement le long des surfaces isopycnales[7]. Nous choisissons donc de paramétriser la diffusion des traceurs sous-maille latérale selon ces surfaces. Dans le code NEMO-OPA, seul l'opérateur laplacien peut opérer le long des surfaces isopycnales (par rotation de l'opérateur). Nous utiliserons donc une paramétrisation de la diffusion sous-maille latérale des traceurs selon un formalisme de diffusion moléculaire (équations 2.23, 2.24, 2.25), par des fonctions linéaires des gradients de méso-échelle (opérateur laplacien) des traceurs le long des surfaces isopycnales (tableau 3.1). Au final, la diffusion latérale des traceurs (D^{hT}, D^{hS}) est paramétrisée par :

$$D^{hT} = \nabla . \left(A^{hT} \nabla_{\Re} T \right) \tag{3.2}$$

Où $\nabla_{\Re}$ est le gradient tourné sur les isopycnes, A^{hT} est le cœfficient de diffusion pour les traceurs. En réalité, dans le code, le mélange n'est purement isopycnal que si les pentes des isopycnes sont inférieures à 1%. Au delà, un mélange diapycnal des traceurs existe.

En ce qui concerne la diffusion visqueuse de la quantité de mouvement (encore appelée dissipation visqueuse), l'amortissement des mouvements est inversement proportionnel à l'ordre de dérivation spatiale de l'opérateur. Ainsi, les mouvements grande échelle sont plus amortis avec un opérateur laplacien qu'avec un opérateur bilaplacien. Or, l'amortissement des mouvements, et donc la dissipation, doit être suffisamment fort pour empêcher le développement d'instabilités numériques, mais aussi faible que possible pour que la turbulence océanique puisse se développer autant que possible dans le modèle. Pour se rapprocher d'un état réaliste, où les mouvements grande échelle sont le moins amortis

[7] Une surface isopycnale, également appelée isopycne, est une surface de densité constante.

possible, nous choisissons donc l'opérateur bilaplacien pour la paramétrisation du terme de dissipation horizontale de la quantité de mouvement (D^{hU}) :

$$D^{hU} = A^{hu} \frac{\partial^4 \vec{U}}{\partial x^4} \tag{3.3}$$

L'opérateur bilaplacien, et donc la dissipation sous-maille latérale de la quantité de mouvement, agit le long des surfaces géopotentielles dans la configuration du modèle choisie (tableau 3.1).

La grille horizontale étant en projection Mercator, la taille des mailles (Δx) diminue avec la latitude. Comme les cœfficients A^{hT} et A^{hu} représentent la physique sous-maille, leurs valeurs diminuent également avec la latitude, proportionellement à Δx pour A^{hT}, et à Δx^3 pour A^{hu} (en accord avec l'ordre de l'opérateur de diffusion choisi). Les valeurs de A^{hT} et de A^{hu} répondent à un compromis, comme nous l'avons vu précédemment : de faibles valeurs de viscosité dynamique permettent un développement accru de la turbulence et tendent donc à rendre l'océan modélisé plus réaliste, tandis que de fortes valeurs de viscosité dynamique assurent la stabilité numérique du modèle. Dans le modèle global, les cœfficients sont fixés à l'équateur à 300 $m^2\ s^{-1}$ pour A^{hT} et à 1.5 10^{11} $m^4\ s^{-2}$ pour A^{hu} (tableau 3.1).

Dans les modèles SALOMON025 et SOLWARA124, nous cherchons à diminuer encore la viscosité des processus sous-maille. Le cœfficient visqueux correspondant à la dynamique horizontale, A^{hu}, est d'au moins un ordre de grandeur supérieur aux autres cœfficients visqueux. C'est donc ce paramètre que nous allons chercher à optimiser pour augmenter la turbulence de l'océan. Dans les modèles que nous avons implémentés, sa valeur a été choisie de sorte à ce qu'il autorise la dissipation des processus d'échelle sous-maille en moins d'une journée. D'après LeProvost et Verron (1987), pour une maille de 30 km (correspondant au 1/4° dans les régions tropicales), une viscosité dynamique horizontale de 1 10^{10} $m^2\ s^{-1}$ permet de dissiper les échelles sous-maille en 0.1 jour. Après des expériences de sensibilité, il est apparu que le modèle régional au 1/4° était stable pour une viscosité fixée à 1.08 10^{11} $m^4\ s^{-2}$ à l'équateur. Comme A^{hu} varie avec le cube de la taille de la maille, il est divisé par 3^3 dans le modèle au 1/12° et vaut donc 4 10^9 $m^4\ s^{-2}$ à l'équateur. Nous avons conservé les valeurs de A^{hT} du modèle global : 300 $m^2\ s^{-1}$ à l'équateur dans le modèle au 1/4°, et cette valeur divisée par le facteur de raffinement de maille dans le modèle au 1/12°, soit 100 $m^2\ s^{-1}$ à l'équateur (tableau 3.1).

Les emboîtements de modèles (OBC et Nesting two-ways) nécessitent la présence d'une couche éponge aux frontières entre les modèles pour dissiper, via une augmentation de la viscosité, les instabilités liées à l'interaction de deux modèles différents. Aux frontières du modèle régional, le long des OBC, la viscosité dynamique horizontale A^{hu} est multipliée par 5 sur 9 points de grille. Une couche de transition est introduite entre le modèle basse-résolution et le modèle haute-résolution pour permettre une variation continue entre les deux grilles des paramètres physiques, telle la viscosité.

3.4.2 Diffusion visqueuse sous-maille verticale

Les cœfficients visqueux de dissipation turbulente verticale de la quantité de mouvement, A^{vU}, et de diffusion turbulente verticale des traceurs, A^{vT}, peuvent être fixés, comme c'est le cas pour leurs analogues latéraux, ou peuvent varier selon la profondeur et l'état de l'océan. Cette dernière solution permet de s'approcher d'un état réaliste. En

effet, dans la réalité, plus les gradients verticaux sont forts, plus l'océan est stratifié, et plus la force de flottabilité est une force de rappel forte pour les mouvements verticaux, inhibant ainsi le mélange vertical.

Dans les trois modèles que nous utilisons, les cœfficients turbulents verticaux de dissipation et de diffusion sont calculés de façon interactive par le modèle de fermeture turbulente TKE (Blanke et Delecluse, 1993; Madec, 2008). Ce modèle est basé sur l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente, $\overline{e}$. L'évolution temporelle d'$\overline{e}$ est régie par le bilan de sa production par cisaillement vertical, de sa destruction par stratification, et de sa diffusion et dissipation verticale, selon l'équation 3.4.

$$\frac{\partial \overline{e}}{\partial t} = A^{vU}\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right] - A^{vT}N^2 + \frac{\partial}{\partial z}\left[A^{vU}\frac{\partial \overline{e}}{\partial z}\right] - c_\epsilon \frac{\overline{e}^{3/2}}{l_\epsilon} \tag{3.4}$$

Avec

$$\begin{aligned} A^{vU} &= C_k l_k \sqrt{\overline{e}} \\ A^{vT} &= A^{vU}/P_{rt} \end{aligned} \tag{3.5}$$

Où N est la fréquence de Brunt-Väisälä, l_ϵ et l_k sont les longueurs caractéristiques de la dissipation et du mélange turbulents, et P_{rt} est le nombre de Prandtl. Les cœfficients C_k et c_ϵ sont les constantes de diffusion et de dissipation. Leurs valeurs sont fixées (Gaspard et al., 1990). P_{rt} est le nombre de Prandtl. Il représente le rapport entre dissipation visqueuse et diffusion (3.5) et est choisi comme étant fonction du nombre de Richardson local, noté Ri. Ce nombre représente le rapport entre stabilisation de l'écoulement par stratification et déstabilisation de l'écoulement par cisaillement vertical, et est donné par l'équation 3.6 :

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \tag{3.6}$$

Dans le modèle de fermeture turbulente utilisé (TKE), $P_{rt} = 1$ si $Ri \leq 0.2$, $P_{rt} = 10$ si $Ri \geq 2.0$, avec une transition linéaire entre les deux. Cette paramétrisation permet donc d'obtenir un mélange vertical fonction de la stabilité de la colonne d'eau. Plus l'océan est stratifié (ce qui correspond à de fortes valeurs du nombre de Richardson), moins le mélange vertical turbulent est important.
Les longueurs de diffusion l_k et de dissipation l_ϵ sont des fonctions de l'énergie cinétique turbulente :

$$l_\epsilon^b = l_k^b = l^b = \frac{\sqrt{2\overline{e}}}{N} \tag{3.7}$$

L'équation 3.4 d'évolution de l'énergie cinétique turbulente peut alors être résolue, et l^b calculée. Cette longueur est ensuite bornée de sorte que ses variations verticales soient inférieures aux variations de profondeur :

$$\left| \frac{\partial l^b}{\partial z} \right| \leq 1 \tag{3.8}$$

Ce qui, une fois discrétisé selon un schéma avant et un schéma arrière d'ordre 1, introduit des longueurs de mélange respectivement vers le haut et vers le bas :

$$\begin{aligned} l_{up}^{k} &= min\left(l^{b(k)}, l_{up}^{(k+1)} + e_{3T}^{(k)}\right) \quad pour \quad k = 1, jpk \\ l_{down}^{k} &= min\left(l^{b(k)}, l_{down}^{(k-1)} + e_{3T}^{(k-1)}\right) \quad pour \quad k = 1, jpk \end{aligned}$$

Avec k l'indice selon la verticale, jpk le nombre de niveaux verticaux, e_{3T} la profondeur de la maille, et l^b la longueur de mélange par défaut (background) calculée selon 3.7.
Finalement, les longueurs de dissipation l_k et de mélange turbulents l_ϵ sont données par les équations 3.9 :

$$\begin{aligned} l_k &= \sqrt{l_{up} l_{down}} \\ l_\epsilon &= min\left(l_{up}, l_{down}\right) \end{aligned} \tag{3.9}$$

Les cœfficients de viscosité et de diffusion turbulentes peuvent finalement être calculés d'après l'équation 3.5.

Nous verrons dans le chapitre 7 que cette paramétrisation des processus sous-maille verticaux ne permet pas toujours à elle seule de rendre compte de l'évolution des caractéristiques des masses d'eau. Une sophistication de la paramétrisation du mélange vertical sera alors réalisée en prenant en compte le mélange opéré par les ondes internes de marée.

3.5 Calcul de la hauteur de mer et erreur associée

3.5.1 Le calcul de la hauteur de mer

Les modèles d'océan se séparent en deux catégories en ce qui concerne la représentation de la surface océanique : les modèles à toit rigide, où la surface océanique est constante[8], et les modèles à surface libre, où la surface océanique évolue dans l'espace et dans le temps. Dans les modèles à surface libre, de plus en plus utilisés par la communauté scientifique et dont font partie les trois modèles utilisés ici, la hauteur de mer est une variable pronostique. Son évolution résulte du bilan d'eau douce et de la divergence des vitesses horizontales barotropes :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla.\left[(H+\eta)\,\overrightarrow{\overline{U}_h}\right] + P + R - E \tag{3.10}$$

Où P représente les précipitations, E l'évaporation, R le flux d'eau douce issu des apports fluviaux, H la profondeur de l'océan (par rapport à z=0), η l'élévation de la surface océanique (par rapport à z=0), et $\overrightarrow{\overline{U}_h}$ est le vecteur vitesse barotrope.

Le problème numérique associé à la formulation en surface libre est le traitement des ondes de gravité externes (EGW). Ces ondes peuvent être très rapides par rapport aux autres phénomènes décrits par les équations primitives. Pour les études sur de longues échelles de temps (étude du climat par exemple), ces ondes peuvent être considérées comme du bruit. Par contre, à plus petites échelles, ces ondes représentent un signal d'intérêt (étude des marées par exemple). La résolution de ces ondes nécessiterait un pas

[8]Il est à noter toutefois que le niveau de la mer peut être diagnostiqué dans les modèles à toit rigide. En effet, la pression sur le toit est calculée, et permet de déduire la hauteur de la surface océanique par la relation d'équilibre hydrostatique (équation 2.14).

de temps très faible dans les modèles, et des coûts numériques très importants. Pour traiter ces ondes dans une configuration en surface libre, trois méthodes peuvent être utilisées. Les deux premières cherchent à augmenter le pas de temps du modèle tout en restant numériquement stable vis à vis des EGW. Pour cela, l'équation cinématique 3.10 peut être résolue selon un schéma implicite ou selon la technique dite de "time-splitting". Cependant, les schémas numériques associés sont compliqués et de nombreux paramètres sont à ajuster. La troisième méthode, pour laquelle nous avons opté dans les modèles utilisés dans cette thèse, consiste à filtrer les EGW qui ne peuvent pas être résolues temporellement. Ce filtrage est opéré par l'introduction d'une force additionnelle dans les équations de quantité de mouvement (Roullet et Madec, 2000).

$$\partial_t \vec{u} = \vec{\Im} - \vec{g}\vec{\nabla}\eta - \vec{g}T_c\vec{\nabla}\partial_t\eta\partial_t\vec{u} = \vec{\Im} - \vec{g}\vec{\nabla}\left(1 + T_c\partial_t\right)\eta \tag{3.11}$$

Où $\vec{\Im}$ englobe les termes d'advection, de diffusion, de pression, et de force de Coriolis. L'ajout du terme $\vec{g}T_c\vec{\nabla}\partial_t\eta$ permet de filtrer les EGW non résolues en agissant comme un filtre passe-bas d'ordre 1 de période de coupure T_c, prise égale à $2\triangle T$ pour une stabilité optimale.

3.5.2 L'effet stérique dans le modèle NEMO-OPA

L'approximation de Boussinesq a pour conséquence de considérer l'océan comme un milieu incompressible, comme nous l'avons vu précédemment (section 2.2). En réalité, l'eau de mer est légèrement compressible et son volume varie avec les propriétés thermodynamiques de cette dernière (T, S, P). On distingue l'effet thermostérique, lié à la dilatation d'une particule fluide quand sa température augmente, de l'effet halostérique, lié à la contraction d'une particule fluide quand sa salinité augmente. La somme de ces deux effets représente l'effet stérique. Cependant, malgré l'incompressibilité de l'eau de mer dans le modèle, l'effet stérique est partiellement pris en compte grâce aux non linéarités de l'équation d'état. En fait, seule la valeur moyenne de la hauteur de mer donnée par le modèle est faussée par la résolution seulement partielle de l'effet stérique. Les gradients de la topographie de surface de mer sont eux bien représentés dans le modèle. La modélisation des changements du niveau des océans par effet stérique n'est donc pas possible avec les équations primitives. Pour cette raison, un besoin croissant de modèles conservant la masse plutôt que le volume (ie des modèles sans l'approximation de Boussinesq) se fait sentir dans la communauté scientifique (Chassignet et Verron, 2006).

3.5.3 Estimation de l'erreur sur la hauteur de mer dans nos modèles

Pour estimer l'erreur sur la variabilité de SSH introduite dans le modèle par l'approximation de Boussinesq et l'incompressibilité de l'eau de mer qu'elle entraîne, un calcul d'ordre de grandeur est réalisé.

L'océan est plus vaste dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord. En été austral, les eaux de l'océan sud sont chauffées et deviennent donc plus légères. Comme le modèle conserve le volume et non la masse suite aux approximations de Boussinesq et d'incompressibilité de l'eau de mer, il en résulte une augmentation de la masse de l'océan sud en été austral. Cette augmentation de masse n'est pas compensée par une réduction de masse de l'océan nord, qui est beaucoup moins vaste. Ainsi, la masse de l'océan global présente un cycle saisonnier marqué dans le modèle, avec un maximum en été austral

et un minimum en hiver austral. Dans la simulation ORCA025-G70, sur la période TOPEX/Poséidon (02/10/1992 au 24/02/2002), l'amplitude crête à crête de ce cycle saisonnier est d'environ $3.10^{15}kg$. L'amplitude de la variation de hauteur de mer correspondant à ce changement de masse est de 7 mm crête à crête :

$$\triangle\eta = \frac{\triangle m}{\rho_0 . Surf} = \frac{3.10^{15}}{1020.3.6^{14}} = 7mm \tag{3.12}$$

Où $Surf$ est la surface océanique globale à l'interface air-mer dans le modèle ORCA025-G70. De telles variations sont négligeables devant celles observées en mer des Salomon, qui sont bien souvent supérieures d'un ordre de grandeur (e.g. Chen et Qiu (2004); Lombard et al. (2009).

De même, la hausse du niveau de la mer liée au réchauffement climatique n'est pas directement prise en compte dans les modèles numériques utilisés dans cette thèse, comme nous venons de le voir. Munk (2003) a estimé que sur les 50 dernières années, le contenu thermique de l'océan global a augmenté de $2.10^{23}J$, ce qui correspond à une hausse d'environ 0.5 mm/an du niveau de la mer. Cette variation climatique à l'échelle globale non prise en compte dans le modèle est donc elle aussi négligeable devant les variations saisonnières et interannuelles observées en mer des Salomon.

Ainsi, bien que l'océan modélisé soit incompressible, nous estimons que la variabilité du niveau de la mer simulée est satisfaisante, et que les effets liés à une augmentation de la masse de l'océan global modélisé aux échelles saisonnières et climatiques sont négligeables.

A noter également que dans le cadre d'une configuration régionale, les OBC imposent que le volume du "sous-océan"modélisé soit constant au cours du temps (ce qui évite de vider un bassin d'évaporation ou de remplir continûment un bassin de précipitation). Ainsi, le niveau moyen de la mer n'a pas grande signification physique dans un modèle régional. Par contre, les gradients de SSH restent corrects dans le modèle régional car la correction de volume se fait par le biais d'une correction uniforme des vitesses aux OBC.

3.6 Conditions aux limites

3.6.1 Bathymétrie

ORCA025-G70 et SALOMON025

Dans le modèle global, la bathymétrie est dérivée de deux jeux de données :

- Etopo2v1, qui est un fichier de bathymétrie à 2-minutes créé au NGDC[9]. Ce jeu de données combine la bathymétrie de Smith and Sandwell (version 8.2) basée sur des mesures gravitaires par satellite, avec des données hydrographiques. Ce fichier est utilisé sous 300 m.
- GEBCO, qui est un fichier de bathymétrie à 1-minute préparé à partir des contours bathymétriques des océans disponibles sous forme d'une série de cartes papier à l'échelle 1 :10 millions. Des contours à un intervalle de 500 m ont été tracés à la main sur ces cartes à partir de données hydrologiques digitales et analogiques. Ce jeu de données est censé être plus exact que Etopo2 sur les zones peu profondes. Toutefois, la couverture des données est irrégulière et la qualité des données est variable d'une région à une autre. Ce fichier est utilisé sur les zones de plateaux, entre 0 et 200 m.

[9]National Geophysical Data Center, http ://www.ngdc.noaa.gov

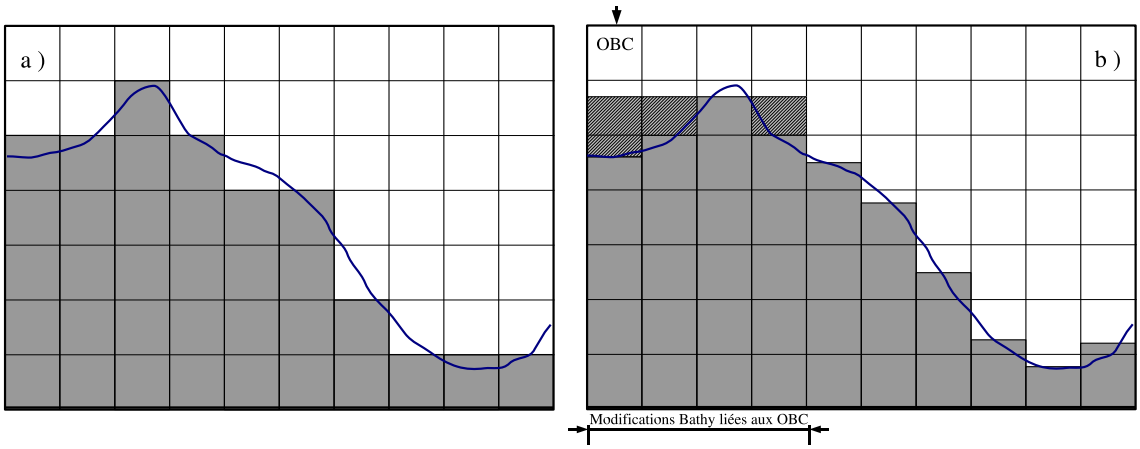


FIG. 3.4 – Gestion de la bathymétrie en coordonnées z. Comparaison de la représentation de la bathymétrie (ligne bleue) en approche "full-step"classique (fig a, bathymétrie correspondant aux niveaux verticaux prescrits) et en approche "partial-step"(fig b, cellules grisées non hachurées, bathymétrie adaptative). La figure b) représente en plus les modifications de bathymétrie nécessaires avec les OBC (cellules hachurées).

Entre 200 et 300 m, une combinaison de ces deux jeux de données est opérée, avec une pondération selon la profondeur.
Le modèle régional étant une extraction du modèle global, il présente la même bathymétrie que ce dernier. Quelques modifications sont toutefois nécessaires près des frontières ouvertes. Pour propager les informations, 3 points de grille océan sont nécessaires (schéma de radiation d'ordre 2). Aussi, sur les OBC et sur les 3 rangées suivantes, la bathymétrie est modifiée : on lui donne la valeur de la profondeur la moins importante de ces 4 points de grille à l'intérieur du domaine orthogonaux aux OBC. Les creux sont ainsi comblés (fig 3.4 b) et les radiations toujours autorisées.

SOLWARA124

La mer des Salomon offre une diversité de profils topographiques, avec des détroits étroits et profonds, des archipels, des lagons, mais aussi des bassins profonds et une fosse océanique atteignant plus de 8000 m. Une représentation réaliste de la bathymétrie complexe de la mer des Salomon est déterminante pour sa modélisation. C'est pourquoi une attention particulière a été portée au fichier de bathymétrie utilisé dans le modèle haute-résolution. Une comparaison de différents jeux de données bathymétriques (GEBCO, Etopo2v1, Etopo2v2, Mercator, Smith and Sandwell, DBDB2) avec des cartes de navigation de la mer des Salomon a permis de montrer qu'Etopo2v1 est le jeu de données le plus réaliste pour la zone étudiée. Ce jeu de données combine des données gravitaires satellite, particulièrement précises en zones profondes, avec des données hydrologiques, particulièrement précises en zones peu profondes. Or, il se trouve que les régions peu profondes de la mer des Salomon et les endroits clefs que sont les détroits ont été particulièrement bien échantillonnés par les données hydrologiques utilisées dans Etopo2v1 (fig 3.5). Ce jeu de données intègre d'ailleurs bien plus de données hydrologiques que GEBCO dans la région de la mer des Salomon (Marks et Smith, 2006).

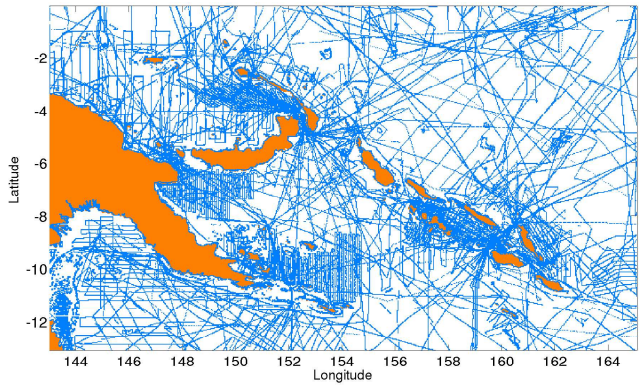


FIG. 3.5 – Localisation des données bathymétriques mesurées le long de lignes de navigation et intégrées dans le jeu de données bathymétriques Etopo2v1.

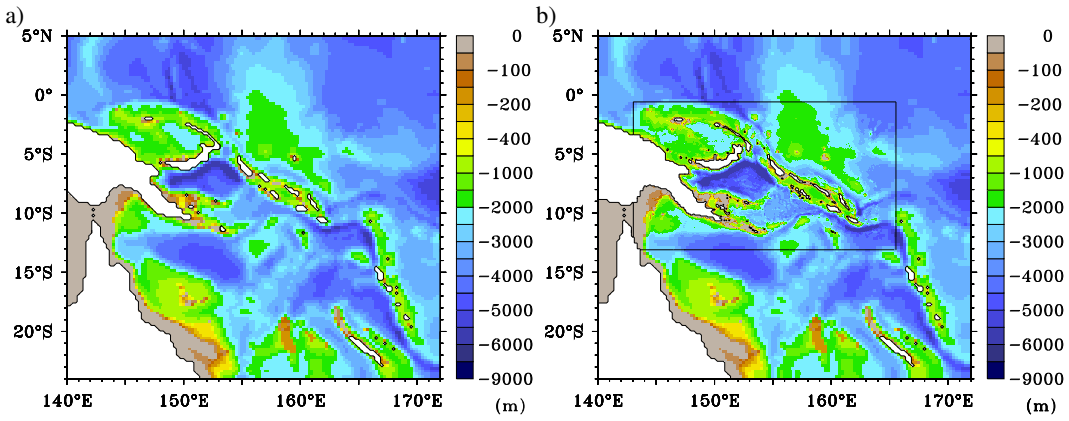


FIG. 3.6 – Bathymétries des modèles SALOMON025 (a) et SOLWARA124 (b). Pour SOLWARA124, la délimitation entre la grille mère, au 1/4°, et la grille fille, au 1/12°, est signalée par le rectangle noir.

Ainsi, le fichier de bathymétrie utilisé par le modèle haute-résolution est basé sur une moyenne médiane à 1/12° du fichier Etopo2v1 au 1/30°. Ensuite, les points clefs de la bathymétrie (détroits, côtes, lagons) ont été modifiés à la main si nécessaire en se basant sur les cartes de navigation de la mer des Salomon. En tout, 76 points de grille ont été modifiés de cette façon. Enfin, le trait de côte est issu de celui utilisé dans les simulations Mercartor au 1/12°, lui même basé sur le trait de côte réaliste IDL.
Pour finir, la bathymétrie de la grille mère est utilisée dans la zone de transition présente sur les bords intérieurs de la grille fille pour assurer la cohérence des deux grilles. Les bathymétries des modèles SALOMON025 et SOLWARA124 sont présentées sur la figure 3.6.

3.6.2 Forçages atmosphériques

Dans le chapitre précédent présentant le code NEMO-OPA, nous avons vu que les forçages atmosphériques pouvaient être spécifiés ou calculés interactivement, comme ce

sera le cas dans les trois modèles utilisés. Les flux atmosphériques de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement sont donc diagnostiqués selon les équations 2.28, 2.29 et 2.30 afin de prendre en compte le couplage existant entre l'atmosphère et l'océan. Ce couplage se fait principalement à travers la température de surface, la SST. Le diagnostic des flux atmosphériques est réalisé par le biais des formules semi-empiriques bulk et est synthétisé sur la figure 3.7.

Flux d'eau douce

Ce flux ϵ est imposé en condition aux limites de surface de l'équation de conservation du sel (équation 2.17). Il correspond au bilan entre l'évaporation E, les précipitations P, les apports en eau douce des rivières R, et un terme de rappel vers la climatologie Levitus pour la salinité de surface, $SSSdmp$, qui permet d'éviter une dérive du modèle.

$$\epsilon = E - P - R + SSSdmp \tag{3.13}$$

Les précipitations et les apports des rivières sont imposés au modèle, sous forme de moyennes mensuelles. Les précipitations proviennent du jeu de données CORE qui combine deux jeux de données de précipitation largement utilisés : GPCP (Huffman, 1997) et Xie et Arkin (1997).
L'évaporation est diagnostiquée par formule bulk et dépend de la SST.

$$E = -\rho_a C_E \|\vec{U_{10}} - \vec{u_0}\| \left(q_a - q_{sat}(SST)\right) \tag{3.14}$$

Où ρ_a est la densité de l'air, C_E est un cœfficient de transfert turbulent, q_a est l'humidité spécifique de l'air à 10 mètres, $q_{sat}(SST)$ est l'humidité spécifique de l'air à saturation pour une température égale à la SST, $\vec{U_{10}}$ est la vitesse du vent à la hauteur anémométrique de 10 mètres, et $\vec{u_0}$ est la vitesse océanique de surface.
Le terme de rappel en sel est un terme de correction vu en flux d'eau douce.

$$SSSdmp = \frac{1}{T} \frac{SSS_{Levitus} - SSS_{model}}{SSS_{model}} \tag{3.15}$$

La vitesse de rappel est à régler : plus elle est grande, plus le rappel en sel est important. Dans le modèle global ORCA025-G70, la vitesse de rappel est fixée à 0.1667 m/s, ce qui correspond à une pénétration du rappel à 10 m de profondeur en $T = 60$ jours. Dans le modèle régional et dans le modèle haute-résolution, ce rappel peut être diminué pour permettre une plus grande variabilité car les OBC contraignent déjà le modèle régional, et car je ne ferai pas de longues expériences interannuelles. Nous avons choisi de fixer la vitesse de rappel à 0.0333 m/s dans SALOMON025 et dans SOLWARA124 (tableau 3.1). Cela correspond à une pénétration du rappel à 10 m de profondeur en $T = 300$ jours.

Flux de quantité de mouvement

Le vent apporte de la quantité de mouvement à l'océan. Le flux de quantité de mouvement à l'interface air-mer est imposé en condition aux limites des équations de conservation de la quantité de mouvement (équation 2.13). Ce flux $\vec{\tau}$ est diagnostiqué par formule bulk :

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D \|\vec{U_{10}} - \vec{u_0}\| \left(\vec{U_{10}} - \vec{u_0}\right) \tag{3.16}$$

Où C_D est un cœfficient de traînée. Les données de vitesse du vent sont issues des réanalyses ERA40 et sont fournies à la fréquence de 6h.

La pertinence de cette paramétrisation a été remise en cause dernièrement : il semble que la prise en compte des courants de surface de l'océan dans le calcul de la tension due au vent entraine une dissipation excessive. En effet, paramétriser le flux de quantité de mouvement en fonction du vent seulement (et non selon une vitesse de vent relative à la vitesse de surface de l'océan) permet d'augmenter la variabilité du modèle (rms de SSH[10], EKE) et de se rapprocher ainsi des observations[11] (comm. pers. J. Jouanno).

Flux de chaleur

Le flux net de chaleur est donné en condition aux limites de l'équation de conservation de la chaleur (équation 2.16). Il est le résultat de 4 flux : le flux de chaleur sensible Q_{sens}, le flux de chaleur latente Q_{lat}, le flux solaire (short wave) Q_{sw} et le flux infra-rouge (long wave) Q_{lw}.

$$Q_{net} = Q_{sens} + Q_{lat} + Q_{sw} + Q_{lw} \tag{3.17}$$

Flux de chaleur sensible

Ce flux correspond à la quantité de chaleur échangée par convection et conduction thermique. Il est paramétrisé par formule bulk :

$$Q_{sens} = \rho_a C_p C_H \|\vec{U_{10}} - \vec{u_0}\| (\theta_a - SST) \tag{3.18}$$

Où C_p est la capacité calorifique de l'air, θ_a est la température de l'air à 10 mètres, C_H est un cœfficient de transfert de chaleur turbulent qui, au même titre que C_D et C_E, dépend de la stabilité de la colonne d'air près de la surface océanique, elle-même fonction de la SST et des variables atmosphériques de surface.

Flux de chaleur latente

Ce flux correspond à la chaleur cédée par l'océan à l'atmosphère par évaporation (E) :

$$Q_{lat} = -L_{vap} E \tag{3.19}$$

Où L_{vap} est la chaleur latente de vaporisation.

Flux solaire incident

Le rayonnement solaire absorbé par l'océan est la source principale d'énergie de la machine thermique que représentent nos océans. Près de 99% de cette énergie est inclue dans le rayonnement de courtes longueurs d'ondes. La partie du rayonnement incident qui est réfléchie dépend de l'albédo α de la surface océanique.

$$Q_{sw} = (1 - \alpha_{sw}) rad_{sw} \tag{3.20}$$

[10] Nous avons réalisé une sensibilité à cette paramétrisation en mer des Salomon. Il apparaît qu'une paramétrisation du flux de quantité de mouvement en fonction du vent seulement permet d'augmenter de 25% l'amplitude de la variabilité du niveau de la mer (écart-type de SLA) en moyenne en région hauturière.

[11] Cependant, l'amélioration de la paramétrisation du flux de quantité de mouvement dépend sans doute d'une meilleure estimation du cœfficient de traînée C_D. Ce dernier dépend de la stabilité de la colonne d'air, et est donc influencé par les anomalies de température générées par les tourbillons résolus par le modèle d'océan. Comme les forçages atmosphériques sont fournis à grande échelle, de telles variations locales du cœfficient de traînée ne sont actuellement pas prises en compte. Une amélioration possible de la paramétrisation du flux de quantité de mouvement à la surface de l'océan pourrait être étudiée dans un système de modèle couplé-guidé dans lequel la couche limite atmosphérique serait explicitement modélisée à la même résolution que l'océan (comm. pers. G. Madec).

rad_{sw} est une donnée satellite journalière correspondant au flux solaire incident auquel s'ajoutent les flux indirects issus de la réflexion du flux solaire par les nuages et de la diffusion occasionnée par divers composants atmosphériques.

Flux de chaleur de grande longueur d'onde
Ce flux est la différence entre le flux solaire infrarouge incident au niveau de la surface de l'océan (rad_{lw}, donnée satellite journalière) et le flux de chaleur rayonné par la surface océanique (rayonnement du corps noir) :

$$Q_{lw} = (1 - \alpha_{lw}) rad_{lw} - \varepsilon \sigma SST^4 \tag{3.21}$$

ε est l'émissivité de la surface océanique, et σ est la constante de Stephan-Boltzmann.

Au final, les données extérieures à fournir au modèle pour les forçages atmosphériques sont : θ_a, q_a, $\vec{U_{10}}$, rad_{lw}, rad_{sw}, P et R. Ces données sont issues du jeu de forçage DFS3 (Drakkar Forcing Set 3, Brodeau et al. (2008), table 3.2).

3.7 Récapitulatif des caractéristiques de nos modèles et des forçages utilisés

Hiérarchie de modèles

Modèle	ORCA025-G70	SALOMON025 SOLWARA124 G0	SOLWARA124 G1
Lien Hiérarchique	Nesting 1 way |	Nesting 2 ways	
Code	NEMO - OPA		
Domaine	Global	140°E 172°E 24°S 5°N	143.5°E 165.5°E 13.13°S 0.5°S
Résolution horizontale nominale	1/4°	1/4°	1/12°
Dimension de la grille	1442 x 1021 x 46	131 x 121 x 46	271 x 154 x 46
Grille	Arakawa C, projection Mercator		
Coordonnée verticale	Géopotentielles, z, partial-steps		
Pas de temps par jour	60	30	90
Initialisation	Champs de masse Levitus		
Bathymétrie	Combinaison Gebco ($z < 200m$) et Etopo2v1 ($z > 300m$)		Etopo2v1, trait côte IDL modifications manuelles dans les endroits clefs
Physique sous maille horizontale			
Dynamique	Opérateur bilaplacien, surfaces géopotentielles		
A^{hu} équateur	1.50 10^{11} m^2/s	1.08 10^{11} m^2/s	4.00 10^9 m^2/s
Traceurs	Opérateur laplacien, surfaces isopycnales		
A^{hT} équateur	300 m/s	300 m/s	100 m/s
Physique sous maille verticale			
Dynamique/Traceurs	Schéma de fermeture turbulent TKE		
Forçages atmosphériques	Forçages Bulk interannuels DFS3		
Vitesse de rappel en *SSS*	0.1667 m/s	0.0333 m/s	0.0333 m/s
Aspects informatiques			
Coût de calcul	3500h cpu/an	0.5h cpu/an	6.25h cpu/an
Machine IDRIS[8]	Zahir[9]	Brodie[10]	Brodie
Nombre processeurs	186	1	1

Tab. 3.1 – Caractéristiques des modèles.

[8]Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique du CNRS, http ://www.idris.fr

[9]Machine parallèle IBM.

[10]Machine vectorielle à 8 noeuds, NEC SX-8.

Forçages atmosphériques

Drakkar Forcing Set 3				
Variable	Symbole	Fréquence	Influence	Source
Température de l'air à 10 m	θ_a	6h	Q_{net}, $\vec{\tau}$, F	ERA40
Humidité spécifique de l'air à 10 m	q_a	6h	Q_{net}, $\vec{\tau}$, F	ERA40
Vitesse du vent à 10 m	$\vec{U_{10}}$	6h	Q_{net}, $\vec{\tau}$, F	ERA40
Radiation incidente de courte longueur d'onde	rad_{sw}	24h	Q_{net}	CORE
Radiation incidente de grande longueur d'onde	rad_{lw}	24h	Q_{net}	CORE
Précipitations	P	mensuelle	F	CORE
Apports des rivières	R	mensuelle	F	CORE

TAB. 3.2 – Forçages atmosphériques DFS3 utilisés pour les simulations ORCA025-G70, SALOMON025 et SOLWARA124.

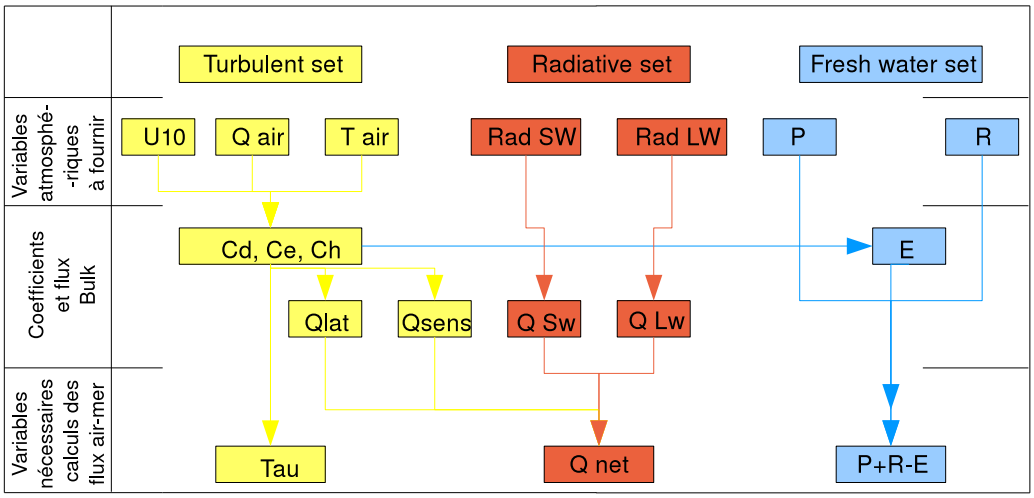


FIG. 3.7 – Récapitulatif des variables intervenant dans les forçages atmosphériques bulk.

3.8 Validation de la stratégie de modélisation mise en œuvre

Nous avons présenté la stratégie de modélisation que nous avons mise en place pour simuler à haute-résolution la circulation océanique en mer des Salomon. Nous nous proposons à présent de valider la pertinence de la stratégie de modélisation utilisée, et notamment d'évaluer le bon comportement des emboîtements de nos modèles.

3.8.1 Pertinence du modèle global ORCA025-G70

Les modèles utilisés au cours de cette thèse sont basés sur le code NEMO-OPA, largement utilisé dans la communauté scientifique européenne. De nombreuses études

de modélisation basées sur ce code ont été publiées[12], avec des modèles à différentes résolutions, et valident les configurations ORCA du code NEMO-OPA.

La simulation ORCA025-G70 présente également l'avantage d'être pratiquement ajustée en 1984, année de début des principales simulations longue durée utilisées dans cette thèse. En effet, la simulation ORCA025-G70 a débuté en 1958, et a donc tourné une vingtaine d'années avant d'atteindre les années 1980. Comme l'équilibre est plus vite atteint dans les tropiques, et dans les couches de surface, la dynamique tropicale au niveau de l'EUC peut être considérée comme pratiquement ajustée au milieu des années 1980, et les tendances basse-fréquence données par la simulation sont physiquement significatives. De plus, cette simulation bénéficie des réglages de paramètres et paramétrisations opérés lors de simulations antérieures qui constituent des tests de sensibilité.

3.8.2 Validation des OBC : comparaison de SALOMON025 et d'ORCA025-G70

Notre premier emboîtement de modèles repose sur le forçage du modèle régional SALOMON025 par le modèle global ORCA025-G70 à travers des conditions aux frontières ouvertes (OBC). L'équipe de recherche LEGI/MEOM dans laquelle j'ai effectué cette thèse possède une longue expérience des OBC. L'algorithme des OBC, qui conserve la masse, s'est révélé efficace dans différentes configurations de modèles (e.g Tréguier et al. (2001)).

Nous avons évalué notre premier emboîtement de modèles par OBC du modèle régional SALOMON025 dans le modèle global ORCA025-G70 à travers différentes analyses (transports à travers des sections clefs, champs de température et de salinité en moyennes mensuelles à différentes profondeurs, profondeur de la couche de mélange, diagramme de Hovmuller en SSH,...). Nous avons trouvé que le modèle régional donne des résultats semblables au modèle global, ce qui garantit le bon fonctionnement des OBC.

Des différences existent tout de même : en moyenne sur l'ensemble du domaine régional, SALOMON025 présente un biais de température positif sous 100 m, un biais de salinité négatif au dessus de 200 m et un biais de salinité positif sous 200 m par rapport à la simulation ORCA025-G70.

Nous avons réalisé des tests de sensibilité pour régler certains paramètres de l'algorithme des conditions en frontières ouvertes (temps de rappel et fréquence de renouvellement) afin de mieux représenter notamment la physique imposée par la frontière est (ondes de Rossby, ondes tropicales d'instabilité, ...) et de diminuer la contrainte des OBC sur le modèle régional. En effet, la variabilité du niveau de la mer simulée dans le modèle régional SALOMON025 est inférieure à celle observée. Deux simulations ont été réalisées avec des temps de rappel de :

- 1 jour pour le flux entrant et de 15 jours pour les flux sortants,
- 10 jours pour le flux entrant et de 300 jours pour les flux sortants.

L'augmentation des temps de rappel devrait diminuer la contrainte imposée par le modèle global sur le modèle régional via les OBC. On pourrait s'attendre alors à une augmentation de la variabilité du niveau de la mer. Cependant, celle-ci n'a principalement été modifiée que près des frontières, ce qui est peu réaliste. Nous avons donc décidé de garder les temps de rappel couramment utilisés de 1 et 15 jours.

[12]Une liste exhaustive des publications d'études de modélisation basées sur le code NEMO-OPA est donnée sur http ://www.nemo-ocean.eu/superbib/en/one/main.php

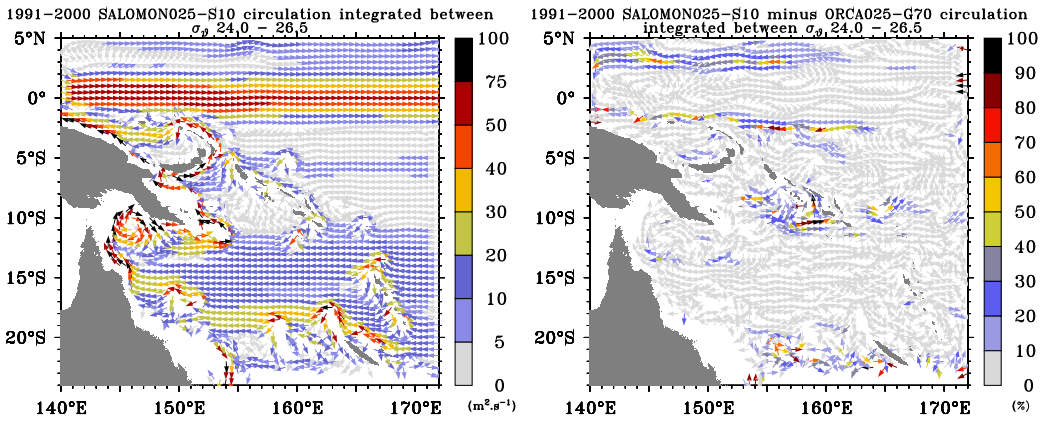


FIG. 3.8 – Circulation intégrée dans la thermocline ($24.0<\sigma_0<26.5$) en $m^2\ s^{-1}$ dans le modèle SALOMON025 (à gauche) et différence (en pourcentage) entre les modèles SALOMON025 et ORCA025-G70 (à droite).

Concernant la fréquence de renouvellement des OBC, deux expériences ont été réalisées :

– Janvier à mars 1997 : les OBC sont renouvelées à 5 jours, 1 jour, 12 heures.

– Janvier 1996 à décembre 1998 : les OBC sont renouvelées à 5 jours et 1 jour.

L'amélioration engendrée par une fréquence plus élevée des OBC est plus nette entre les fréquences de 5 jours à 1 jour qu'entre les fréquences de 1 jour à 12 heures. Plus la fréquence de renouvellement des OBC est grande, moins les données injectées aux frontières ouvertes sont lissées, et moins les champs du modèle régional sont lissés (en amplitude). Toutefois, nous ne disposions alors de sorties d'ORCA025-G70 moyennées à 1 jour que sur les années 1996 à 1998. Comme nous souhaitons réaliser des simulations plus longues, nous conservons une fréquence de 5 jours pour le renouvellement des OBC du modèle régional.

Enfin, nous avons voulu vérifier que la localisation des frontières du modèle régional, situées à travers des courants qui peuvent être intenses et s'écouler parallèlement aux frontières (notamment le NEC à la frontière nord), ne posait pas de problèmes de modélisation de la circulation. Pour cela, nous avons comparé la circulation intégrée dans la thermocline (en $m^2\ s^{-1}$) donnée par les simulations SALOMON025 et ORCA025-G70 sur la moyenne des années 1991-2000 (fig. 3.8). Les différences sont inférieures à 3 $m^2\ s^{-1}$ sur notre domaine, soit inférieures à 10% de la circulation donnée par le modèle SALOMON025 sur la plupart du domaine. Elles sont plus importantes dans les régions de faible circulation (partie sud-est de la mer des Salomon, au sud de 20°S, dans la partie nord-ouest du domaine).

Ainsi, les différentes analyses réalisées nous ont permis de nous assurer du bon comportement de notre premier emboîtement de modèles par OBC.

3.8.3 Validation du nesting two-ways : comparaison de SOLWARA124 et de SALOMON025

Le deuxième emboîtement de modèles est interacif et correspond à un raffinement de maille (nesting two-ways) sur la mer des Salomon réalisé par l'outil AGRIF, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent.

L'outil AGRIF a été utilisé et validé dans de nombreuses études de modélisation

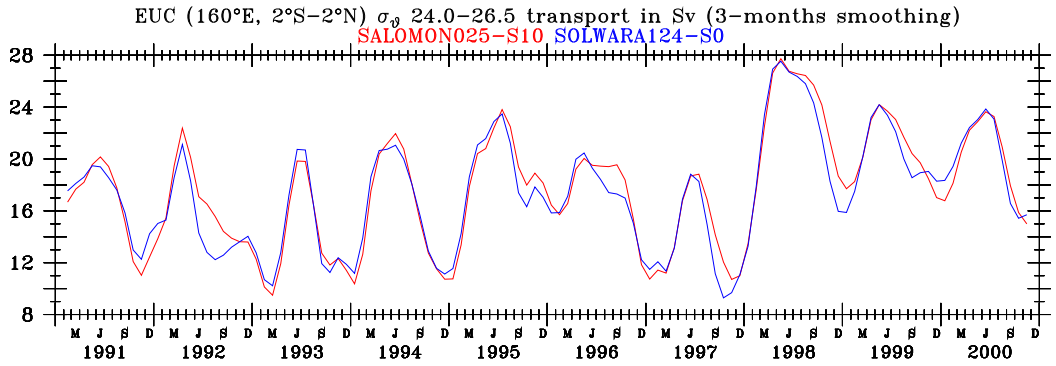


FIG. 3.9 – Transport de l'EUC en Sverdrups à travers la section 160°E, 2°N-2°S dans la couche isopycnale σ_0 24.0 - 26.5, dans les modèles au 1/4° SALOMON025 (sans raffinement de maille, en rouge) et SOLWARA124 (avec raffinement de maille, en bleu).

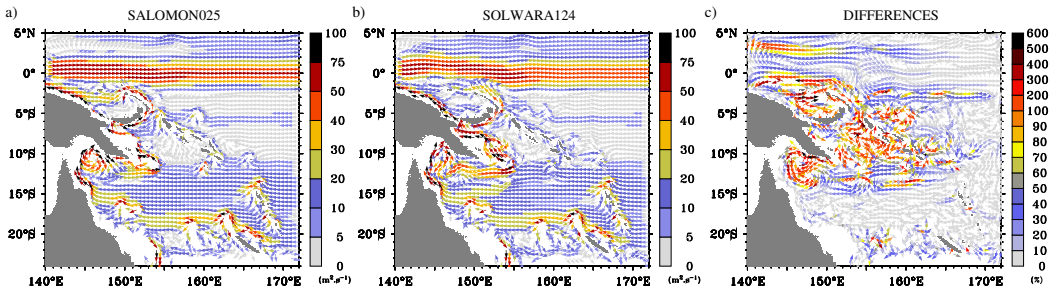


FIG. 3.10 – Circulation intégrée verticalement dans la thermocline (couche σ_0 24.0 - 26.5) en moyenne sur 1991-2000 dans (a) SALOMON025 et (b) SOLWARA124. Les différences de circulation entre les deux simulations sont illustrées en tant que pourcentage de la norme de la circulation de SALOMON025 (c).

océanique (e.g. Biastoch et al. (2008); Jouanno et al. (2008, 2009); Chanut et al. (2008)). Le choix de la frontière nord du domaine à raffiner a été fait de sorte à inclure la rétroflection du NICU dans l'EUC. La frontière nord, placée à 0.5°N, coupe donc un courant zonal énergétique, l'EUC. Pour vérifier que la position de la frontière nord du domaine au 1/12° ne pose pas de problème de modélisation de l'EUC, nous avons comparé les résultats des modèles au 1/4° sans raffinement de maille (SALOMON025), et avec raffinement de maille (SOLWARA124). Ces deux simulations présentent des différences de paramétrisation (tableau 3.1), mais donnent des résultats similaires en ce qui concerne la modélisation de l'EUC (fig. 3.9), à la fois en terme de transport climatologique et de variabilités saisonnière et interannuelle. Ainsi, la frontière nord du domaine raffiné par AGRIF ne pose pas de problème de modélisation de l'EUC.

L'apport de la haute-résolution sur la mer des Salomon est illustré sur les figures 3.10 et 3.11. Tout d'abord, la figure 3.10 montre que le raffinement de maille opéré dans la simulation SOLWARA124 engendre des différences de circulation principalement localisées à l'intérieur du domaine raffiné et en aval (partie nord-ouest du domaine). Les différences peuvent être localement importantes, notamment dans les régions de circulation de faible intensité. La figure 3.11 illustre quant à elle l'apport de la haute-résolution sur la résolution de structures fines du champ de vitesse.

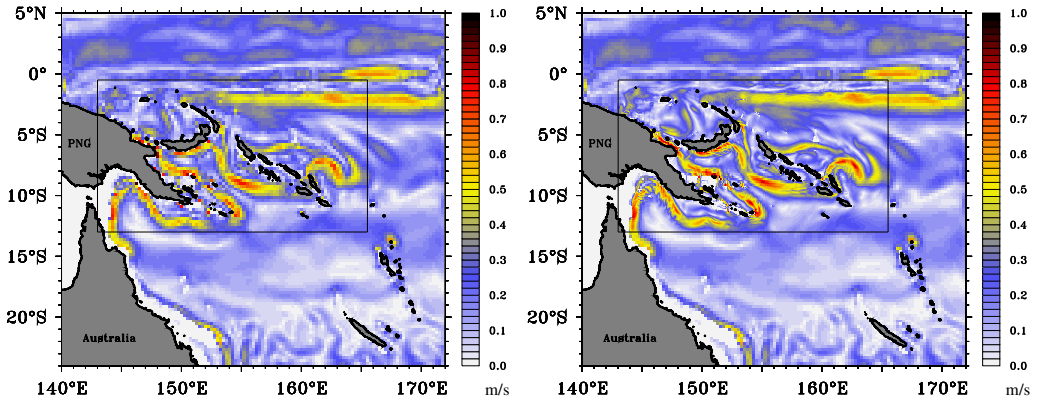


FIG. 3.11 – Norme de la vitesse à 52 m pour le champ moyen du 10 mai 1998 de la simulation SOLWARA124 sur la grille au 1/4° (à gauche) et sur la grille au 1/12° sur la mer des Salomon (à droite). Aucune interpolation graphique n'a été utilisée.

Ainsi, les différentes analyses réalisées nous ont permis de nous assurer du bon comportement de notre deuxième emboîtement de modèles par nesting two-ways (AGRIF) qui permet un raffinement de maille du 1/4° au 1/12° en mer des Salomon au sein du modèle SOLWARA124.

3.9 Conclusions

La principale contrainte liée à la modélisation de la mer des Salomon concerne la représentation réaliste de la bathymétrie, particulièrement complexe dans la région, avec notamment la présence de plusieurs détroits étroits au nord. L'utilisation d'une paramétrisation partial-step et d'une grille haute-résolution permettent de répondre à cette contrainte topographique. Dans ce chapitre, nous avons présenté la stratégie adoptée dans cette thèse pour ne modéliser à haute-résolution que la mer des Salomon. Une hiérarchie de modèles est mise en place, comprenant un OGCM global au 1/4° déjà existant et validé, ORCA025-G70, et deux modèles que j'ai implémenté : SALOMON025, modèle régional du Pacifique sud-ouest au 1/4°, et SOLWARA124, qui comprend un modèle au 1/4° basé sur SALOMON025, et un modèle au 1/12° de la mer des Salomon.

Un raffinement de maille (via AGRIF) est opéré dans le modèle régional au 1/4° de SOLWARA124 sur la mer des Salomon. La zone raffinée correspond au modèle au 1/12° de SOLWARA124. Le forçage extérieur des modèles régionaux au 1/4° est fourni par le modèle global à travers des frontières ouvertes radiatives. Les deux modèles (au 1/4° et au 1/12°) de SOLWARA124 sont interactifs (nesting two-ways via AGRIF) et permettent une adaptation des paramétrisations et des options proposées par le code NEMO-OPA à la région étudiée.

La pertinence de la stratégie de modélisation utilisée dans cette thèse a ensuite été validée. Les outils employés (OBC, AGRIF) pour la mise en place de notre hiérarchie de modèles ont été validés dans différentes études antérieures. Bien que les frontières de nos domaines soient parfois situées à des endroits de circulation intense, les différentes analyses que nous avons réalisées nous ont permis de nous assurer du bon comportement de nos emboîtements de modèles qui ne génèrent pas de problème de modélisation des courants

situés à travers ou près des frontières, comme l'EUC.

Nous disposons donc à présent et pour la première fois de simulations haute-résolution dédiées à l'étude de la mer des Salomon, de la variabilité de sa circulation océanique, et de ses relations à l'EUC.

Avant de passer à l'analyse des simulations dans ces perspectives d'étude, il est nécessaire de les valider avec des observations pour vérifier qu'elles décrivent bien la circulation du Pacifique sud-ouest. C'est ce que nous nous proposons de faire dans le prochain chapitre.

Chapitre 4

Les observations et la validation de nos modèles

Sommaire

4.1 Introduction 86
4.2 Les données altimétriques 87
4.2.1 Principe de l'altimétrie 87
La mesure altimétrique 87
Les corrections altimétriques standards 88
4.2.2 Deux jeux de données altimétriques complémentaires 89
Données grillées : AVISO 89
Un nouveau jeu de données le long de la trace : Dégéo 90
4.2.3 Comparaison à nos simulations 98
4.3 Les observations in-situ et la validation des simulations 98
4.3.1 La climatologie CARS 98
4.3.2 Données XBT sur le rail Nouvelle-Zélande Japon 105
4.3.3 Mouillages 106
Comparaison des courants avec les données TAO à 0°S-165°E . . 106
Comparaison des courants avec les données à 2.5°S-142°E et 2°S-142°E 106
4.3.4 Campagnes océanographiques 109
Campagnes océanographiques historiques 109
La campagne océanographique FLUSEC1 111
4.4 Conclusions 115

4.1 Introduction

L'océan demeure un milieu mystérieux car difficile à observer, pour plusieurs raisons : son volume important (surface de 360 millions de km^2 pour une profondeur moyenne de 3800 m), l'ordre de grandeur relativement faible des variations de ses propriétés physiques et de sa dynamique (le cm/s pour les courants, le dixième de degré pour la température de surface, le centimètre pour le niveau de la mer, ...), et la large gamme spatio-temporelle de sa dynamique (de l'ordre de l'heure pour les marées, du mois pour les tourbillons méso-échelle, et du siècle pour la circulation thermohaline). Toutefois, les observations sont indispensables et la qualité ainsi que la quantité d'observations disponibles n'ont de cesse de s'améliorer, en partie grâce à l'émergence depuis les années 1980 des observations satellitaires dédiées à l'océanographie. La première grande mission altimétrique, et peut-être la plus marquante à ce jour, fut celle de TOPEX/Poséidon. Ce satellite, lancé en 1992, a permis de mesurer avec précision et de façon quasi synoptique le niveau de la surface océanique.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons dans un premier temps aux observations du niveau de la mer obtenues par altimétrie. Nous commencerons par présenter le principe général de la mesure altimétrique, ainsi que le produit classiquement utilisé dans les études altimétriques, à savoir le produit AVISO des anomalies de hauteur de mer. A cause de la topographie chahutée de la mer des Salomon qui présente de nombreuses îles et zones peu profondes, ce produit grillé peut se révéler inapproprié pour certaines analyses fines de la circulation dans cette région. Nous avons donc mis au point un nouveau jeu de données en retraitant les données altimétriques originales fournies par le satellite TOPEX/Poséidon (T/P) le long de la trace. Ce retraitement a été réalisé de façon personnalisée trace à trace dans le but de récupérer des données en mer des Salomon, notamment en zone côtière. Nous présenterons les spécificités des traitements d'altimétrie côtière mis en œuvre pour l'élaboration du nouveau produit T/P le long des traces. Les données altimétriques seront ensuite utilisées pour évaluer sommairement la capacité de notre modèle haute-résolution à simuler la variabilité du niveau de la mer. Les deux jeux de données altimétriques présentés dans ce chapitre nous permettront d'étudier sur une large gamme de fréquence la variabilité de la circulation en mer des Salomon, à la fois pour la dynamique grande échelle et pour les structures fines des WBCs (chap. 6).

Dans un second temps, nous nous intéresserons aux observations in-situ disponibles en mer des Salomon. La difficulté de collecter des observations in-situ est particulièrement marquée dans cette région reculée. Peu de navires marchands sillonnent la mer des Salomon, le déploiement des flotteurs Argo est limité par le fort risque de perte lié à l'intensité des courants et à la bathymétrie complexe. Quelques mouillages ont été déployés en mer des Salomon et ses environs, et peu de campagnes océanographiques ont eu lieu dans cette région retirée. A partir des données récoltées dans le Pacifique sud-ouest, la climatologie CARS (Ridgway et al., 2002) a été construite et constitue probablement la climatologie la plus pertinente pour la mer des Salomon.

Bien que peu nombreuses, les données in-situ ont permis d'appréhender la circulation océanique en mer des Salomon et ses environs (cf section 1.5.2). Dans ce chapitre, nous présenterons puis utiliserons la climatologie CARS et les données in-situ disponibles pour valider nos simulations, et notamment pour vérifier que la circulation simulée dans nos modèles est pertinente vis à vis des observations disponibles. Nous présenterons tout particulièrement la dernière campagne océanographique en date en mer des Salomon, la

campagne FLUSEC1 à laquelle j'ai participé.

4.2 Les données altimétriques

L'utilisation de l'atimétrie est devenue essentielle pour l'observation des océans. Elle permet un suivi quasi continu de l'évolution du relief de la surface océanique et fournit, au nadir[1] du satellite, une mesure du niveau de la mer avec une précision sub-décimétrique.

4.2.1 Principe de l'altimétrie

La mesure altimétrique

Un radar altimètre embarqué à bord d'un satellite émet un signal à très haute fréquence (de l'ordre de quelques GHz) au nadir de celui-ci et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. L'analyse de l'écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer, mais aussi de la hauteur des vagues et de la vitesse du vent. Ce temps est ensuite transformé en distance par simple multiplication par la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques émises. En moyennant sur une seconde les distances estimées, on obtient une mesure très précise de la distance satellite-océan. En effet, la distance satellite - surface océanique est estimée avec une précision instantanée de l'ordre de 5 centimètres pour des satellites comme T/P ou Jason. La précision des mesures altimétriques est accrue lorsque l'on considère des moyennes temporelles. Ainsi, les mesures altimétriques indiquent que le niveau moyen global de la mer s'est élevé de 3.1 ± 0.7 mm par an entre 1993 et 2003 (GIEC, 2007).

L'objectif final étant de mesurer le niveau de la mer par rapport à un référentiel terrestre, il est nécessaire de connaître de manière indépendante la trajectoire du satellite sur son orbite, soit sa position en latitude, longitude, et son altitude exacte. Ceci est réalisé grâce à différents systèmes de détermination d'orbite précise (DORIS, GPS, laser, cf fig. 4.1). L'altitude du satellite est relative à une surface de référence, appelée ellipsoïde de référence (fig. 4.1). Le niveau de la mer, appelé SSH pour Sea Surface Height, est également référencé par rapport à cette surface. Ainsi, la SSH s'obtient par soustraction de la distance altimétrique séparant le satellite de la surface océanique à l'altitude du satellite (fig. 4.1). La hauteur de la mer est une variable qui représente la somme de deux effets :

- La hauteur du géoïde, qui reflète les variations du champ de gravité terrestre. Il correspond à l'équipotentielle du champ de gravité terrestre la plus proche du niveau moyen de la surface terrestre. Les variations spatiales du géoïde sont importantes, avec des amplitudes grande échelle de plusieurs centaines de mètres. Elles sont liées à la distribution inhomogène des champs de masse et de densité dans la croûte et le manteau terrestre. Le géoïde représente la topographie qu'aurait l'océan au repos.
- La topographie dynamique, qui est la variable pertinente en océanographie. Elle représente la signature de la circulation océanique, et présente des amplitudes de l'ordre du mètre.

Il suffirait donc de soustraire la valeur du géoïde à la SSH pour obtenir la variable altimétrique pertinente qu'est la topographie dynamique. Toutefois, jusque récemment,

[1] En astronomie, le nadir représente le point terrestre représentatif de la direction verticale descendante, en un lieu donné.

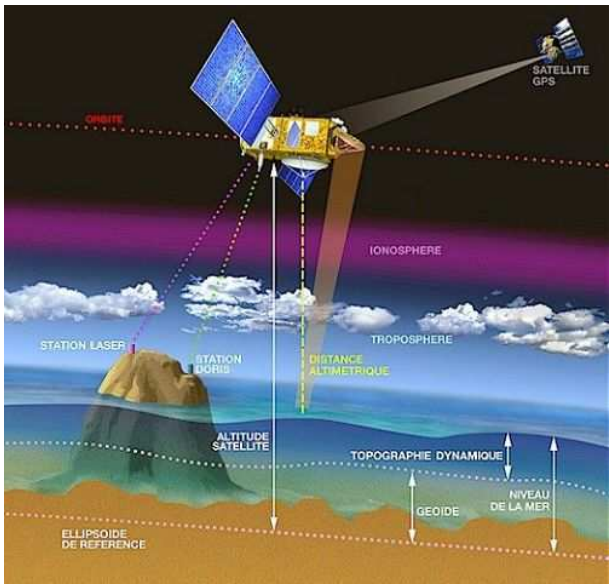


FIG. 4.1 – Principe de la mesure altimétrique.

le géoïde n'était pas connu de manière suffisamment précise pour obtenir la topographie dynamique par cette méthode directe[2]. En pratique, les océanographes utilisent une autre variable, correspondant aux anomalies de hauteur de mer et appelée SLA pour Sea Level height Anomaly. Cette variable est obtenue en retirant à la SSH une valeur moyenne de ce champ, la $MSSH$ (Mean Sea Surface Height), qui représente la surface moyenne océanique (géoïde + topographie dynamique moyenne représentant la circulation océanique permanente). Cette méthode ne permet d'obtenir que la partie variable du signal altimétrique, mais avec une précision élevée. C'est pourquoi l'altimétrie est aujourd'hui majoritairement utilisée non pas pour l'étude de la circulation océanique moyenne, mais pour l'étude de sa variabilité.

Les corrections altimétriques standards

La détermination de la vitesse de propagation de l'onde émise par le satellite est essentielle pour évaluer la distance satellite-surface océanique, et donc la SSH, à partir du temps aller-retour de l'onde radar qui est mesuré par l'altimétre. En première approximation, il s'agit de la vitesse de la lumière, mais l'atmosphère terrestre étant un milieu d'indice de réfraction supérieur à 1, l'onde est ralentie pendant la traversée de l'atmosphère terrestre. C'est pourquoi des corrections prenant en compte les retards de propagation subits par l'onde radar sont nécessaires pour une bonne évaluation de la distance surface océanique-satellite à partir du temps aller-retour de propagation de l'onde. Ces corrections sont de différents types :

- Correction des erreurs instrumentales, intrinsèques au radar.
- Correction de biais d'état de la mer. Cette correction est appliquée à la mesure de

[2]La détermination du géoïde a connue des avancées significatives depuis quelques années, notamment grâce aux missions spatiales CHAMP (challenging minisatellite payload for geoscience and application), GRACE (gravity recovery and climate experiment) et GOCE. Il devient alors possible d'estimer précisément la topographie dynamique en retirant la valeur du géoïde à la SSH.

SSH pour prendre en compte la perturbation du signal altimétrique due au fait que les creux des vagues sont plus réfléchissants que les crêtes (biais électromagnétique).

- Corrections atmosphériques liées à la traversée de l'atmosphère :
  - correction de troposphère humide : la présence d'eau dans l'atmosphère retarde la propagation de l'onde. Ce retard présente une grande variabilité spatio-temporelle et correspond à une correction de SSH de 5 à 30 cm. Cette correction est calculée à partir de mesures de température de brillance faites par un radiomètre micro-onde embarqué à bord du satellite.
  - correction de troposphère sèche : les gaz permanents de l'atmosphère (oxygène, azote, ...), ralentissent l'onde radar. La valeur de la correction, de l'ordre de 230 cm, est déterminée en fonction de la pression atmosphérique, fournie par un modèle météorologique.
  - correction d'ionosphère : l'ionosphère est une partie peu dense de l'atmosphère située entre 70 et 2000 km d'altitude (fig. 4.1). Cette couche atmosphérique est caractérisée par la présence d'électrons libres issus de l'ionisation des molécules atmosphériques par le rayonnement solaire. Ces électrons libres ralentissent l'onde, provoquant une erreur sur la mesure altimétrique de l'ordre de 0 à 30 cm. La valeur de cette correction est déterminée par combinaison des distances altimétriques mesurées à deux fréquences différentes (en bande C et Ku pour T/P) car elle est inversement proportionnelle au carré de la fréquence. La bande Ku correspond à la bande de fréquences comprises entre 10.9 et 22.0 GHz. La propagation de l'onde radar dans l'ionosphère est fortement atténuée dans cette bande. Ce n'est pas le cas de la bande C qui correspond à l'intervalle 4,20-5,75 GHz. La précision de la correction bi-fréquence est de l'ordre de 0,5 cm.
- Corrections géophysiques : ces corrections correspondent aux phénomènes océaniques non résolus par la fréquence d'échantillonnage des mesures altimétriques, tels la marée (corrigée dans notre cas par le modèle FES2002 -Finite Element Solution-, Lyard et al. (2006)) et les phénomènes baromètres inverses (phénomènes atmosphériques de haute fréquence : variations de pression et de vent corrigés dans notre cas par le modèle MOG2D -Modèle d'Onde de Gravité 2D-, Carrère et Lyard (2003)). Les modèles FES2002 et MOG2D ont été élaborés au LEGOS.

4.2.2 Deux jeux de données altimétriques complémentaires

La mer des Salomon représente une région challenge pour l'altimétrie, à cause de sa bathymétrie chahutée. C'est pourquoi deux jeux de données altimétriques complémentaires seront utilisés dans cette thèse pour étudier la variabilité de la circulation en mer des Salomon.

Données grillées : AVISO

Le produit grillé des anomalies de hauteur de mer (SLA) utilisé dans cette thèse est délivré par AVISO[3]. Sur la période 1992-2008 utilisée ici, ce produit combine les données altimétriques des satellites disponibles pendant cette période (TOPEX/Poséidon, ERS 1-2, Jason, ENVISAT, GFO) avec une intercalibration aux points de croisements des traces des satellites. Sur la période 1992-2002 (qui correspond à la période sur laquelle nous

[3]http ://www.aviso.oceanobs.com/

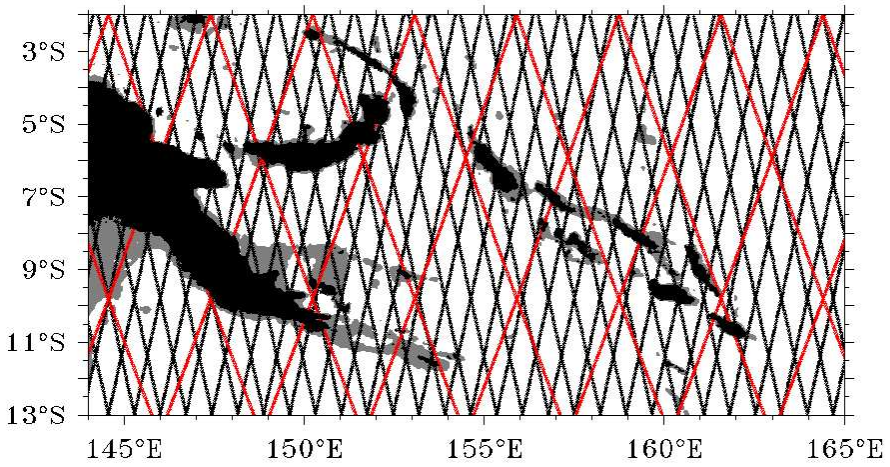


FIG. 4.2 – Traces des satellites TOPEX/Poseidon (en rouge) et ERS 1 (en noir) utilisées dans le produit AVISO grillé utilisé.

avons retraité les données T/P comme nous le verrons par la suite), les deux satellites utilisés sont ERS1 et T/P. Les traces d'ERS1 permettent d'obtenir une bonne couverture spatiale (fig. 4.2), mais le cycle du satellite s'effectue en 35 jours. A contrario, les traces de T/P permettent d'obtenir un échantillonage temporel à plus haute fréquence (le cycle du satellite s'effectue en 10 jours à peine), mais la couverture spatiale est moins bonne.

Les anomalies de hauteur de mer sont relatives à une moyenne sur 7 ans (1993-1999). Les données altimétriques AVISO sont grillées à une résolution de 1/3°x1/3° en projection Mercator, et des champs de SLA sont fournis tous les 7 jours. La série de données est homogène sur la durée, et les calculs de corrections sont basés sur les orbites des satellites utilisés.

Un nouveau jeu de données le long de la trace : Dégéo

La mer des Salomon est une mer semi-fermée à la bathymétrie complexe et parsemée d'îles. L'interpolation des données nécessaire à l'obtention de champs grillés AVISO ne prend pas en compte la bathymétrie complexe de la mer des Salomon. En particulier, l'archipel des îles Salomon et les îles de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Irlande ne sont pas pris en compte lors de la phase d'interpolation, ce qui implique que la mer des Salomon n'existe pas en tant que telle dans le produit AVISO grillé (fig. 6.4). Le produit AVISO grillé semblait donc ne pas convenir pour certains diagnostics sur cette zone.

Les produits AVISO le long des traces seraient plus adaptés que le produit grillé pour l'étude de structures petites échelles et en région côtière, mais ils ne permettent pas de s'approcher près des côtes. C'est pourquoi nous avons produit un nouveau jeu de données le long des traces, adapté à la mer des Salomon et basé sur des traitements de données altimétriques en zone côtière.

Les traces considérées sont celles de TOPEX/Poséidon, sur les 360 cycles valides entre le 6 novembre 1992 et le 16 août 2002. Les données le long des traces ont été traitées dans un premier temps à Toulouse, par l'équipe du CTOH (Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère). Ce traitement a pour objectif de pouvoir récupérer les données dans l'océan hauturier paraissant réalistes mais qui auraient été rejetées par un post processing

mal adapté aux régions côtières, et surtout de récupérer des données plus près des côtes par rapport aux produits opérationnels.

1ère étape : traitement côtier du CTOH

Dès que l'on s'approche des côtes, les mesures altimétriques peuvent devenir aberrantes, notamment à cause de la contamination du signal altimétrique par la terre (le signal réfléchi par la surface terrestre est différent de celui réfléchi par la surface de l'océan), et à cause de corrections altimétriques incorrectes de la réponse haute-fréquence de l'océan à la marée et aux effets atmosphériques (vent, baromètre inverse). Les algorithmes classiques de traitement du signal altimétrique peuvent par conséquent être invalides en zone côtière. Toutefois, Vignudelli et al. (2000) ont montré que certaines données jugées erronées dans les produits classiquement distribués sont récupérables après une analyse plus précise des données et des termes de corrections en région côtière.

Différentes modifications doivent donc être appliquées aux algorithmes de traitements de données altimétriques pour mieux traiter les données près des côtes. Nous avons choisi d'appliquer les traitements côtiers XTRACK (Roblou et al., 2007) mis au point par l'équipe du CTOH (LEGOS/IRD, Toulouse) et basés sur la chaîne de traitement du projet ALBICOCCA (Vignudelli et al., 2005). Ces traitements sont appliqués à l'ensemble des données T/P issues des produits GDR (Geophysical Data Record), qu'elles soient situées en zone hauturière ou côtière.

Le faisceau altimétrique a un diamètre au sol de l'ordre de 2-3 km. Toutefois, on analyse des mesures à 1 Hz (qui proviennent du moyennage de 20 mesures succesives), ce qui implique que la distance de pollution de la terre sur la mesure altimétrique est supérieure aux 2-3 km du faisceau altimétrique : elle est d'environ 10 km. La première étape pour améliorer les données près des côtes consiste donc à définir un masque terre plus précis dans la zone d'intérêt. Malgré cela, les données situées à moins de 10 km des côtes restent invalides et nous n'y aurons pas accès dans cette étude[4].

La correction de troposphère humide se calcule avec les mesures d'un radiomètre embarqué dont le faisceau au sol a un diamètre d'environ 50 km. Les algorithmes de correction sont donc non valides jusqu'à une cinquantaine de km des côtes car l'émissivité de la surface terrestre biaise la correction. Pour s'affranchir en partie de cette contrainte, une extrapolation à la côte de la correction à 50 km issue du radiomètre est utilisée et permet de récupérer les données situées entre 10 et 50 km de la côte. En région côtière, les structures topographiques ne sont pas lisses et présentent de fortes variations à de faibles échelles spatiales. Les modèles standards de corrections géophysiques ont une trop faible résolution pour prendre en compte la topographie complexe de la zone et les échelles de la dynamique qui en résultent. Pour y remédier, le calcul des corrections géophysiques en altimétrie côtière est issu d'une nouvelle génération de modèles (avec une résolution améliorée en région côtière) récemment développés au LEGOS.

Pour retenir une donnée altimétrique, il faut que tous les paramètres mesurés et utilisés au cours du traitement standard soient valides. Or certains d'entre eux sont définis comme paramètres d'édition (corrections, cœfficient de rétrodiffusion ...) et doivent être compris

[4]Pour accéder aux mesures à moins de 10 km, il existe actuellement deux solutions. La première est d'analyser des mesures plus haute fréquence (on peut recupérer du signal en s'approchant plus de la côte en utilisant une fréquence de 3-4 Hz. Au delà, les mesures sont trop bruitées pour être utilisées (comm. pers. J. Bouffard)). La deuxième solution est d'utiliser un modèle de forme d'ondes adapté aux zones de transition terre-mer au lieu du modèle actuel, adapté à un signal réfléchi par la mer uniquement.

dans des intervalles réalistes pour que la mesure soit valide. Toutefois, ces intervalles ont été définis pour l'océan hauturier et ne sont en général pas adaptés aux zones de transitions comme les zones côtières. Dans le traitement côtier, les paramètres d'édition ont été redéfinis (Roblou et Lyard, 2004). Une réinterpolation des corrections manquantes à partir des corrections valides permet de récupérer plus de données et moins d'erreurs que dans les produits standards (Roblou et Lyard, 2004).

Enfin, la $MSSH$ est calculée par une méthode d'inversion ce qui permet un calcul de SLA plus réaliste (les produits existants de $MSSH$ sont relativement lisses).

2ème étape : traitement spécifique supplémentaire

Un post-processing basé sur les algorithmes XTRACK du CTOH, qui proposent différents filtrages de données, a été appliqué pour éliminer les données éronnées restantes. Il s'agit pour nous de choisir les filtres les mieux adaptés, de les combiner, et éventuellement d'en créer de nouveaux pour obtenir un signal altimétrique le plus dépourvu possible de données non valides. Dans un premier temps, on applique un filtre 4 sigma aux données. Ce filtre calcule en chaque point le long de la trace la variance de SLA sur la totalité des cycles disponibles. En un point donné, les SLA qui excèdent 4 fois la variance de SLA calculée en ce point sont jugées éronnées. Ensuite, un filtre de différence de 2 sigma cycle à cycle est appliqué en chaque point le long de la trace : les SLA de deux cycles consécutifs qui excèdent 2 fois la variance de SLA calculée en ce point sont jugées éronnées. Les données sont ensuite recalées sur une trace dite de référence qui correspond au barycentre géographique des traces obtenues pour tous les cycles. Des corrections géographiques sont nécessaires pour ce replacement des traces. Puis, un filtre de différence d'écart-type entre un point et son voisin est appliqué en région côtière : un point voisin d'un point terre n'est pas autorisé à avoir une différence d'écart-type de plus de 2 cm par rapport à son point voisin dans l'océan. Ceci revient à appliquer un critère de pente en région côtière. Ce filtre est appliqué plusieurs fois d'affilée pour éliminer la plupart des points jugés problématiques près des côtes. Enfin, pour qu'un point le long de la trace soit jugé acceptable, il faut qu'il ait au moins 200 cycles valides sur les 360.

Toutefois, malgré le post processing décrit ci-dessus, certaines données non valides n'ont pas été filtrées. En regardant les corrections appliquées pour obtenir la SSH le long de la trace (cf section 4.2.1), il apparaît que certaines semblent mal résolues près des côtes. La figure 4.4 illustre ces corrections le long de la trace T/P 023 (fig. 4.3).

Ainsi, la hausse d'écart-type (ou rms) de SLA observée le long de la trace T/P023 pour certains points côtiers (entre 2° et 3°S) semble reliée à de brusques variations des corrections appliquées à la SSH, alors même que celles-ci étaient stables plus au large. On note notamment une diminution de l'amplitude des corrections de baromètre inverse (en bleu, fig. 4.4) et une chute de l'écart-type des corrections de marée océanique et terrestre (fig. 4.4). Les écarts-type excessifs de SLA pour ces points côtiers ne sont pas physiques : des corrélations avec la SSH obtenue par des marégraphes montrent que pour ces points, la corrélation chute brutalement alors qu'elle était significative et stable alentour.

Pour éliminer ces dernières données côtières non valides, de nouveaux filtrages sont appliqués. Selon la trace, on utilise soit un filtre qui élimine les données des points altimétriques passant sur des zones de profondeur inférieure à 500 mètres, soit un filtre sur la variance de la SLA qui élimine les données des points pour lesquels la variance de SLA est supérieure à un seuil fixé (qui dépend de la zone considérée et de la trace), soit les deux filtres conjointement. Ce dernier filtrage le long des traces a été appliqué à chacune des

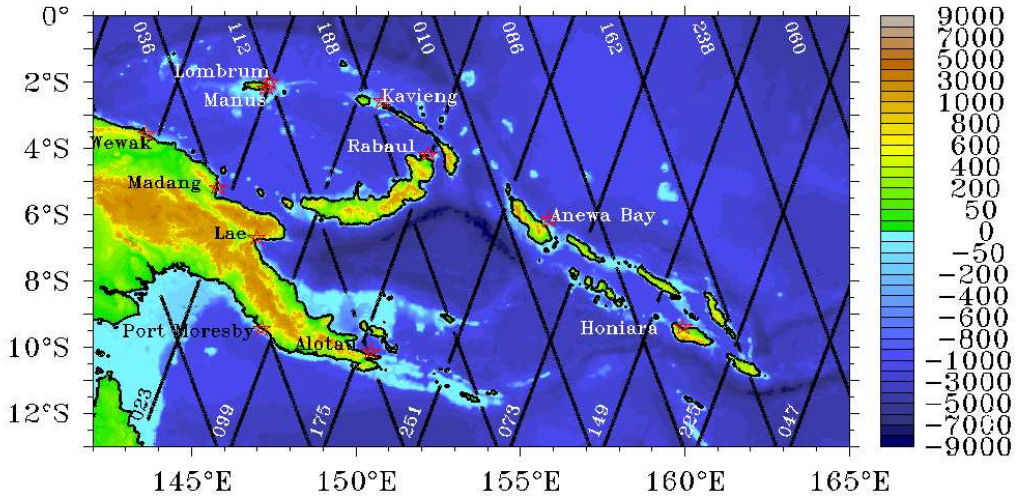


FIG. 4.3 – Positions et numéro des traces du satellite TOPEX/Poseidon, bathymétrie (couleur), et position des marégraphes en mer des Salomon (étoiles rouges).

traces de façon complètement personnalisée pour enlever les données aberrantes restantes. Un exemple est donné pour la trace T/P 251 sur la figure 4.5.

Le filtrage est donc spécifique pour chaque trace car il n'existe actuellement pas de filtre qui puisse éliminer les données aberrantes près des côtes de façon automatique. Ce type de filtre est en cours de développement au CTOH.

Les positions des points de données valides le long des traces sur la zone d'étude après les différentes étapes de post processing sont représentées sur la figure 4.3, sur fond de bathymétrie. Le nouveau jeu de données résultant sera nommé Dégéo par la suite.

Apport du nouveau jeu de données

L'intérêt du jeu de données Dégéo vis à vis du produit opérationnel T/P AVISO le long des traces a été montré en terme de nombre de données valides et de variabilité récupérés en regardant pour chaque trace la variance de SLA, le nombre de cycles valides pour chaque point, et la position des points valides. Le gain obtenu par traitement côtier est illustré avec la trace T/P 251 sur la figure 4.6. Le jeu de données Dégéo permet effectivement de s'approcher plus près des côtes pour chaque trace, et le nombre de cycles valides en un point de trace donné est significativement supérieur pour le traitement côtier que pour le produit T/P AVISO le long des traces, que l'on soit en zone hauturière ou près des côtes (tableau 4.1).

Trace	10	21	23	36	47	60	73	86	99	112	123
Nb cycles	15	17	28	2	23	22	20	17	19	9	25
Trace	125	149	162	175	188	199	201	214	225	238	251
Nb cycles	48	27	21	14	19	23	41	28	23	11	19

TAB. 4.1 – Moyenne pour les points le long de chaque trace T/P utilisée dans Dégéo du nombre de cycles récupérés par rapport au produit AVISO T/P along track.

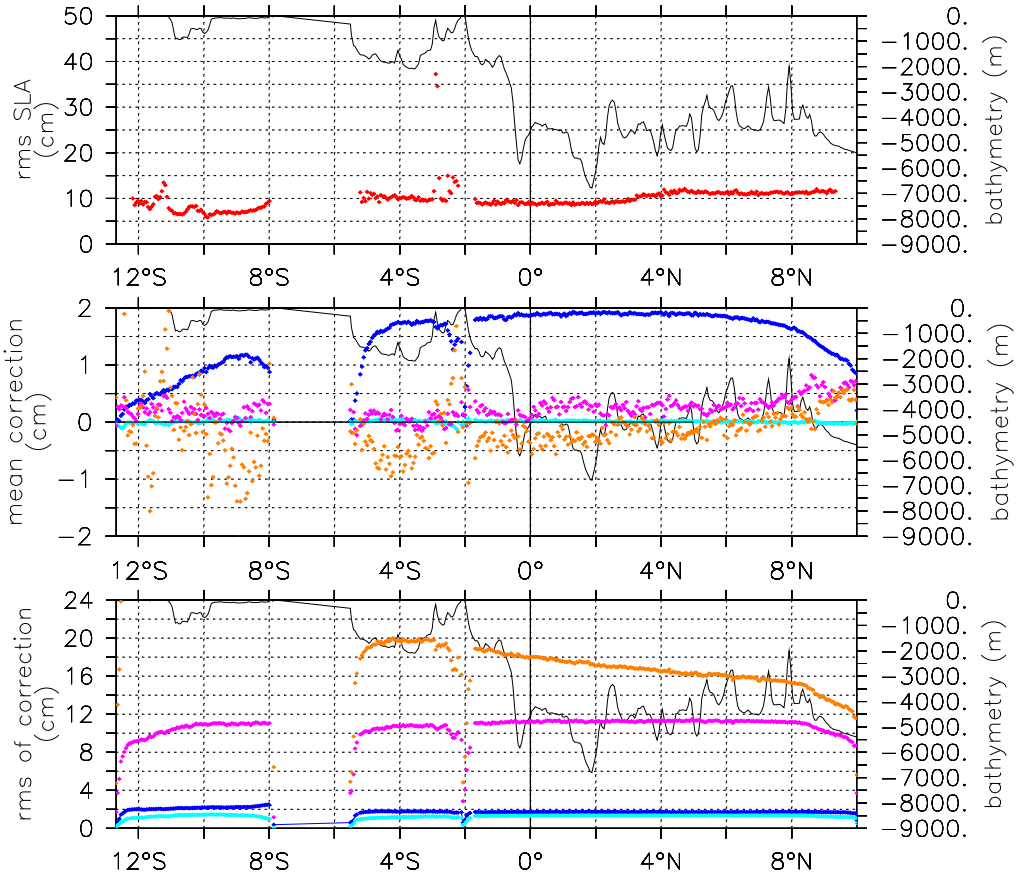


FIG. 4.4 – (En haut) Ecart-type de la SLA le long de la trace T/P 023 (rouge) et bathymétrie le long de la trace (noir). (Milieu) Corrections XTRACK moyennes appliquées à la SSH le long de la trace T/P 023. (En bas) Ecart-type des corrections. Corrections des effets baromètre inverse MOG2D (bleu), corrections liée à la marée océanique FES2002 (orange), corrections liée à la marée terrestre (violet), corrections de biais d'état de mer (bleu ciel), en cm.

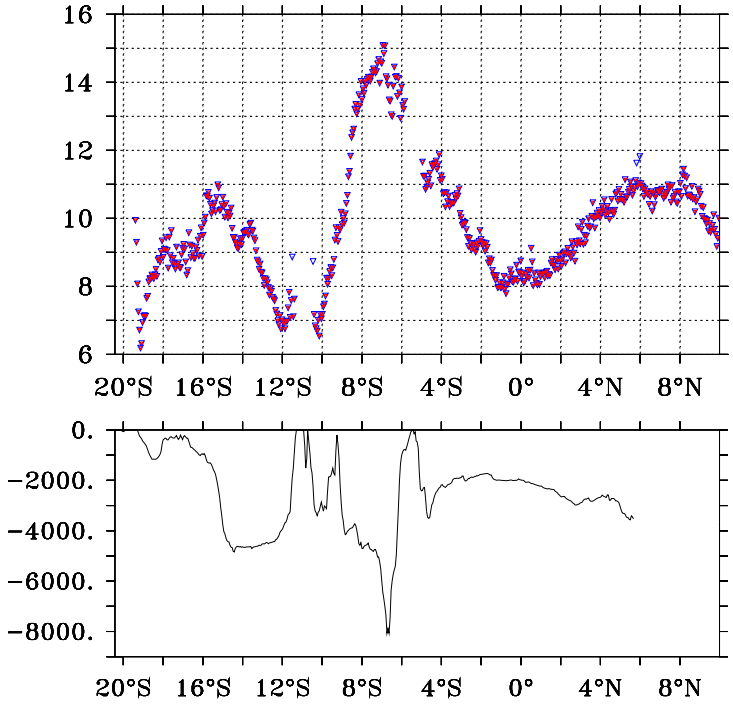


FIG. 4.5 – En haut : Ecart-type (cm) de la SLA le long de la trace T/P 251 avant (bleu) et après (rouge) le filtrage sur la variance de SLA. En bas : bathymétrie le long de la trace (m).

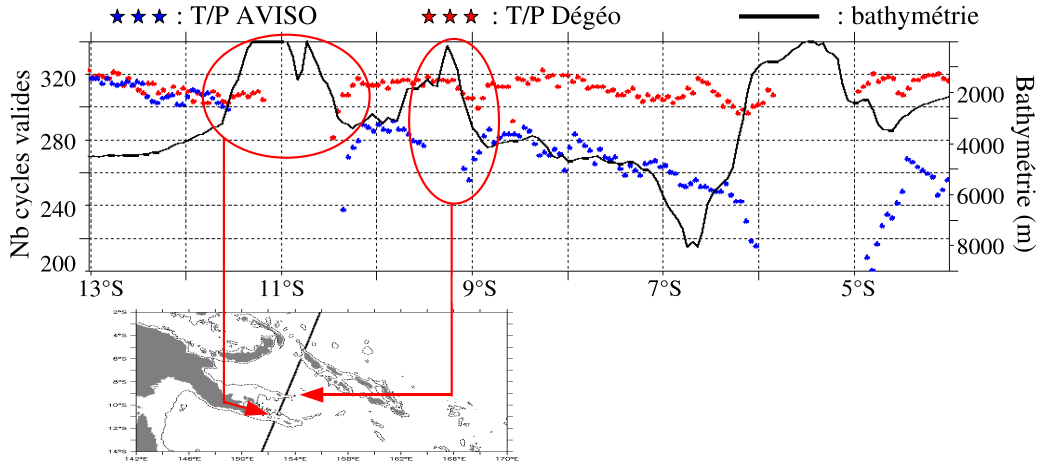


FIG. 4.6 – Comparaison du nombre de cycles valides le long de la trace T/P 251 pour AVISO along-track (bleu) et Dégéo (rouge). La trace T/P 251 est localisée sur la figure du bas. La bathymétrie le long de la trace est représentée par la courbe noire. Les ellipses rouges illustrent le gain de données en région côtière dans le produit Dégéo.

En moyenne entre 20°S et l'équateur, 21 cycles ont été récupérés par Dégéo (sur une base de 360 cycles) pour les traces de la région de la mer des Salomon répertoriées dans le tableau 4.1. Toutefois, cette moyenne de 21 cycles sous-estime le nombre de cycle récupérés : elle est biaisée par le fait que Dégéo récupère des données près des côtes qui ont un nombre de cycles valides plus faible que dans l'océan hauturier et qui comptent dans la moyenne des cycles valides pour Dégéo, alors que ces points n'existent pas dans AVISO et ne comptent donc pas dans la moyenne des cycles valides pour AVISO.

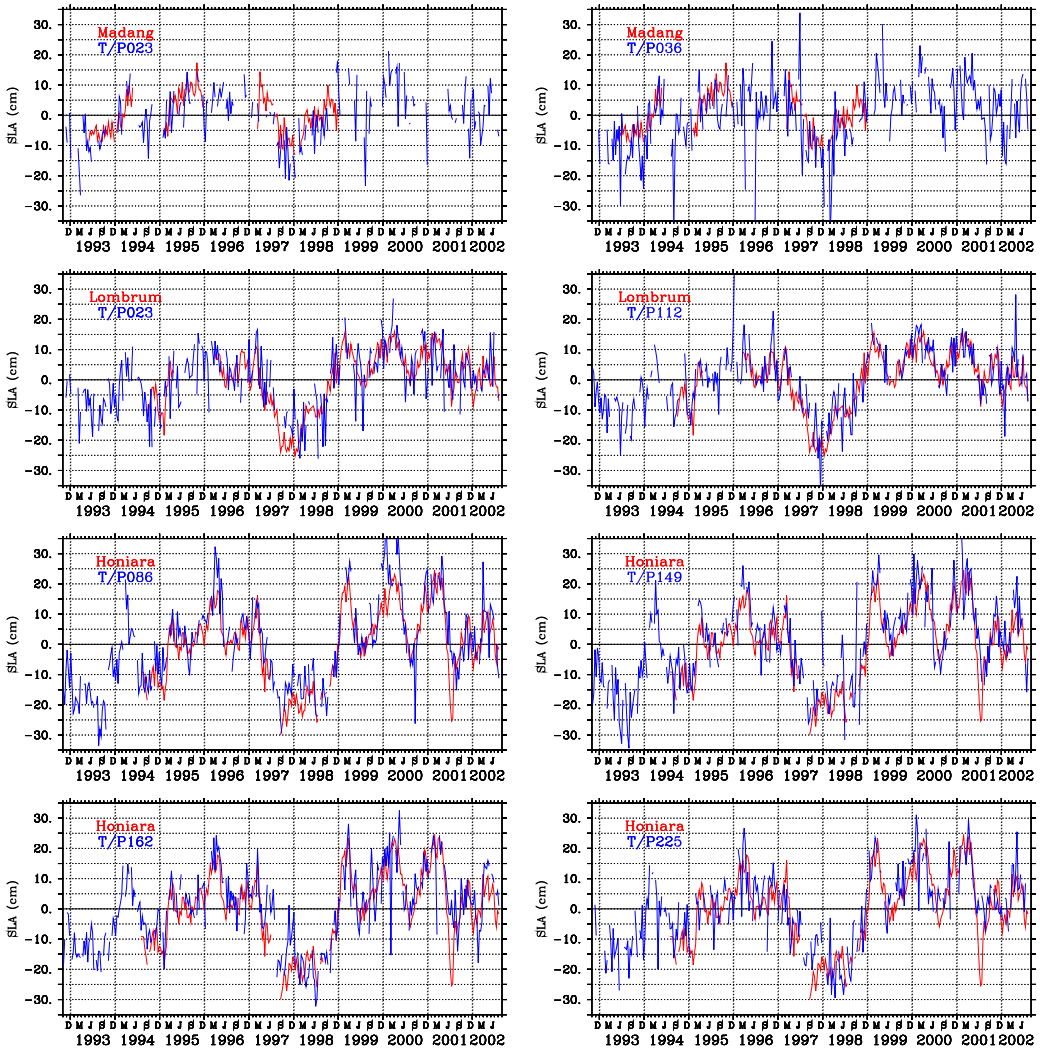
Validation du nouveau jeu de données par comparaison aux données des marégraphes

Le jeu de données en traitement côtier Dégéo a été validé avec les marégraphes présents dans la zone d'étude (fig. 4.3 pour ceux de la mer des Salomon). Les données marégraphiques moyennées sur un jour ont été récupérées au JASL (http ://ilikai.soest.hawaii.edu) sur la zone 140°E-172°E 24°S-5°N, qui correspond au domaine du modèle régional au 1/4°.

Pour comparer les données de SSH du marégraphe avec les données altimétriques, il est préalablement nécessaire de corriger la SSH marégraphique du signal de marée et des effets atmosphériques. Pour les données journalières, le signal de marée a déjà été ôté par un filtre de convolution au JASL. Concernant les corrections des effets atmosphériques, nous avons choisi d'appliquer à la SSH du marégraphe les corrections altimétriques atmosphériques (baromètre inverse et effet du vent) du modèle MOG2D du point altimétrique le plus proche du marégraphe. Cette démarche se justifie par le fait que les données marégraphes sont utilisées dans une optique de comparaison aux données altimétriques retraitées, et par le fait que l'erreur introduite par l'éloignement du marégraphe au point altimétrique le plus proche est faible car les variations spatiales des corrections MOG2D sont de grande échelle.

Les comparaisons altimétrie/marégraphe sont dans l'ensemble concluantes, excepté pour le marégraphe de Nouméa qui est situé dans le lagon, ce qui pose problème au satellite (bathymétrie peu profonde, corrections mal adaptées notamment pour la marée). Trois marégraphes vont particulièrement être exploités pour valider notre nouveau jeu de données altimétriques Dégéo : ceux de Lombrum, Madang et Honiara (fig. 4.3). Ces marégraphes sont situés dans la région de la mer des Salomon, suffisamment proche d'une ou plusieurs traces T/P, et possédent une couverture temporelle de données suffisamment longue sur la période T/P. Les différences rms de SLA de ces marégraphes avec le point T/P le plus proche du marégraphe pour les traces T/P avoisinantes sont présentées dans la table 4.2. La moyenne des différences rms se situe à 5.2 cm, ce qui montre la cohérence des deux jeux de données (marégraphes et Dégéo).

Les séries temporelles de SLA pour les 3 marégraphes de la table 4.2 et celles du point T/P le plus proche du marégraphe pour les traces T/P avoisinantes sont présentées sur la figure 4.7. Une moyenne de la SSH ($MSSH$) sur la période d'activité du marégraphe a été calculée et retranchée aux données de hauteur de mer pour aboutir à des données de SLA qui peuvent alors être comparées aux SLA des traces T/P avoisinantes. Les marégraphes ayant délivré des données sur des périodes différentes de celle utilisée pour les données de T/P (1993-1999), une erreur de référence est introduite et peut occasionner un léger biais de SLA. Sur la figure 4.7, on remarque la forte signature de l'évènement El Niño de 1997/98 dans les deux jeux de données. Pour les 3 marégraphes étudiés, les données côtières T/P les plus proches sont en très bon accord avec la SLA marégraphique, ce qui permet de valider le nouveau jeu de données Dégéo.


Madang
T/P023
Madang
T/P036
Lombrum
T/P023
Lombrum
T/P112
Honiara
T/P086
Honiara
T/P149
Honiara
T/P162
Honiara
T/P225
SLA (cm)
30.
20.
10.
0.
−10.
−20.
−30.
D M J S D M J S D M J S

Marégraphe	Période d'activité	Trace T/P	Rms diff (cm)
Honiara	1994-2006	086	5.63
		149	4.48
		162	5.21
		225	5.58
Madang	1984-1998	023	4.23
		036	5.24
Lombrum	1994-2006	023	7.08
		112	4.13

TAB. 4.2 – Différences rms des séries temporelles de SLA de marégraphe et de point altimétriques T/P le plus proche.

4.2.3 Comparaison à nos simulations

La variabilité du niveau de la mer simulée dans nos modèles a été comparée à celle donnée par les données altimétriques présentées ci-dessus.

Le modèle SOLWARA124 reproduit bien la distribution spatiale de la variabilité du niveau de la mer observée par altimétrie (fig. 4.8). Trois zones de forte variabilité sont observées et simulées de part et d'autre des îles Salomon. De plus, la variabilité est plus importante dans la partie est de la mer des Salomon que le long de la côte de Papouasie Nouvelle-Guinée, que ce soit dans les observations ou dans notre simulation numérique.

Toutefois, des différences notables sont à souligner entre notre modèle et les observations. Au nord d'environ 4°S, la variabilité de SLA simulée dans notre modèle montre une distribution spatiale différente de celle observée. De plus, la différence majeure entre notre modèle et les observations tient dans l'amplitude de la variabilité du niveau de la mer : elle est environ deux fois plus faible dans le modèle.

Globalement, le modèle reproduit de façon réaliste, bien que de façon moins intense, la variabilité du niveau de la mer au sud de 4°S.

4.3 Les observations in-situ et la validation des simulations

Peu de données in-situ ont été collectées en mer des Salomon. La figure 4.9 montre leur répartition par type de mesure dans le World Ocean Database de 2005 (WOD05).

Nos simulations ont été évaluées en utilisant les données disponibles en mer des Salomon (climatologie, données fournies par XBT, mouillages, et campagnes océanographiques). Il s'agit notamment de vérifier que la circulation simulée dans nos modèles est pertinente vis à vis des observations disponibles. Sauf mention contraire, le modèle validé ci-dessous est le modèle SOLWARA124.

4.3.1 La climatologie CARS

La climatologie CARS (CSIRO Atlas of Regional Seas, Ridgway et al. (2002)) a été produite à partir de plus de 65 000 profils de température et de salinité dans la région 100°E-180°E, 50°S-10°N (fig. 4.10). Ces données ont été grillées selon une technique d'interpolation par moindres carrés locaux. La compilation utilise une pondération tenant compte de la topographie lors de la phase d'interpolation des données, pour éviter la contamination

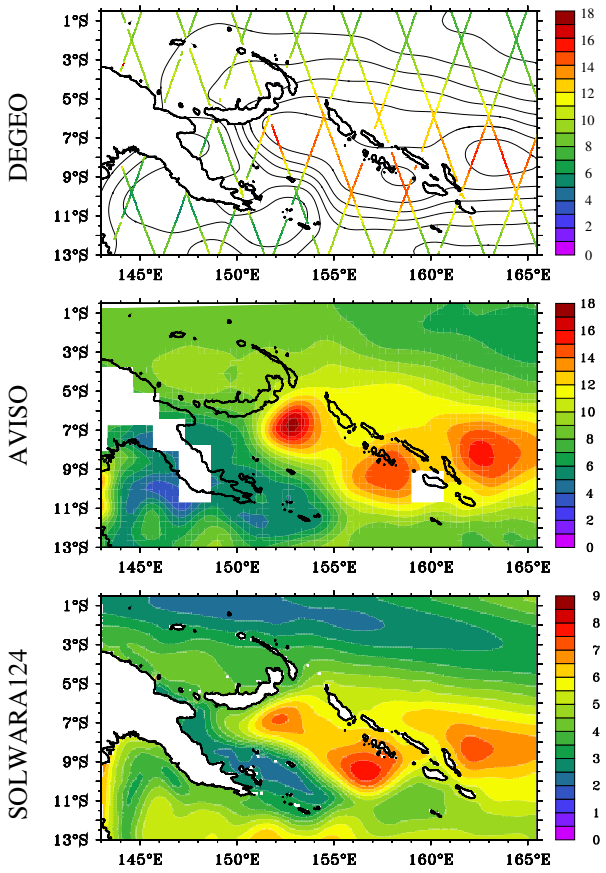


FIG. 4.8 – Ecart-type (en cm) des anomalies de hauteur de mer pour la période 1993-2001 donné par Dégéo (en haut), AVISO (au milieu) et la simulation SOLWARA124 (en bas). Noter la différence d'échelle entre les données altimétriques et le modèle. Pour Dégéo, l'écart-type est calculé à partir des données à 10 jours tandis que pour AVISO et le modèle, l'écart-type est calculé à partir de moyennes mensuelles de SLA. Pour faciliter la lecture, le champ des écart-types de SLA donné par Dégéo a été grillé (contours, tous les cm, sans prise en compte des terres émergées) en utilisant des fonctions d'interpolation gaussiennes.

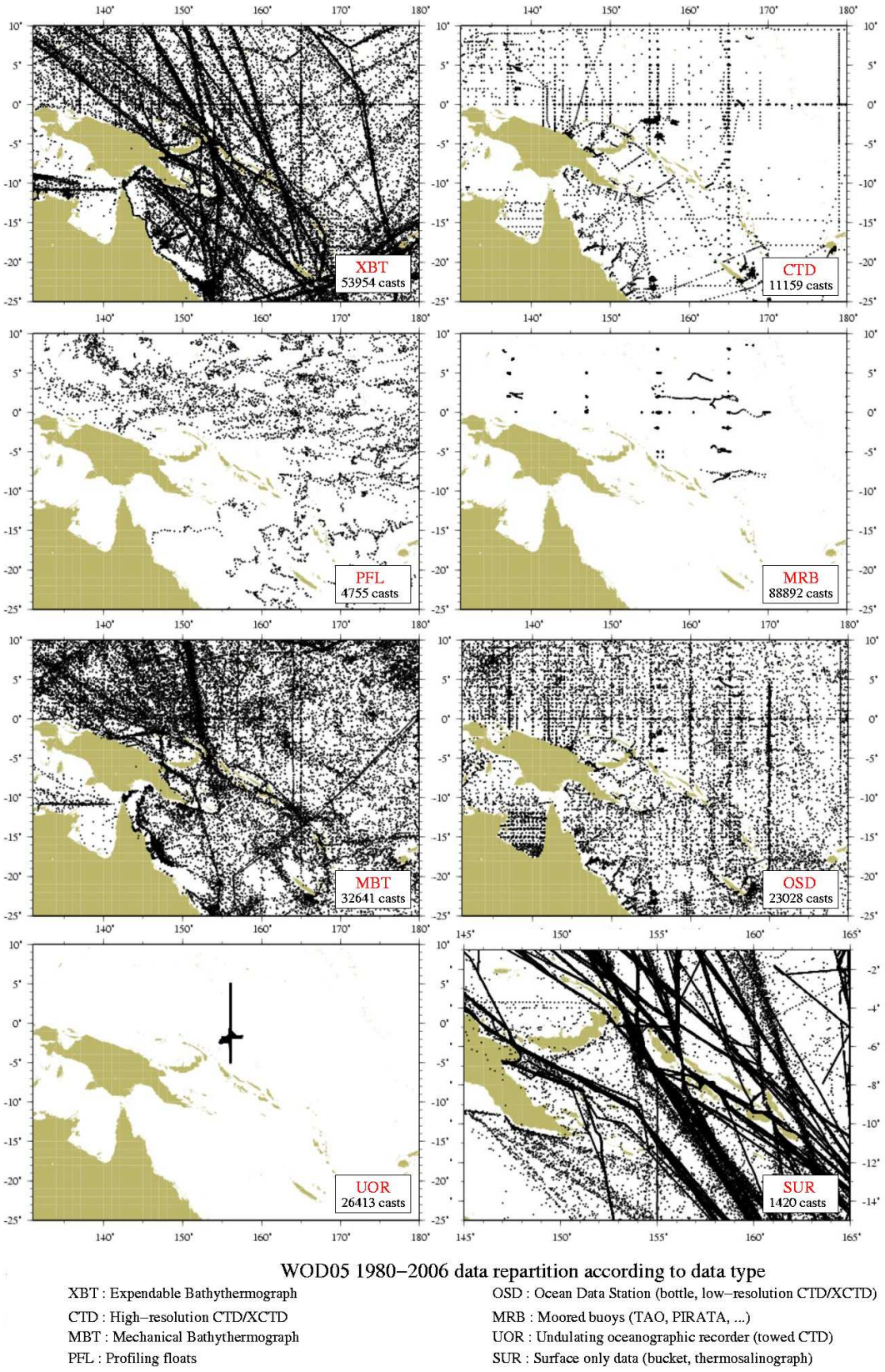


FIG. 4.9 – Répartition géographique des données WOD05 par type sur la période 1980-2006. Seules les données de type CTD, OSD, PFL, MRB et UOR fournissent à la fois des données de température et de salinité.

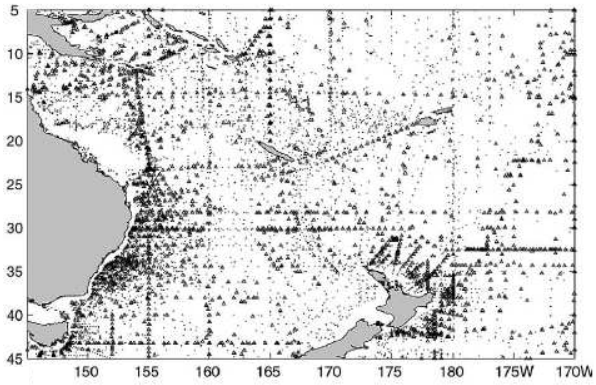


FIG. 4.10 – Distribution des profils T,S utilisés dans la climatologie CARS. Les points représentent les profils atteignant au moins 500 mètres de profondeur, les triangles les profils atteignant au moins 2000 mètres de profondeur. D'après Ridgway et Dunn (2003).

des régions océaniques profondes par les eaux des talus continentaux, et pour éviter les interpolations de part et d'autre des barrières topographiques. Les champs climatologiques sont fournis sur une grille de résolution 0.5° en longitude et en latitude et comprenant 56 niveaux verticaux (jusqu'à 1100 m). Les moyennes des champs de température et de salinité sont fournies, ainsi que les première et deuxième composantes harmoniques annuelles. Bien que CARS semble être la climatologie du Pacifique sud-ouest la plus pertinente, elle a été construite à partir de peu de données en mer des Salomon (fig. 4.10) et la bathymétrie complexe de cette région n'est pas complètement prise en compte lors de la phase d'interpolation des données. Ainsi, la climatologie CARS ne fournit que des informations à grande-échelle en mer des Salomon.

Nous avons utilisé la climatologie CARS pour évaluer l'état moyen simulé par le modèle SOLWARA124.

Section verticale des températures et salinités moyennes à 165° E.
Les pentes des isothermes et des isohalines données par le modèle sont en bon accord avec celles données par CARS (fig. 4.11). De plus, le modèle reproduit de façon satisfaisante la langue de fortes salinités présentes en subsurface et caractéristiques de la Subtropical Mode Water (STMW), bien que les salinités du modèle soient légèrement supérieures à celles de CARS. La plupart des différences trouvées entre les états moyens fournis par le modèle et CARS sont localisées en dehors de la thermocline. D'une part, dans la couche de surface, les températures du modèle sont plus élevées que celles de la climatologie CARS, et les salinités simulées plus fortes que celles observées. D'autre part, sous la thermocline, les températures simulées sont plus faibles et les salinités moins élevées que celles observées. Dans la thermocline, qui constitue notre principale région d'intérêt dans cette thèse et qui est délimitée ici par les isopycnes $\sigma_0 = 24.0$ kg m^{-3} et $\sigma_0 = 26.5$ kg m^{-3}, un bon accord est trouvé entre le modèle et la climatologie CARS (fig. 4.11).

Distribution spatiale moyenne de température et de salinité dans la thermocline.
Dans la mer des Salomon, les distributions de température et de salinité dans la thermo-

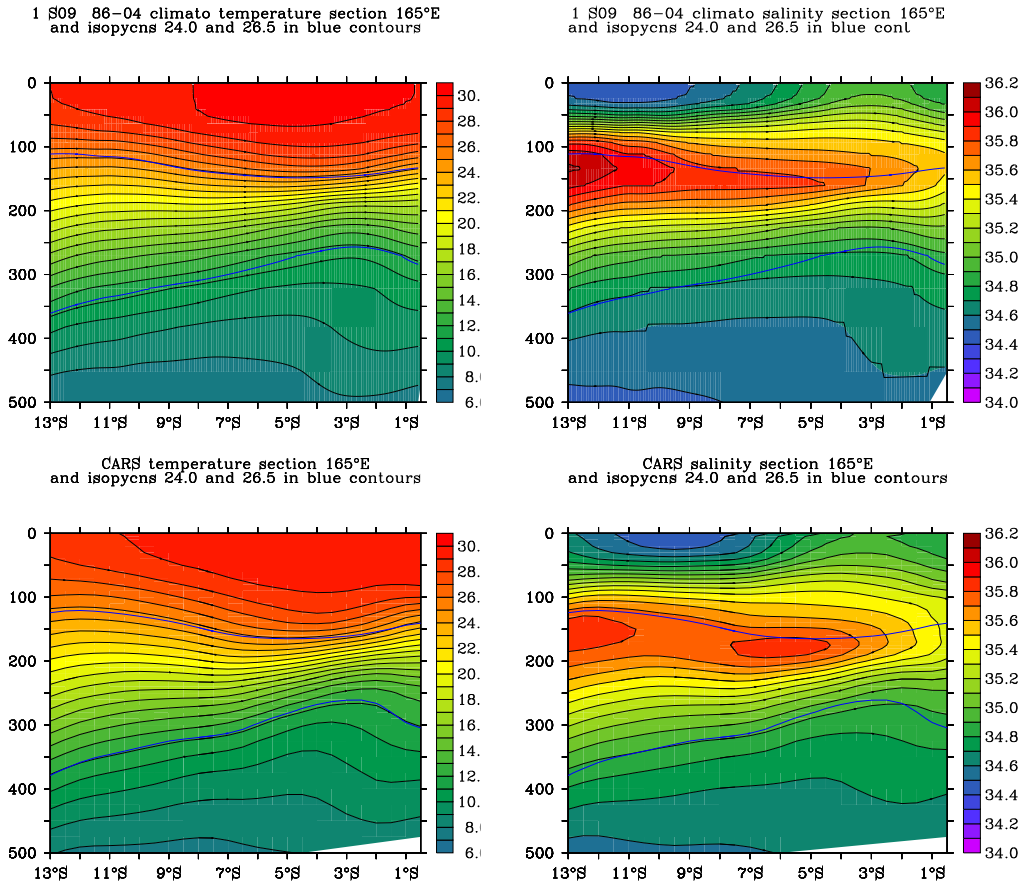


FIG. 4.11 – Sections latitude-profondeur de température (à gauche) et de salinité (à droite) à 165°E pour le modèle SOLWARA124 (en haut) et la climatologie CARS (en bas). Les lignes bleues repèrent les isopycnes $\sigma_0 = 24.0$ kg m^{-3} et $\sigma_0 = 26.5$ kg m^{-3} qui encadrent la thermocline.

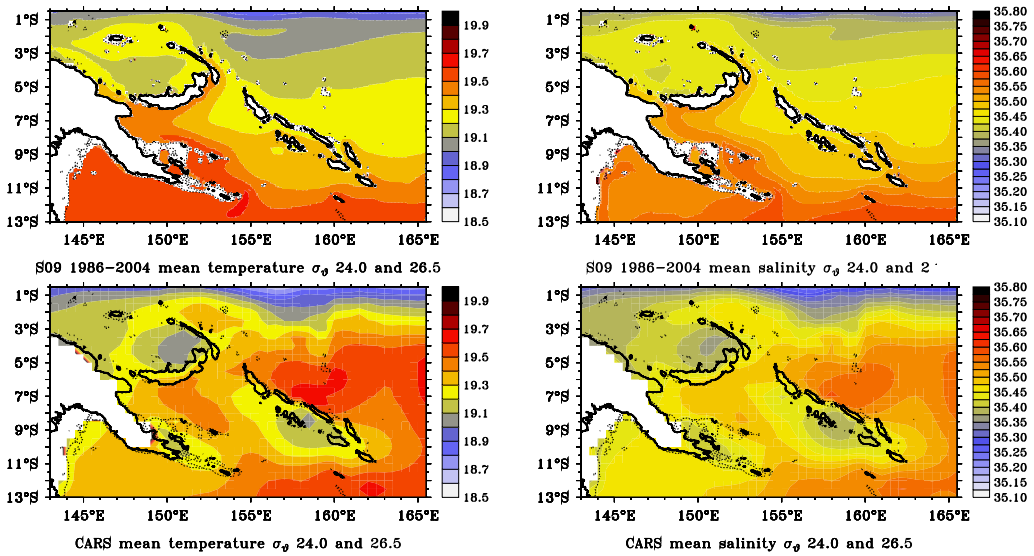


FIG. 4.12 – Température (à gauche) et salinité (à droite) dans la thermocline ($24.0<\sigma_0<26.5$) pour la moyenne 1986-2004 donnée par le modèle (en haut) et pour la climatologie CARS (en bas).

cline données par le modèle sont en accord avec celles données par CARS : la partie ouest de la mer des Salomon présente des températures et salinités plus élevées que celles de la partie est (fig. 4.12). Toutefois, ces gradients zonaux de température et de salinité sont plus accentués dans le modèle que dans CARS, particulièrement pour la température. De plus, le modèle ne représente pas les eaux salées et chaudes trouvées dans CARS à l'est des îles Salomon, et le modèle simule des eaux plus chaudes et salées que celles observées dans le Golfe de Papouasie. Ces différences sont toutefois à relativiser en considérant le faible nombre de données disponibles dans la région et à partir desquelles la climatologie CARS a été construite. On notera également à partir de la figure 4.12 que la topographie n'est pas complètement prise en compte dans CARS. Ainsi, les rares données sont interpolées de part et d'autre de l'archipel des Louisiades, des îles Salomon, de la Nouvelle-Bretagne et de la Nouvelle-Irlande (fig. 1.13).

Section de densité potentielle moyenne à 10.5° S.

Nous avons mentionné précédemment que la simulation SOLWARA124 présentait probablement des biais en température et salinité. Une section de densité potentielle moyenne à 10.5°S (fig. 4.13) montre que ces biais se compensent en densité. La thermocline, que nous considérons comprise entre les isopycnes $\sigma_0 = 24.0$ kg m^{-3} et $\sigma_0 = 26.5$ kg m^{-3}, est située entre 110 m et 330 m de profondeur à la fois dans le modèle et dans CARS.

Section des courants moyens à 167° E-170° E, dans l'océan intérieur à l'est des îles Salomon.

La structure verticale moyenne des courants zonaux à l'est des îles Salomon est bien simulée par le modèle SOLWARA124 (fig. 4.14). En effet, notre modèle reproduit bien l'approfondissement du SEC avec la latitude, la présence du SECC dans la couche de surface, le NVJ au sud des îles Salomon.

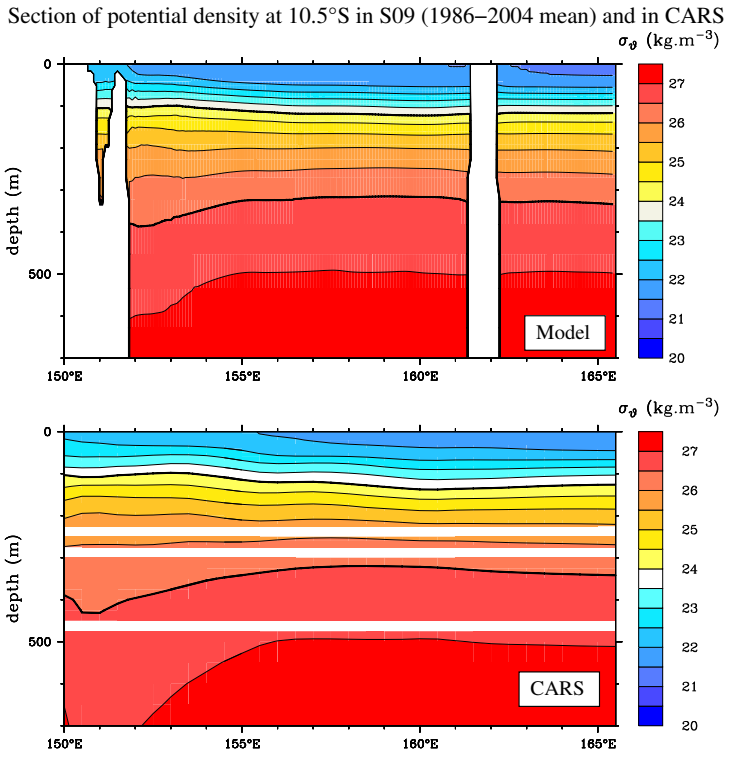


FIG. 4.13 – Section de densité potentielle (σ_0) à 10.5°S pour la moyenne 1986-2004 du modèle (en haut) et pour la climatologie CARS (en bas).

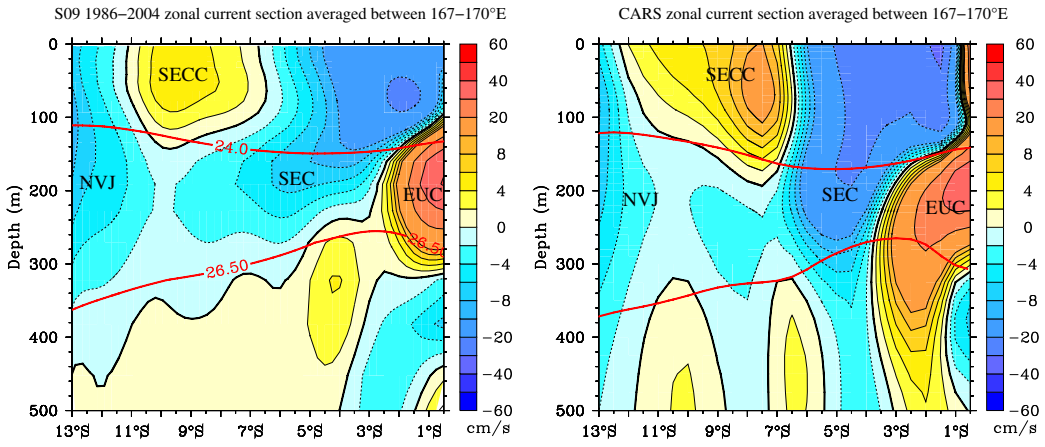


FIG. 4.14 – Section latitude-profondeur des courants zonaux climatologiques moyennés entre 167°E-170°E pour le modèle (à gauche) et CARS (à droite).

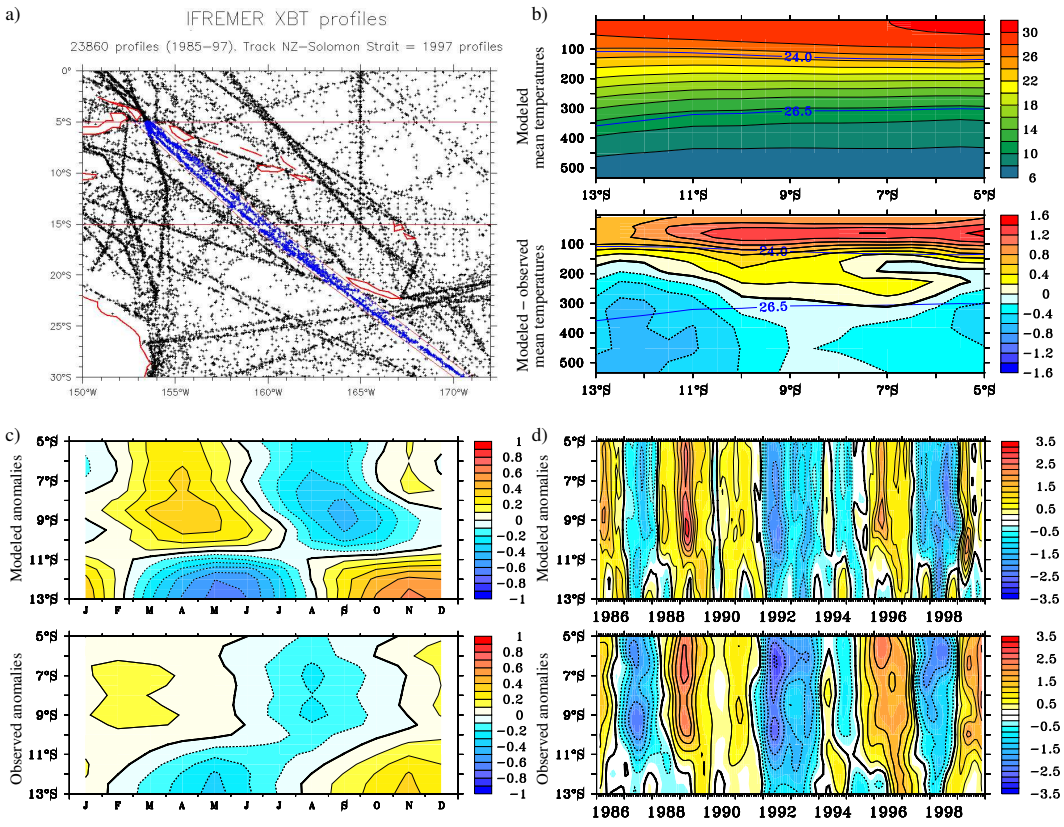


FIG. 4.15 – Comparaison des températures du modèle à celles fournies le long de la ligne Nouvelle-Zélande Japon pour la période 1986-1999. (a) Lignes XBT dans le Pacifique sud-ouest. La ligne Nouvelle-Zélande Japon est indiquée en bleu (courtesy of W.S. Kessler). (b) Températures moyennes dans le modèle et différences par rapport aux observations. (c) Cycle annuel des températures moyennées dans la thermocline (130-310 m) pour le modèle SOLWARA124 et les observations. (d) Variabilité interannuelle des températures moyennées dans la thermocline (130-310 m) pour le modèle et les observations.

4.3.2 Données XBT sur le rail Nouvelle-Zélande Japon

Des données XBT sont régulièrement collectées depuis 1986 par le programme VOS (Volontary Observing Ship, navires d'opportunité) le long de la ligne maritime commerciale reliant la Nouvelle-Zélande au Japon et passant par la partie orientale de la mer des Salomon jusqu'au détroit des Salomon. Les données XBT collectées le long de cette ligne maritime ont été sélectionnées dans la base de données Coriolis (fig. 4.15a) et nous ont été distribuées par W.S. Kessler.

Nous avons utilisé ces données XBT pour évaluer la variabilité du champ de température simulée par notre modèle. La distribution des données selon le temps et la latitude est dense au cours de la période 1986-1999, que nous avons donc retenue pour nos comparaisons. La figure 4.15b montre que les températures simulées présentent un biais chaud dans la couche de surface et froid sous la thermocline. Par contre, le modèle reproduit bien la variabilité des températures le long du rail XBT aux échelles saisonnières (fig. 4.15c) et interannuelles (fig. 4.15d).

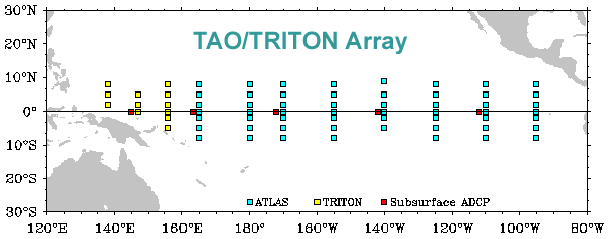


FIG. 4.16 – Localisation des bouées TAO/TRITON dans le Pacifique.

4.3.3 Mouillages

Comparaison des courants avec les données TAO à 0°S-165°E

Au nord de la mer des Salomon, dans la bande équatoriale, le réseau de bouées ancrées TAO/TRITON[5] (fig. 4.16), mis en place dans le cadre du projet TOGA, fournit depuis les années 1980 des données de température, salinité, et de courants (seulement pour les bouées acollées à un carré rouge sur la fig. 4.16).

Dans notre domaine d'étude, seule la bouée située à 0°S-165°E présente une couverture dense à la fois selon la profondeur et dans le temps pour les données de courants zonaux. Bien que la localisation de cette bouée soit proche de la frontière est de notre domaine raffiné, nous avons comparé les données de courants zonaux (EUC) à cet endroit avec ceux fournis par notre modèle au 1/4°. La figure 4.17 montre que la variabilité de l'EUC est bien capturée par le modèle SOLWARA124. Toutefois, l'EUC simulé est plus faible que celui observé.

Comparaison des courants avec les données à 2.5°S-142°E et 2°S-142°E

Ueki et al. (2003) ont étudié les variabilités saisonnières et interannuelles du NGCC / NGCU et de l'EUC à partir de 5 ans de données ADCP fournies par des bouées situées au nord de la côte de Papouasie Nouvelle-Guinée à 2.5°S-142°E et à 2°S-142°E, et le long de l'équateur à 138°E, 142°E, 147°E, et 156°E. Les courants simulés par notre modèle ont été comparés à ceux observés. La figure 4.18 montre que la variabilité interannuelle du NGCC / NGCU à 142°E est bien représentée dans notre modèle SOLWARA124, bien que le NGCU simulé soit légèrement plus fort que celui observé à 2.5°S, et légèrement plus faible que celui observé à 2°S.

Le modèle capture également bien la variabilité saisonnière du NGCC/NGCU, comme le montre la figure 4.19. L'écoulement du NGCC vers le sud-est en hiver boréal est notamment bien reproduit par le modèle, tout comme le sont l'intensité et les positions des courants (bien que les cœurs du NGCU et de l'EUC soient un peu moins profonds dans le modèle que dans les observations, notamment en hiver boréal).

La comparaison du modèle aux données ADCP le long de l'équateur (fig. 4.20) montre que l'EUC simulé à l'équateur est légèrement plus faible que dans les observations (notamment à 142°E), mais que le modèle capture bien la variabilité interannuelle de ce

[5]http ://www.pmel.noaa.gov

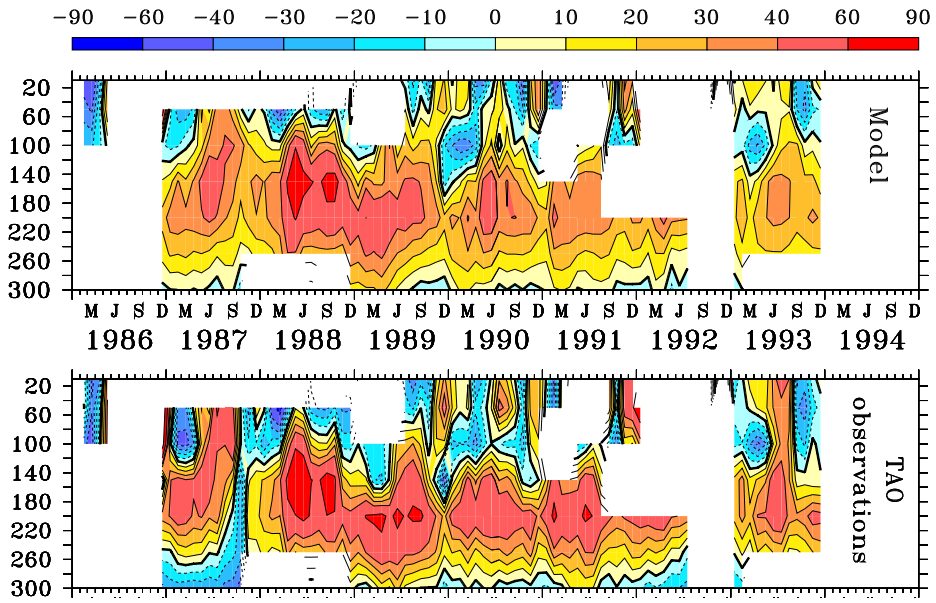


FIG. 4.17 – Courant zonal (cm s^{-1}) à 0°N 165°E pour le modèle SOLWARA124 (en haut) et les observations TAO (en bas)

.

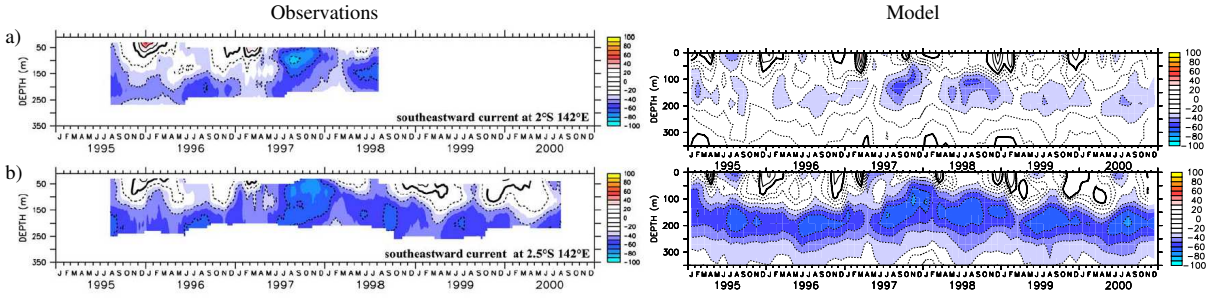


FIG. 4.18 – Série temporelle du courant s'écoulant vers le sud-est en fonction de la profondeur à 142°E, (a) 2°S et (b) 2.5°S pour les observations (à gauche, tiré de Ueki et al. (2003)) et le modèle SOLWARA124 (à droite).

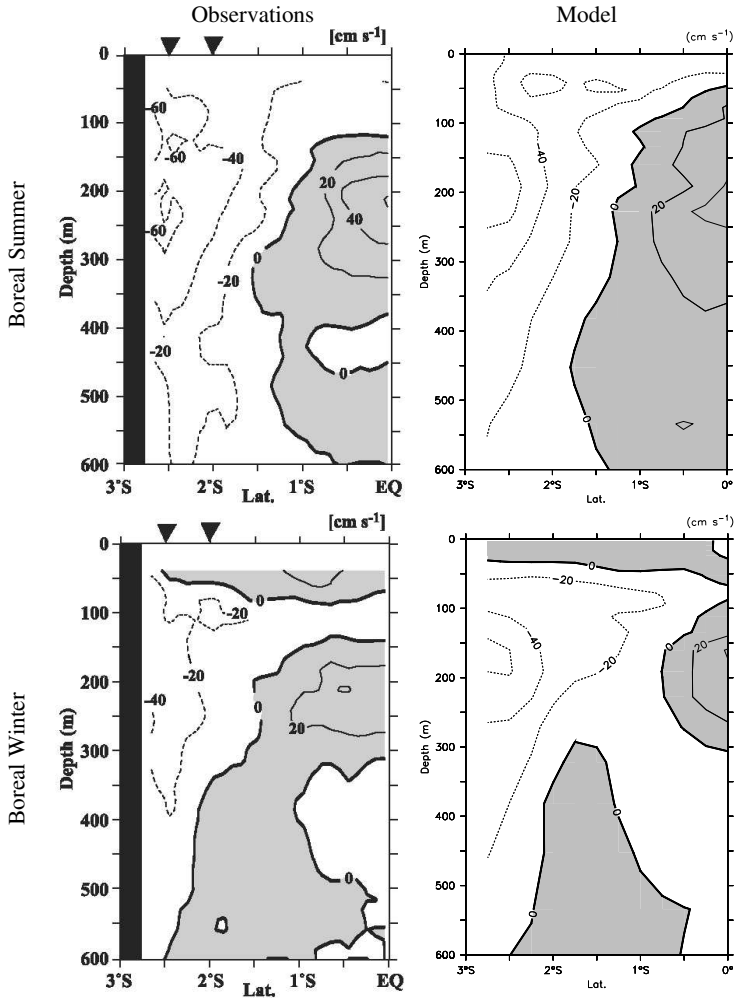


FIG. 4.19 – Section des courants zonaux (positifs vers l'est) à 142°E pendant l'été boréal (en haut) et l'hiver boréal (en bas) données par les observations (tiré de Ueki et al. (2003)) et par le modèle.

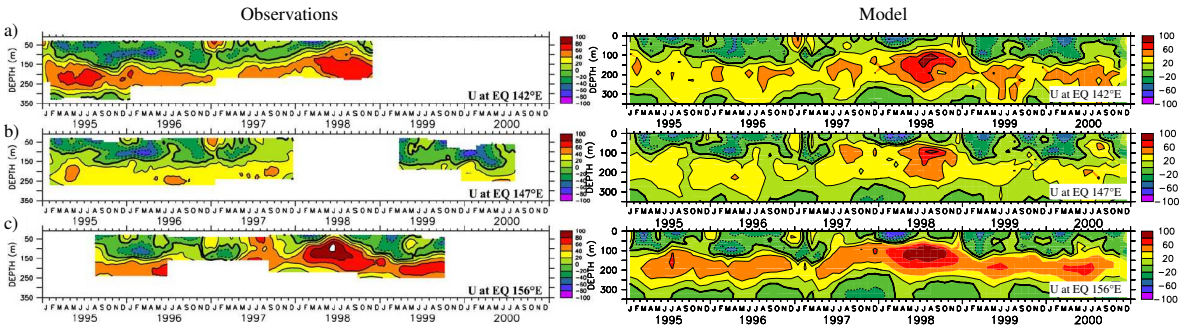


FIG. 4.20 – Série temporelle du courant s'écoulant vers l'est en fonction de la profondeur à l'équateur à (a) 142°E, (b) 147°E et (c) 156°E pour les observations (à gauche, tiré de Ueki et al. (2003)) et le modèle (à droite).

courant.

4.3.4 Campagnes océanographiques

Quelques campagnes océanographiques ont eu lieu en mer des Salomon. Il s'agit des campagnes effectuées dans le cadre du programme WEPOCS (The Western Equatorial Pacific Ocean Climate Studies) en 1985-86 (Lindstrom et al., 1987, 1990), d'une campagne supplémentaire en 1988 (Butt et Lindstrom, 1994), et de la campagne FLUSEC1 en août 2007, à laquelle j'ai participé. Ces campagnes océanographiques ont fourni des mesures hydrographiques de température, de salinité et de courants de grande valeur dans la région de la mer des Salomon.

Campagnes océanographiques historiques

Lindstrom et al. (1990); Murray et al. (1995); Butt et Lindstrom (1994); Sokolov et Rintoul (2000) sont à notre connaissance les principales études qui ont décrit les observations de transport obtenues en mer des Salomon ou ses environs à partir de campagnes océanographiques. Ces études représentent des sources importantes d'information notamment sur les transports à travers les détroits de la mer des Salomon. Les transports ont été calculés dans le modèle à la même date et selon la même méthodologie que les transports observés. Les comparaisons de ces transports sont synthétisées dans le tableau 4.3.4.

Le transport simulé à travers le détroit de Vitiaz est en bon accord avec les observations. Par contre, le transport à travers le chenal St Georges est presque deux fois plus faible dans le modèle que dans les observations, alors que le transport dans le NICU est plus fort dans le modèle que dans les observations. Enfin, le transport simulé du NQC est en bon accord avec les observations.

Transport en Sv (Observé/Simulé)	Détroit de Vitiaz	Chenal St Georges	NICU	NQC
Murray et al. (1995)	15.8 / 16.0			
Lindstrom et al. (1990) 01/1986	6.6 / 7.1	2.0 / 0.8		
Lindstrom et al. (1990) 05/1988	5.6 / 7.8	2.7 / 1.4		
Butt and Lindstrom (1994)	4.3 / 4.6	2.5 / 1.3	2.0 / 3.2	
Sokolov and Rintoul (2000)				26 / 28

TAB. 4.3 – Transports observés / transports correspondants simulés (en Sv) entrant ou sortant de la mer des Salomon estimés à partir de campagnes océanographiques.

Les courants au détroit de Vitiaz :
La variabilité du transport à travers le détroit de Vitiaz semble être bien représentée dans le modèle, comme le montre la comparaison du transport simulé aux observations fournies par Murray et al. (1995) (fig. 4.21).

La structure des courants à travers le détroit de Vitiaz donnée par le modèle a pu être comparée à celle donnée en janvier 1986 par les données WEPOCS (Lindstrom et al., 1987, 1990). Un bon accord a été trouvé entre le modèle et les observations (fig. 4.22). En effet, les observations montrent que le cœur du NGCU est situé dans la thermocline entre 100 et 250 m environ, avec des vitesses de 90 à 110 cm s^{-1}, alors que le cœur du NGCU

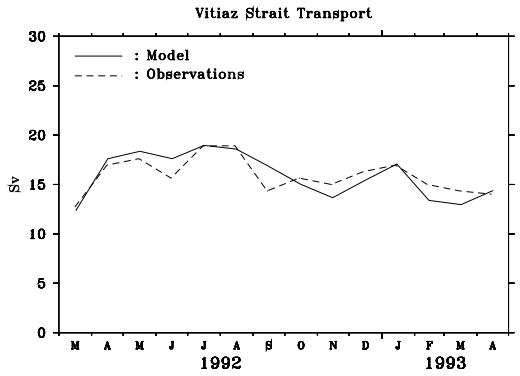


FIG. 4.21 – Transport observé (trait pointillé, données tirées de la fig. 4 de Murray et al. (1995)) et simulé (trait plein) à travers le détroit de Vitiaz entre mars 1992 et avril 1993.

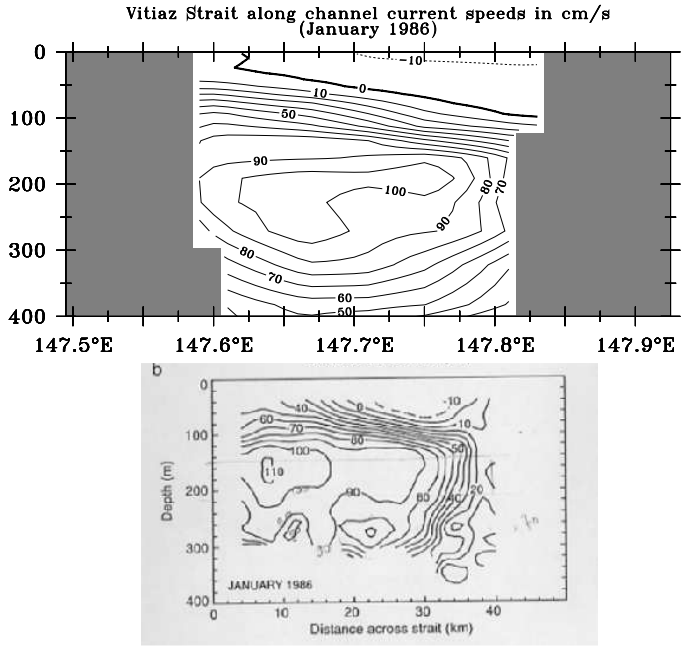


FIG. 4.22 – Coupe des vitesses de courant s'écoulant dans la direction du détroit au détroit de Vitiaz en cm s^{-1} en janvier 1986 pour le modèle (en haut) et les observations (en bas, tiré de Lindstrom et al. (1990)).

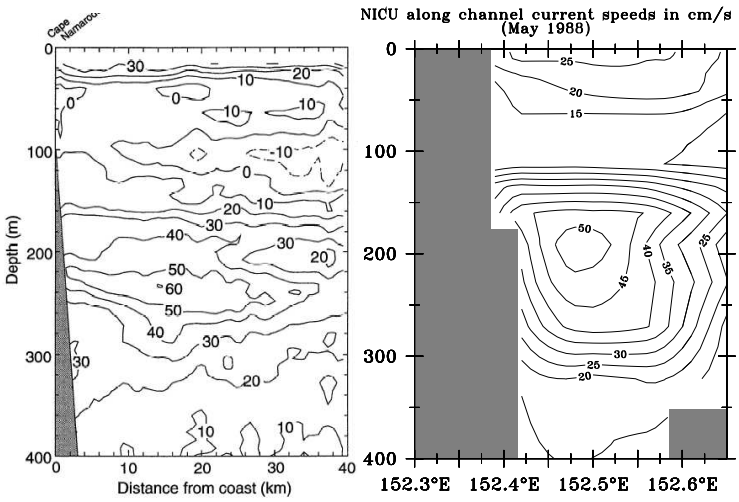


FIG. 4.23 – Coupe des vitesses de courant s'écoulant le long de la côte de Nouvelle-Irlande en mai 1988 en cm s^{-1} pour les observations (à gauche, tiré de Butt et Lindstrom (1994)) et pour le modèle (à droite).

est modélisé un peu plus en profondeur, entre 150 et 300 m environ, avec des vitesses de 90 à 100 cm s^{-1}. Par ailleurs, le modèle reproduit bien l'intensification des vitesses dans la partie ouest du détroit, et l'écoulement du NGCC entrant en mer des Salomon dans la couche de surface dans la partie est du détroit.

Le NICU :

Notre modèle reproduit bien le NICU tel qu'il a été observé le long de la Nouvelle-Irlande par Butt et Lindstrom (1994) (fig. 4.23). Le cœur du courant montre dans les deux cas des vitesses avoisinant les 50 cm s^{-1}. Il a été observé vers 240 m de profondeur, et est simulé à 200 m de profondeur. De plus, le modèle reproduit bien la couche de courants plus faibles s'écoulant au dessus du cœur du NICU vers 100 m de profondeur, et l'intensification des courants (25-30 cm s^{-1}) dans les 50 premiers mètres sous la surface.

La campagne océanographique FLUSEC1

Description de la campagne

Du 11 au 30 août 2007, une campagne océanographique, FLUSEC1 (Maes et al., 2009), programmée dans le cadre des projets SPICE et SOLWARA, a permis d'estimer le flux des masses d'eau entrant en mer des Salomon depuis la mer de Corail, entre l'extrémité sud-est de l'archipel des Louisiades et l'extrémité sud de l'île de Guadalcanal (fig. 4.24). Cette campagne avait également pour objectifs de déterminer les principales caractéristiques de ces eaux. A terme, ces mesures devraient permettre de mieux comprendre comment seront modifiées les masses d'eau, après avoir transité dans la mer des Salomon et dans la mer de Bismarck, et comment elles influeront sur les conditions équatoriales et la variabilité climatique du Pacifique Tropical.

J'ai eu la chance de participer à la campagne FLUSEC1 aux côtés de Christophe Maes

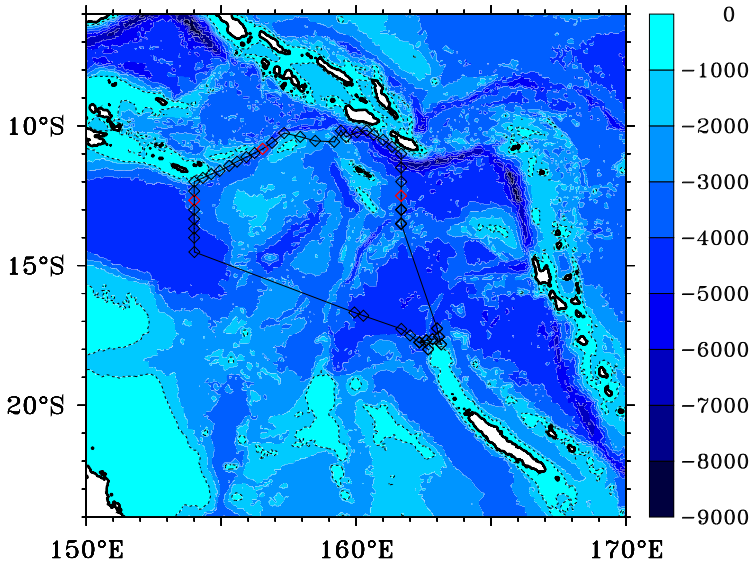


FIG. 4.24 – Trajet de la campagne FLUSEC1 et localisation des stations de prélèvement. Les stations 13, 23 et 39 utilisées pour la figure 4.26 sont indiquées en rouge.

(chef de mission, IRD/LEGOS Nouméa), Gérard Eldin (IRD/LEGOS Toulouse), Jérôme Lefèvre (IRD/LEGOS Nouméa), Joël sudre (IRD/LEGOS Toulouse) et David Varillon (IRD/LEGOS Nouméa). Au cours de cette campagne, nous avons effectué des mesures CTD de température, salinité et d'oxygène dissous à partir d'une rosette sur 47 stations entre la surface et 2000 mètres de profondeur (fig. 4.25). Des ADCP installés sur la rosette ont permis de mesurer les courants. De plus, des tirs XBT, qui permettent de mesurer des profils de température en fonction de la profondeur, ont été réalisés, ainsi que des prélèvements d'eau pour des mesures de Néodyme sur deux stations. Enfin, deux flotteurs Argo ont été déployés pendant cette campagne, ainsi qu'un planeur sous-marin (glider) au large de l'île de Rossel, dans l'archipel des Louisiades.

Comparaison aux données obtenues lors de la campagne FLUSEC1

Nous avons évalué la représentation du champ de masse dans le modèle en comparant les profils de température et de salinité collectés pendant la campagne FLUSEC1 en trois stations représentatives du NQC, du NGCU et du NVJ (fig. 4.24, stations en rouge) aux profils simulés pour la moyenne climatologique (1991-2000) du mois d'août donnée par le modèle SALOMON025 (fig. 4.26). Les profils T-S simulés sont en bon accord avec les observations. Il est à noter toutefois que le modèle présente des salinités plus fortes que les observations dans la thermocline en aval de la mer des Salomon dans le NQC et le NVJ. De plus, les températures dans la couche de surface sont plus élevées dans le modèle (proches de 28°C) que dans les observations.

FIG. 4.25 – Quelques photos de la campagne FLUSEC1. De haut en bas et de gauche à droite : prélèvement pour mesure d'O_2, drapeau de la Papouasie Nouvelle-Guinée, prélèvements sur la rosette, tir d'XBT, déploiement d'un planeur, lever de soleil au large de Guadalcanal, l'ALIS, vue depuis l'ALIS, prélèvements pour mesures de Néodyme, préparation d'un flotteur Argo, l'équipe de la campagne, requin à pointe noire dans le lagon des îles surprises où nous avons fait escale.

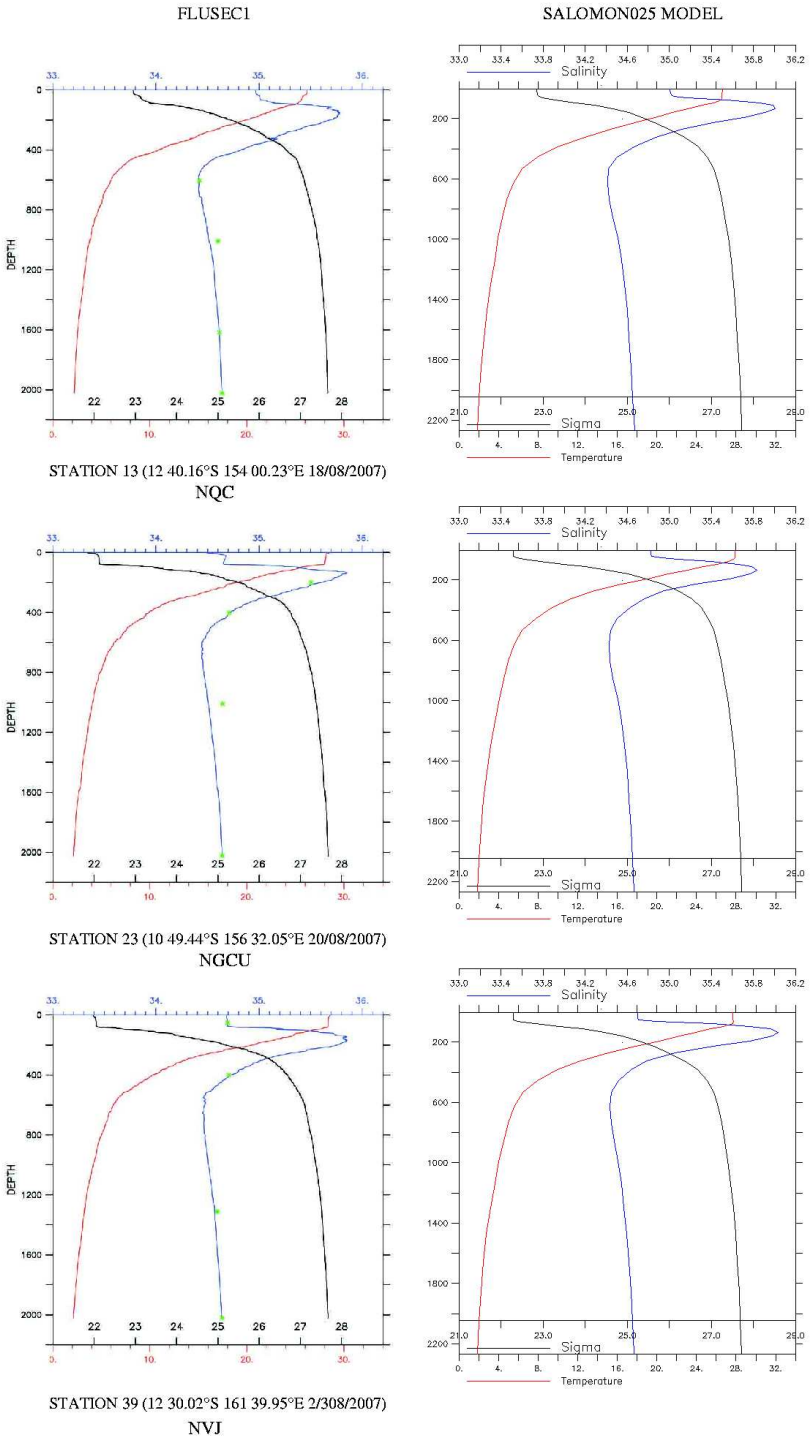


FIG. 4.26 – Comparaison des données FLUSEC1 de température (en rouge), salinité (en bleu) et densité (en noir) aux sorties climatologiques (1991-2000) du mois d'août de la simulation SALOMON025 à trois stations représentatives du NQC (en haut), du NGCU (au milieu) et du NVJ (en bas).

4.4 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté les données disponibles en mer des Salomon, qu'elles soient spatiales ou in-situ, et nous les avons utilisées pour évaluer nos simulations numériques.

Les données altimétriques sont devenues essentielles pour l'observation des océans. Elles permettent un suivi quasi continu de l'évolution du relief de la surface océanique. Toutefois, étant donnée la bathymétrie complexe de la mer des Salomon, les produits altimétriques grillés standards tels les produits AVISO peuvent se révéler inadaptés à l'étude fine de cette région. C'est pourquoi nous avons également mis au point un nouveau jeu de données adapté aux régions côtières en retraitant les données originales fournies par le satellite altimétrique TOPEX/Poséidon le long des traces. Le post-processing de ce retraitement est basé sur les algorithmes d'altimétrie côtière du CTOH (LEGOS/IRD). Nous avons ensuite opéré des filtrages supplémentaires personnalisés trace à trace pour éliminer les données aberrantes restantes. Le nouveau jeu de données a permis de récupérer un nombre significatif de données à la fois dans l'océan hauturier et en régions peu profondes, et a été validé avec des données marégraphiques. Ces deux jeux de données altimétiques seront utilisés dans le chapitre 6 pour étudier la variabilité du niveau de la mer et des circulations de surface en mer des Salomon.

Dans un second temps, nous avons présenté les principales observations in-situ disponibles en mer des Salomon. Peu de données ont été collectées dans cette région. Parmi les collectes de données récentes, la campagne FLUSEC1, à laquelle j'ai participé, a permis d'échantillonner en août 2007 les flux entrants depuis la mer de Corail en mer des Salomon.

Parmi les climatologies du Pacifique sud-ouest actuellement disponibles, la climatologie CARS, présentée dans ce chapitre, semble être la plus pertinente.

Les résultats de notre simulation numérique haute-résolution ont été comparés avec les données disponibles sur la région[6]. Le bon accord du modèle avec les observations en termes de schéma de circulation et de transport, à la fois pour l'état moyen et pour leurs variabilités, et de représentation des masses d'eau, nous permettent de conclure que le modèle simule de façon réaliste la circulation en mer des Salomon. La hiérarchie de modèles implémentée au cours de cette thèse nous permet donc pour la première fois d'étudier la mer des Salomon à partir de simulations haute-résolution.

[6] D'autres comparaisons aux observations seront données dans les chapitres suivants, afin de valider plus en avant ou plus précisément nos simulations.

Troisième partie

Résultats

Chapitre 5

Circulation dans la thermocline en mer des Salomon

Sommaire

5.1 Introduction 120

5.2 Etat moyen et variabilité saisonnière de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon 121

5.2.1 Article accepté au Journal of Physical Oceanography. Thermocline circulation in the Solomon Sea : A modeling study 121

5.2.2 Compléments : La dynamique vue par un modèle linéaire forcé par le vent 146

La circulation moyenne 146

Le cycle annuel 147

5.3 Variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon 149

5.3.1 La variabilité interannuelle décrite par les ellipses de variance . . 149

5.3.2 Les anomalies interannuelles de transport à travers les sections clefs de la mer des Salomon 151

5.3.3 Les anomalies de circulation associées à El Niño et La Niña . . . 153

Les différents évènements El Niño et La Niña 153

Les composites El Niño et La Niña 154

5.4 Conclusions 157

5.1 Introduction

Dans le chapitre 1, nous avons vu que les transports et les routes empruntées par les courants de bord ouest du Pacifique sud-ouest pour atteindre la région équatoriale peuvent influencer le climat du Pacifique à travers le mécanisme V'T des subtropical cells. En effet, les courants de bord ouest de faible latitude (LLWBCs) du Pacifique sud-ouest représentent une source majeure de l'EUC et de la langue d'eau froide du Pacifique Equatorial, comme l'ont montré des études basées sur des observations (Tsuchiya, 1981; Tsuchiya et al., 1989) et sur des traceurs dans des simulations numériques (Blanke et Raynaud, 1997; Fukumori et al., 2004). Le Pacifique Sud étant une source de variabilité décennale (Luo et Yamagata, 2001; Luo et al., 2003, 2005; Giese et al., 2002; Bratcher et Giese, 2002; Chang et al., 2001; Holland et Raphael, 2006; Nonaka et Sasaki, 2007), les connexions entre les subtropiques et les tropiques à travers les LLWBCs du Pacifique Sud sont suspectées de jouer un rôle majeur dans la modulation basse fréquence d'ENSO. Malgré leurs importances pour comprendre et décrire la variabilité climatique, les transports et les routes empruntées par les courants de bord ouest du Pacifique sud-ouest pour atteindre la région équatoriale sont très peu documentés. Ce manque de connaissance peut être attribué à la fois à la difficulté d'observer cette région reculée du Pacifique sud-ouest, et à la difficulté de modéliser de façon réaliste les courants à travers la bathymétrie complexe et les détroits étroits de la mer des Salomon.

La circulation du Pacifique sud-ouest est classiquement décrite par le Courant Sud Equatorial (SEC) qui traverse l'océan Pacifique d'est en ouest. Le SEC bifurque à la côte australienne, et forme deux courants de bord ouest de transport comparable : le East Australian Current (EAC) qui s'écoule vers le sud, et le North Queensland Current (NQC) qui s'écoule vers le nord en direction de la Papouasie Nouvelle-Guinée où il alimente le New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) (Ridgway et al. (1993); Qu et Lindstrom (2002); Kessler et Gourdeau (2007) parmi d'autres).

Toutefois, le bord ouest du Pacifique Sud est caractérisé par une topographie complexe, qui peut modifier le schéma de circulation assez simple décrit ci-dessus. Entre 11°S et 5°S, le bord ouest englobe la mer des Salomon. Cette mer, située au nord de la mer de Corail, est délimitée par l'île de Nouvelle-Guinée à l'ouest, par l'île de Nouvelle-Bretagne au nord, et par la chaîne des îles Salomon à l'est (fig. 5.1). La mer des Salomon est donc semi-fermée et est connectée au Pacifique Equatorial par trois détroits étroits : le détroit de Vitiaz, profond de 1000 mètres et large d'environ 42 km à 200 mètres de profondeur, le chenal de St Georges, profond de 1100 mètres mais large de seulement 15 km, et le détroit des Salomon, plus profond et plus large (environ 170 km). La circulation en mer des Salomon et ses environs est relativement peu connue, et les seules estimations des transports à travers les détroits proviennent des campagnes océanographiques novatrices de 1985-1986 de la Western Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (WEPOCS) (Lindstrom et al., 1987, 1990), d'une campagne supplémentaire en 1988 (Butt et Lindstrom, 1994), et de bouées fixes (Murray et al., 1995).

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier de façon fine les chemins empruntés par les courants de bord ouest du Pacifique Sud aux faibles latitudes. Plus précisément, nous chercherons à caractériser la circulation au niveau de la thermocline en mer des Salomon et son rôle dans les connexions des eaux subtropicales/tropicales de la thermocline à l'équateur. Ces objectifs représentent des problématiques phares du projet international SPICE dans lequel s'insère cette étude. Pour atteindre nos objectifs, nous utiliserons les

résultats du modèle haute-résolution (1/12°) mis en œuvre dans cette thèse pour l'étude de la mer des Salomon. Ce modèle a été détaillé da,s le chapitre 3 et validé à partir d'observations dans le chapitre 4. Etant donné le peu de connaissances actuelles sur les LLWBCs du Pacifique sud-ouest et sur la circulation dans la thermocline en mer des Salomon, nous commencerons par étudier la circulation moyenne et son cycle annuel. Les résultats correspondants ont fait l'objet d'un article accepté au Journal of Physical Oceanography et sont présentés ci-dessous.

Dans un second temps, l'importance de la dynamique linéaire des ondes de Rossby dans le contrôle de la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline dans la mer des Salomon et ses environs mis en avant dans l'article sera illustrée en analysant les résultats d'un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby mis au point par W.S. Kessler (NOAA/PMEL).

Enfin, la variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon sera appréhendée grâce aux résultats de notre modèle haute-résolution.

5.2 Etat moyen et variabilité saisonnière de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon

5.2.1 Article accepté au Journal of Physical Oceanography. Thermocline circulation in the Solomon Sea : A modeling study

A. Melet[(1)], L. Gourdeau[(2)], W.S. Kessler[(1)], J. Verron[(1)] and J.M. Molines[(1)]

[(1)]CNRS Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels/MEOM, Grenoble, France

[(2)]Institut de Recherche pour le Développement/LEGOS, Toulouse, France

[(3)]NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, Washington, USA

Received 1 Apr. 2009 ; revised 17 Sept. 2009 ; accepted 20 Oct. 2009.

Abstract

In the southwest Pacific, thermocline waters connecting the tropics to the equator via western boundary currents (WBCs) transit through the Solomon Sea. Despite its importance in feeding the Equatorial Undercurrent (EUC) and its related potential influence on the low frequency modulation of ENSO, the circulation inside the Solomon Sea is poorly documented. A 1/12° model has been implemented to analyze the mean and the seasonal variability of the Solomon Sea thermocline circulation. The circulation involves an inflow from the open southern Solomon Sea which is distributed via WBCs between the three north exiting straits of the semiclosed Solomon Sea. The system of WBCs is found to be complex. Its main feature, the New Guinea Coastal Undercurrent, splits in two branches : one flowing through Vitiaz Strait, the other one, the New Britain Coastal Undercurrent (NBCU), exiting at Solomon Strait. East of the Solomon Sea, the encounter of the South Equatorial Current (SEC) with the Solomon Islands forms a previously-unknown current, which we call the Solomon Islands Coastal Undercurrent (SICU). The NBCU, SEC, and SICU participate in the feeding of the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU) which retroflects to the Equatorial Undercurrent, providing the most direct western boundary EUC connection, particularly active in June-August. The Solomon Sea WBC seasonal variability results from the combination of equatorial dynamics, of remotely forced Rossby

waves north of 10°S, and of the spinup and -down of the subtropical gyre as a response of Rossby waves forced south of 10°S.

1. Introduction

The South Pacific low latitude western boundary currents (LLWBCs) are seen as a major contributor to the Equatorial Undercurrent (EUC) and to the equatorial cold tongue by both observational (Tsuchiya, 1981; Tsuchiya et al., 1989) and model tracer studies (Blanke et Raynaud, 1997; Fukumori et al., 2004). With the South Pacific being a source of decadal variability (Luo et Yamagata, 2001; Luo et al., 2003, 2005; Giese et al., 2002; Bratcher et Giese, 2002; Chang et al., 2001; Holland et Raphael, 2006; Nonaka et Sasaki, 2007), the connections between the subtropics and the tropics through the western boundary route of the South Pacific are thought to play a major role in El Niño–Southern Oscillation (ENSO) low-frequency modulation. Despite its importance for understanding and predicting climate variability, the pathways and rates by which the western boundary currents of the southwest Pacific reach the equatorial region are very poorly documented. This is due to both the difficulty of observation in this far remote region of the southwest Pacific, and to the difficulty of modeling the WBC route amid complex bathymetry and narrow channels.

The classical description of the southwest Pacific circulation is a westward South Equatorial Current (SEC) crossing the Pacific Ocean. It bifurcates at the Australian coast into the southward East Australian Current and the North Queensland Current (NQC) that flows north to Papua New Guinea (PNG) where it feeds the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU ; e.g., Ridgway et al. (1993); Qu et Lindstrom (2002); Kessler et Gourdeau (2007)).

In fact, the western boundary of the South Pacific is characterized by a complex topography, which may modify the simple circulation scheme we described earlier. The western boundary between 11°S and 5°S encompasses the Solomon Sea. This sea, located north of the Coral Sea, is bounded on the west by the island of New Guinea, on the north by the island of New Britain (NB) and on the east by the Solomon Island chain (Fig. 5.1). The semiclosed Solomon Sea is connected to the equator by three narrow straits [Vitiaz Strait, which is 1000 m deep and about 42 km wide at 200 m ; St George's Channel, which is 1100 m deep but only about 15 km wide ; and Solomon Strait, which is wider (about 170 km) and deeper]. Its bathymetry is particularly complex, with archipelagoes, ocean basins, shallow reefs with many channels and deep ocean trenches. The circulation in the Solomon Sea and its surroundings is relatively unknown, and the only estimates of transport through the straits come from the pioneering Western Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (WEPOCS) cruises of 1985-1986 (Lindstrom et al., 1987, 1990), from an additional cruise in 1988 (Butt et Lindstrom, 1994), and from mooring buoys (Murray et al., 1995).

This study focuses on the finescale pathways of the South Pacific LLWBCs, diagnosing the thermocline circulation in the Solomon Sea and its role in the connection of subtropical/tropical thermocline water to the equator. This problem is a key issue of the Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE [1]), which frames this study. Because observational diagnoses are limited by a severe lack of data, we analyse the thermocline circulation through high-resolution (1/12°) modeling, which is required to handle

[1] http ://www.clivar.org/organization/pacific/pacific_SPICE.php

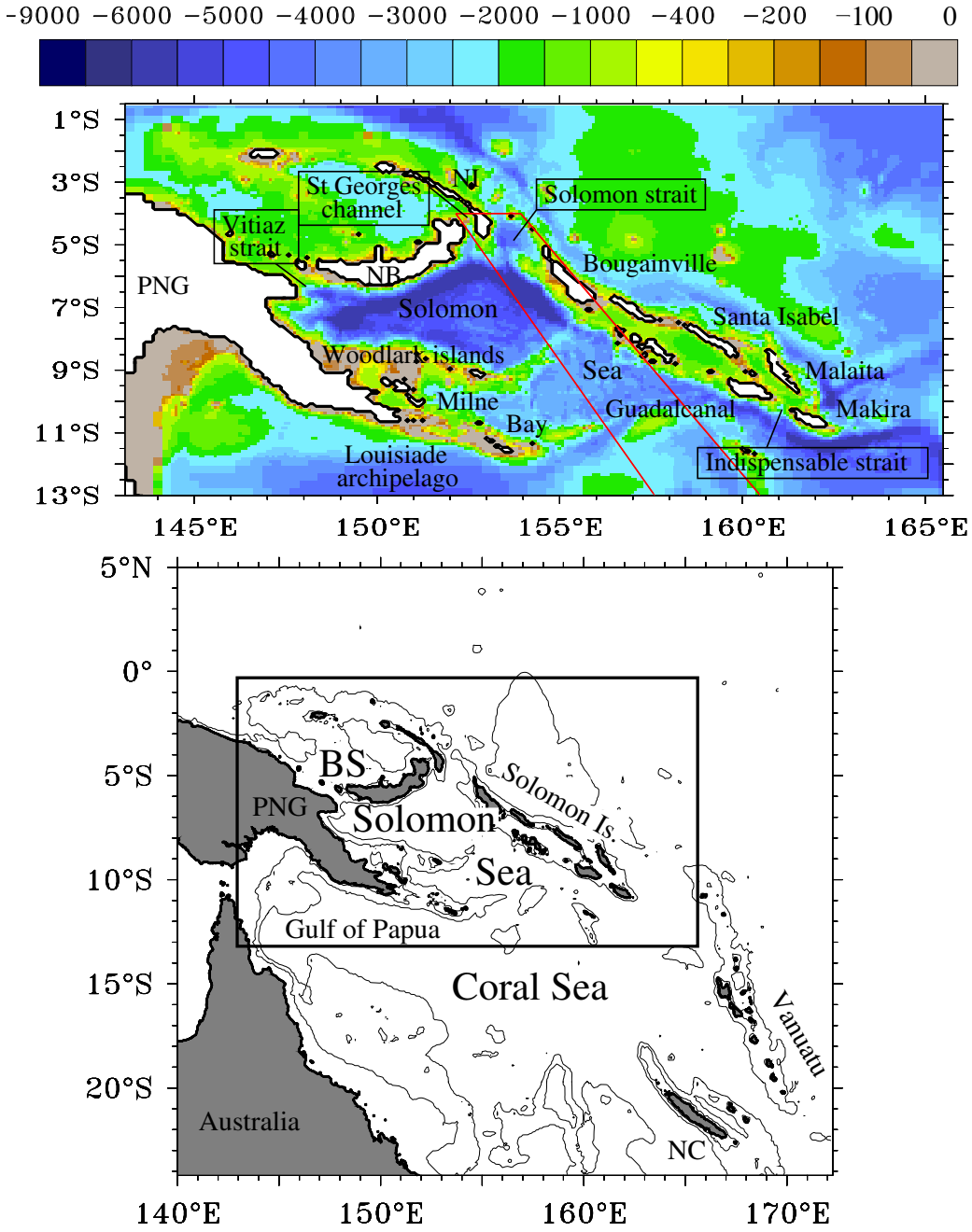


FIG. 5.1 – Bathymetry and geography of the southwest Pacific and of the Solomon Sea : (top) 1/12° nested fine-grid model and its bathymetry, where the red lines delimite the New Zealand–Japan XBT track, and (bottom) regional 1/4° model domain and ETOPO2v1 bathymetry. Gray shading shows land and contours the 200- and 2000-m depths. The black rectangle delineates the fine-grid model domain. Island groups and seas are labeled ; PNG stands for Papua New Guinea, NC for New Caledonia, NB for New Britain, NI for New Ireland and BS for Bismarck Sea.

the complex bathymetry of the Solomon Sea. Given the present state of ignorance of the low latitude WBCs in the South Pacific and more generally of the thermocline circulation in the Solomon Sea, we first examine their mean and their associated annual cycle.

This paper is organized as follows : The modeling strategy used in this study are introduced in the next section. The modeled mean thermocline circulation and its sensitivity to Vitiaz Strait bathymetry are described in section 3. The seasonal cycle is described in section 4. The different WBCs and their connection to the EUC are discussed in section 5. Section 6 provides a summary and some concluding remarks.

2. Models

2.1. High-resolution primitive equation modeling

The high-resolution modeling of the Solomon Sea is achieved here using three distinct models nested together : a global OGCM (1/4°), a regional model of the southwest Pacific (1/4°) and a fine-grid model of the Solomon Sea (1/12°). All three models are based on the oceanic component of the Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) system (available online at http ://www.nemo-ocean.eu/), the free-surface Ocean Parallelisé (OPA) OGCM (Madec, 2008; Barnier et al., 2006). The primitive equations (PEs) are discretized on an isotropic Arakawa C grid, using a Mercator projection. The vertical coordinate is geopotential with 46 prescribed z-levels ranging from the surface to 5875 m (6–15-m vertical resolution in the upper 100 m). To improve the bathymetry representation with z coordinates, a partial step parameterization (Adcroft et al., 1997) is used to allow bottom cells depth to be adaptative and to differ from the vertical prescribed levels. Mixing parameterizations are defined in table 5.1.

Model		**Global 1/4°**	**Regional 1/4°**	**Regional 1/12°**
Hierarchy link		Nesting 1 way	Nesting 2 ways	
Domain		Global	140°E 172°E 24°S 5°N	143.5°E 165.5°E 13.13°S 0.5°S
Lateral subgrid diffusivity				
Dynamics	Scheme	Bilaplacian lateral geopotential viscous operator		
	Cœfficient at 0°N (decreases poleward as Δy^3)	$1.50\ 10^{11}$ m^4 s^{-1}	$1.08\ 10^{10}$ m^4 s^{-1}	$4.00\ 10^{9}$ m^4 s^{-1}
Tracers	Scheme	Laplacian lateral isopycnal diffusion operator		
	Cœfficient at 0°N (decreases poleward proportionnaly to Δy)	300 m^2 s^{-1}	300 m^2 s^{-1}	100 m^2 s^{-1}
Surface boundary and interior vertical mixing				
Dynamics/Tracers scheme		Turbulent closure model (*Blanke et Delecluse*, 1993)		
Background vertical diffusivity		0.01 cm^2 s^{-1}	0.01 cm^2 s^{-1}	0.01 cm^2 s^{-1}

Tab. 5.1 – Subgrid diffusivity parameterization schemes and cœfficients.

The 1/4° regional model of the southwest tropical Pacific extends from 140°E to 172°E and from 24°S to 5°N (Fig. 5.1). Its boundary conditions are provided by the 1/4° global OGCM ORCA025-G70, developed by the DRAKKAR team (Barnier et al., 2006), using a radiative open boundary condition (OBC, e.g. Tréguier et al. (2001)). The implementation of the regional model allows use of the global OGCM offline, which is cost saving, and its

physical parameters can be tuned separately. In particular, the sea surface salinity (SSS) damping and the horizontal dynamic viscosity cœfficient are weaker in the regional model than in the global one (table 5.1) to allow the regional model to be less constrained.

The 1/12° fine-grid model of the Solomon Sea extends from 143°E to 165°E and from 13°S to 0.5°S (Fig. 5.1). It is nested in the above 1/4° regional model. Both models run interactively with two-way feedbacks based on the Adaptive Grid Refinement In FORTRAN (AGRIF) package (Debreu et al., 2008). Briefly, the two-way interactions are accomplished as follows : The 1/4° regional model is first integrated for one time step, and the resulting fields provide the boundary conditions to the fine-grid model through spatial and temporal interpolation. Then the fine-grid model is integrated over the same time interval, and the resulting fields are used to update the variables of the regional model via a weighted mean. To ensure stability of the numerical schemes, the spatial refinement between the two grids is associated with a time step refinement. Although the regional model runs with a time step of 2880 s, the fine-grid model runs with a 3 times finer time step of 960 s.

A finescale definition of model bathymetry is a key element to simulate the southwest Pacific, which concentrates the majority of the about 25 000 Pacific islands, along with extensive reef systems and many channels. The bathymetries of the 1/4° regional model and of the global one are similar, for consistency reasons. They are based on General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO ; British Oceanographic Data Centre (2003)) in the upper 200 m and on 2-min gridded elevations/bathymetry for the world (ETOPO2v1 ; National Geophysical Data Centre (2001)) below 300 m, with a merge between the two bathymetric datasets between 200 and 300 m. GEBCO is hand-made from ship sounding data. ETOPO2v1 is the Smith and Sandwell (1997, hereafter SS97) product interpolated on a geographical grid instead of the original Mercator projected grid, and it is based on satellite gravity data combined with ship measurements. Note that ETOPO2v1 has a mislocation fault with a systematic one-point (1/30°) offset to the northeast (Marks et Smith, 2006). Marks et Smith (2006) compared SS97 and GEBCO over the Woodlark Basin (Fig. 5.1). They state that GEBCO is smoother than SS97, and conclude that SS97 may be the best choice for many marine geoscience purposes in this area. We compared ETOPO2v1 and GEBCO with navigation charts over the whole Solomon Sea, confirming the use of ETOPO2v1 to handle the wide range of complex bathymetric features of the region (Fig. 5.1). To elaborate the bathymetry of the fine-grid model, the bathymetric data on the ETOPO2v1 grid have been interpolated using a median mean on the 1/12° resolution grid over the Solomon Sea. The resulting bathymetry has been checked and hand modified if necessary in the key regions of the Solomon Sea using navigation charts.

The regional and fine-grid models are forced in the same way with the datasets used to force the global ORCA025-G70 model (Barnier et al., 2006). At the surface, the atmospheric fluxes of momentum, heat and freshwater are diagnosed through classical bulk formulas (Large et Yeager, 2008). Realistic winds and atmospheric temperature and humidity are provided by the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA40 ; 6h fields ; Uppala S.M. et al. (2005)). Precipitation (monthly fields) and long and short wave radiation (daily fields) are provided by the Common Ocean-ice Reference Experiments (CORE) dataset, developed by Yeager et Large (2004) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR). Both models are initialized with the climatological mass field of the *World Ocean Atlas 1998* (WOA98 ; Levitus et al. (1998)), and were integrated over the 1984-2004 period. Outputs consist of daily means for both models. An initial period of 2 yr was used for the adjustment of the model. Thus, the

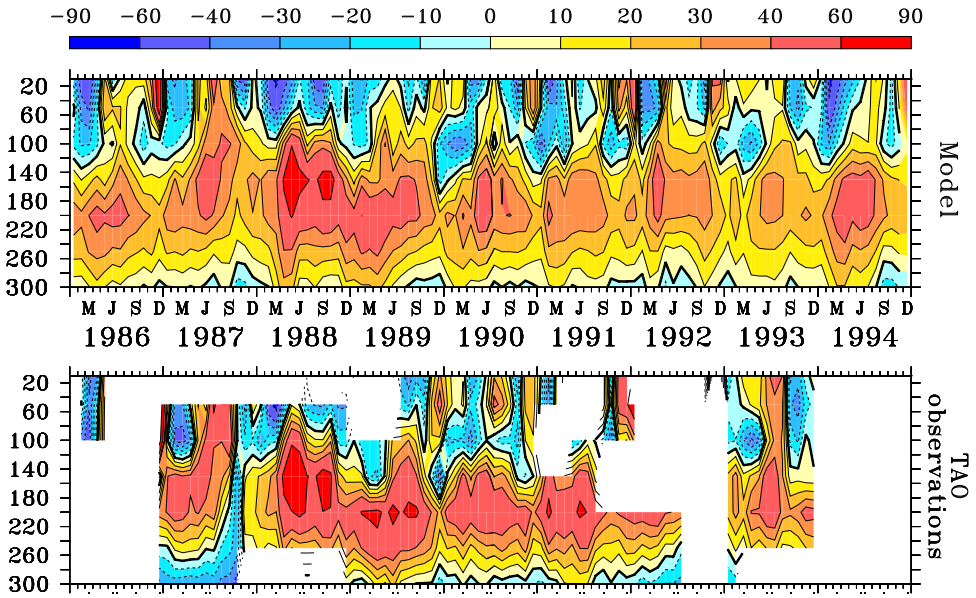


FIG. 5.2 – Zonal current (cm s^{-1}) at 0°, 165°E for (top) the model and (bottom) TAO data.

1986-2004 period was used to produce a climatology and a monthly average annual cycle.

2.1. Model performance

We were aware of a possible influence of the boundary conditions on the EUC simulation. We checked that the OBC in the regional 1/4° regional model and the location of the northern boundary of the 1/12° nested model are not implying faults in the EUC modeling.

The model performance is evaluated using several in situ datasets. Zonal currents from the TAO (http ://www.pmel.noaa.gov) buoy at 0°, 165°E available during the 1986-93 period are used to evaluate the EUC representation in the 1/4° regional model (Fig. 5.2). Even if the EUC is slightly weaker in the model than in the observations, both the annual cycle and interannual variability are well captured in the model. In both, the EUC was found to be stronger in austral winter and weaker in austral summer, and was particularly strong in 1988-89.

A New Zealand–Japan XBT track crosses the western Solomon Sea to Solomon Strait (Fig. 5.1) and was frequently repeated over the 1986-99 period. A comparison of the mean modeled temperature with the observed XBT fields shows that both the mean state and the interannual variability of the thermocline temperature in the Solomon Sea are fairly well reproduced by the model (Fig. 5.3). The interannual variability is dominated by El Niño Southern Oscillation, with notably warm anomalies the years preceding El Niño events.

Finally, transport entering and exiting the Solomon Sea have been observed during several oceanographic cruises (Lindstrom et al., 1990; Butt et Lindstrom, 1994; Murray et al., 1995; Sokolov et Rintoul, 2000). The observed and correspondingly modeled transports are presented in table 5.2. Analyzing the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) Sec-

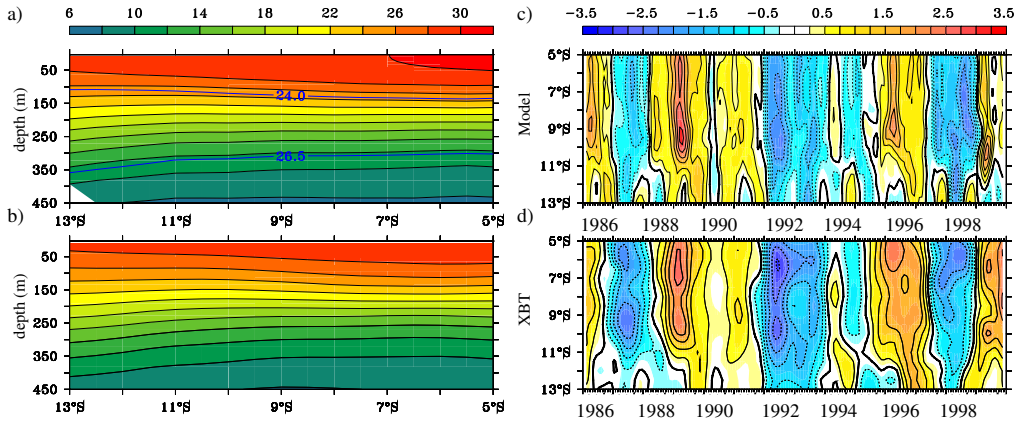


FIG. 5.3 – New Zealand–Japan XBT track. Mean temperatures along the track for (a) the model and (b) the XBT observations. Interannual thermocline (130-310 m) temperature anomalies for (c) the model and (d) the XBT observations. Temperatures are given in °C. Blue lines in (a) represent the depth of the modeled isopycnal 24.0 and 26.5 surfaces. The mean and anomalies are relative to the 1986-99 period, over which the XBT time coverage was good. The location of the track appears in Fig. 5.1

tion P11, Sokolov et Rintoul (2000) found a net top-to-bottom NQC transport of 26 Sv in June-July 1993. In our simulation, the corresponding NQC transport is 28 Sv, which is in good agreement with the observations. The modeled St George's Channel transport appears to be too weak, with about half the observed transport, whereas the modeled NICU transport is stronger than the observed one. The comparison of the model with Vitiaz Strait available observations of Lindstrom et al. (1990), Butt et Lindstrom (1994), and Murray et al. (1995) shows that the modeled Vitiaz Strait transports (VS) are in good agreement with the observations, both in terms of top-to-bottom and thermocline transports.

Thus, the model seems to realistically represent the annual and interannual variability of temperature and transports in the thermocline layer. More specific comparisons of the model to available observations will be presented in sections 3 and 5.

Transport in Sv (Observed/Modeled)	Vitiaz Strait	St Georges Channel	NICU	NQC
Murray et al. (1995)	15.8 / 16.0			
Lindstrom et al. (1990) : January 1986	6.6 / 7.1	2.0 / 0.8		
Lindstrom et al. (1990) : May 1988	5.6 / 7.8	2.7 / 1.4		
Butt and Lindstrom (1994)	4.3 / 4.6	2.5 / 1.3	2.0 / 3.2	
Sokolov and Rintoul (2000)				26 / 28

TAB. 5.2 – Observed / correspondingly modeled transports (in Sv) entering or exiting the Solomon Sea estimated from oceanographic cruises.

3. Mean thermocline circulation

The thermocline is of major interest here because the LLWBCs of the South Pacific

all have subsurface maxima (Lindstrom et al., 1987, 1990; Butt et Lindstrom, 1994). For the purpose of this study, the thermocline is defined by the 24.0–26.5-sigma layer. The depths of these isopycnal surfaces vary from 100 to 400 m, depending on time and space. This density range encompasses the main modeled undercurrent cores and the 25.0-sigma isopycnal surface characterizing the core of the EUC (Johnson et McPhaden, 1999).

3.1. Description of the circulation

The 1986-2004 thermocline circulation as modeled by the fine-grid model is shown in Fig. 5.4a. In the open southwest Pacific, the SEC forms the northern branch of the subtropical gyre (Kessler et Gourdeau, 2007). The SEC is a broad westward current extending from 2°N to 30°S. It bifurcates against the western boundary, forming WBCs as expected from the wind-driven island rule theory (Godfrey, 1989; Webb, 2000; Kessler et Gourdeau, 2007).

North of 10°S, the encounter of the SEC with the Solomon Islands and New Ireland (NI) coasts results in equatorward return flow through two partly connected WBCs : a current flowing along the Solomon Islands that we propose to name the Solomon Islands Coastal Undercurrent (SICU) and the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU). The NICU has been observed, and an initial description is given by Butt et Lindstrom (1994). The SICU has never been observed ; it was just mentioned as a possible current in the model study by Kessler et Gourdeau (2007). The Solomon Islands north of Guadalcanal at 10°S (Fig. 5.1) is essentially a solid barrier ; however, south of this, a filament of the SEC directly enters the Solomon Sea through Indispensable Strait (Fig. 5.1). Near 15°S, the SEC splits around the Vanuatu Archipelago (Fig. 5.1) forming at its northern tip (13°S) the North Vanuatu Jet (NVJ) (Webb, 2000; Kessler et Gourdeau, 2007; Gourdeau et al., 2008; Couvelard et al., 2008; Qiu et al., 2009). The northern NVJ turns north and directly enters the Solomon Sea between Guadalcanal and the Louisiade Archipelago. The remainder flows westward.

Farther west, the SEC bifurcates along the Australian coast (Kessler et Gourdeau, 2007). The resulting equatorward WBC, the NQC, flows along the Australian coast up to the Gulf of Papua. One can note the meanders of the NQC in the Gulf of Papua and the eddy created there before the NQC turns eastward along the south coast of New Guinea (Fig. 5.4a). The NQC turns sharply around the tip of the Louisiade Archipelago to enter the Solomon Sea as a narrow boundary-trapped current and then combines with the NVJ to form the main Solomon Sea WBC, the NGCU. This powerful current occupies the western part of the Solomon Sea, whereas the eastern part is characterized by weaker eddies and recirculations. A part of the NGCU flows along the PNG coast in the semiclosed Milne Bay, and the remainder of NGCU waters flow offshore, just east of Milne Bay, in the central Solomon Sea. North of the Woodlark Islands (Fig. 5.1), the NGCU is reunited and flows northwestward along the New Guinea coast towards the mouth of Vitiaz Strait.

As it approaches the entrance to Vitiaz Strait, the NGCU splits into two branches. One branch flows through the strait and northwestward along the northern coast of New Guinea to the far western Pacific. This branch has been repeatedly observed (Toole et al., 1988; Tsuchiya et al., 1989; Lindstrom et al., 1990; Butt et Lindstrom, 1994; Fine et al., 1994; Lukas et al., 1996; Kuroda, 2000), and is still referred to as the NGCU. The other branch is a previously undescribed current flowing eastward along the southern coast of New Britain. This current has only been hinted at in previous studies (Inoue et Welsh, 1993; Ridgway et al., 1993; Fine et al., 1994). We propose to name it the New Britain

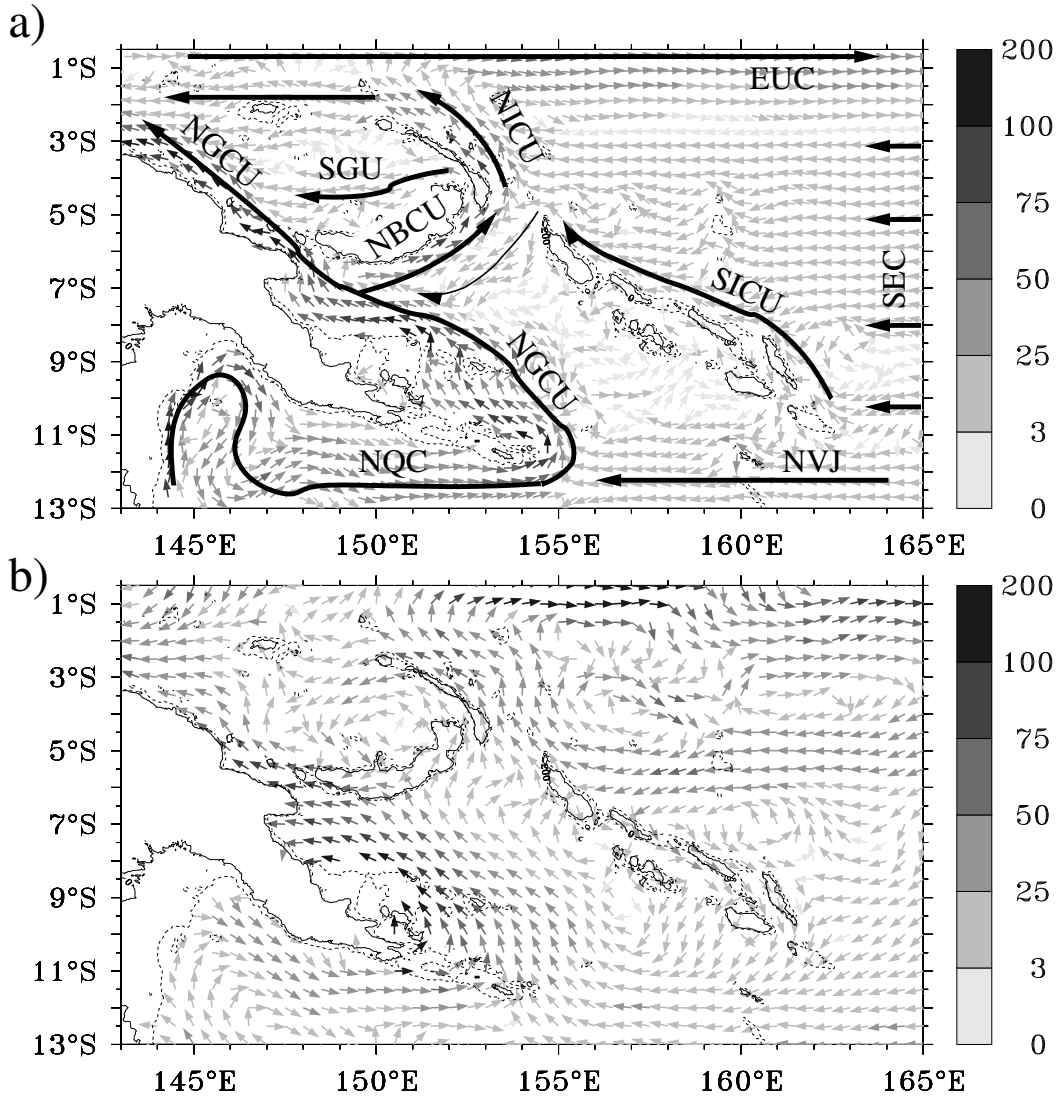


FIG. 5.4 – Solomon Sea circulation vertically integrated over the thermocline (defined by the 24.0-26.5 isopycnal layer) from (a) the fine-grid model (1986-2004 mean) and (b) the CARS climatology (geostrophy relative to 1100 m). Units are in $m^2\ s^{-1}$. The main undercurrents are labeled in (a) : NQC : North Queensland Current, NVJ : North Vanuatu Jet, SICU : Solomon Islands Coastal Undercurrent, SEC : South Equatorial Current, NGCU : New Guinea Coastal Undercurrent, NBCU : New Britain Coastal Undercurrent, SGU : St Georges Undercurrent, NICU : New Ireland Coastal Undercurrent, EUC : Equatorial Undercurrent.

Coastal Undercurrent (NBCU).

A small part of the NBCU exits the Solomon Sea through the narrow St George's Channel (Fig. 5.1), forming the St George's Undercurrent (SGU ; Lindstrom et al. (1990); Butt et Lindstrom (1994)), but its major flow exits the Solomon Sea through the wider Solomon Strait (note that the surface flow in Solomon Strait is reversed, flowing westward into the Solomon Sea). At thermocline level, the eastward NBCU directly feeds the NICU (Butt et Lindstrom, 1994), joining with the equatorward-flowing SICU and additional contributions from the low-latitude SEC. After flowing equatorward along the New Ireland coast to its tip at 2°S, the NICU splits in two branches. One branch turns westward into the Bismarck Sea (BS), eventually joining the NGCU along the northern coast of New Guinea. The second branch is directly retroflected into the eastward EUC. This last route appears to be the most direct connection for the thermocline Solomon Sea water to the EUC.

To check the realism of our high-resolution model, the mean thermocline circulation is assessed using the Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) Atlas of Regional Seas (CARS ; Ridgway et al. (2002)). This is the most relevant climatological dataset for the southwest Pacific, even though the complex bathymetry of the Solomon Sea is not fully taken into account during the spatial interpolation of the relatively sparse data available.

Mean geostrophic currents relative to 1100 m were computed from the CARS mass field. CARS geostrophic velocities vertically integrated over the thermocline layer are shown in Fig. 5.4b. The CARS climatology provides a relatively coarse resolution that is inadequate to represent the fine scales of the Solomon Sea. Nevertheless, the CARS currents retrieve most of the thermocline circulation structures described above, though some differences exist. The NGCU is broader in the coarse CARS climatology, taking up nearly the whole Solomon Sea. Its bifurcation along New Britain occurs farther east in CARS than in the model solution, leading to a weaker NBCU. Given the weaknesses of the climatology that is insufficient for validation of the fine features represented in the model, the comparison shows that the main features of the observed thermocline circulation are correctly reproduced in the model.

3.2. Sensitivity of the circulation to Vitiaz Strait bathymetry

We suspect that the existence of the NBCU is a consequence of transport limitation through Vitiaz Strait, related to its narrowness or depth restriction. To evaluate this assumption, the depth and width of Vitiaz Strait have been modified in a series of test experiments, and the model was run for 1 yr with the different geometries. The observed bathymetry at Vitiaz Strait gives a sill of roughly 1000 m depth with a width of 42 km at 200 m (e.g. Lindstrom et al. (1990)). Experiments deepening the strait showed that this has little impact on the thermocline flow, probably because the lower thermocline is well above the bottom. However, a 25-km (about 60%) widening of Vitiaz Strait leads to a significant modification of the NGCU partition : Vitiaz Strait thermocline transport increases while the NBCU transport decreases accordingly, and this directly affects the SGU and the NICU transports (Fig. 5.5). In turn, the NICU splitting north of New Britain is modified, with almost all the NICU being retroflected in the EUC in the widened Vitiaz Strait case.

To evaluate the impact of model dissipation on Vitiaz Strait thermocline transport and on the NBCU existence, we performed another sensitivity experiment to model dissipation.

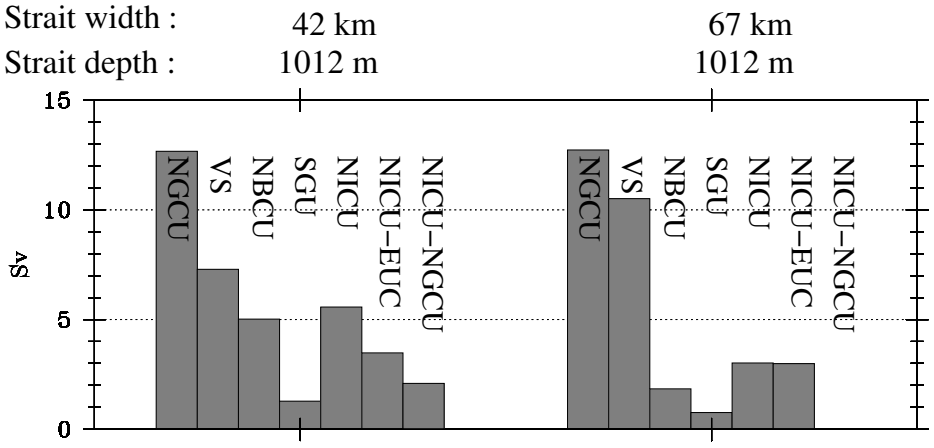


FIG. 5.5 – Sensitivity of the thermocline circulation to Vitiaz Strait bathymetry. In the first experiment (left histogram, run of reference), the strait geometry is very similar to the reality (42 km wide and 1012 m deep). In the second experiment (right histogram), the strait is widened (to 67 km), leading to an increase of Vitiaz Strait transport (VS) and a decrease of the NBCU, NICU and SGU transports. The sections defining the different currents are presented in Fig. 5.9.

A 4 time decrease of the lateral dynamics eddy viscosity, which is the dominant dissipation cœfficient (table 5.1), does not significantly change the partition of the thermocline transport of the NGCU between Vitiaz Strait and the NBCU (the Vitiaz Strait versus NBCU thermocline transport ratio is increased by only 7%). So, if model dissipation influences the NBCU transport, it does not invalidate the conclusion that the NBCU is primarily due to the limitation of the thermocline transport in Vitiaz Strait, and the controlling factor is the narrow width of the strait, not its depth. As a consequence, the bathymetry of Vitiaz Strait is an important limiting factor that can modify the different paths from the Solomon Sea to the EUC. Thus, a realistic representation of Vitiaz Strait bathymetry is fundamental to correctly model the Solomon Sea circulation and its connections to the EUC. Limitation of thermocline transport by the bathymetry could also be important in other parts of the Solomon Sea : for example, the Woodlark Islands, which also seem to determine the partition of the NGCU between different pathways (Fig. 5.4a).

4. The annual cycle

4.1. Harmonic analysis

A synthetic representation of the annual cycle of thermocline circulation is made using the methodology described in Kessler et Gourdeau (2007) and summarized here. First, the dominant annual signal is extracted and represented by variance ellipses (Fig. 5.6a). The major and minor axes of a variance ellipse are the standard deviations of the perpendicular velocity components after the ellipse has been rotated to express the maximum possible variance in the direction of the major axis (see Preisendorfer (1988)). The advantage of this rotation is that it defines a velocity that encompasses both the zonal and meridional components in a single quantity, according to the direction of maximum variance. By definition, the major axis velocity component accounts for at least 50% of the total annual

variance (usually a much larger fraction, especially where the annual variance is large ; note the elongation of most of the ellipses in Fig. 5.6a), and we use the major axis alone to define the signal of interest. The second step is to decompose the major axis velocity component into its 1 cycle per year (cpy) harmonic components, yielding an amplitude and phase at each point. These efficiently describe the annual cycle (Fig. 5.6b). Because of the 180° ambiguity of the major ellipse axis direction, each vector can be reversed with a corresponding phase lag of 6 months.

In most cases, the variance ellipses (Fig. 5.6a) are strongly elongated in the direction of the mean flow (Fig. 5.4a) and their magnitudes are high where mean currents are high (EUC, SEC, WBCs). Thus, the variance ellipses represent a seasonally varying EUC, SEC inflow to the western boundary region, and a corresponding seasonal variability of the WBCs.

The SEC and EUC variabilities at annual time scales have already been emphasized by several studies. At the equator, the annual march of the intertropical convergence zone (ITCZ) explains the seasonal variability of the EUC through equatorial Kelvin and Rossby waves (Yu et McPhaden, 1999). Off the equator and north of 10°S, the same wind forcing induces prominent annual wind stress curl variations that excite a remotely forced Rossby wave regime (Wang et al., 2000). As the seasonal wind forcing and the ocean response propagate westward at similar speeds, the Rossby waves can be resonantly enhanced (Chen et Qiu, 2004).

The role of annual Rossby wave dynamics in the SEC variability is illustrated in Fig. 5.6b. East of the Solomon Sea, the date of maximum SEC lags from February at 3°S to October at 10°S. This phase lag as a function of latitude reflects the decrease of the Rossby wave speed with latitude. To highlight the timing and nature of the Rossby wave dynamics east of the Solomon Sea, a Hovmöller diagram of modeled sea level anomalies (SLA) and zonal thermocline transports averaged between 167°E and 170°E in the 1/4° regional model is presented in Fig. 5.7. The SLA shows downwelling and upwelling Rossby waves arriving successively at latitudes spanning the Solomon Islands-New Ireland. These Rossby waves induce geostrophic velocity anomalies, and the westward thermocline transport is enhanced from March (3°S) to October (10°S), whereas it is minimum from July (3°S) to April (10°S).

The NICU/SICU seasonal variability directly responds to the Rossby wave regime forcing and also to the equatorial variability. On the one hand, mass conservation implies that EUC modulation controls how much of the NICU/SICU can retroflect to the equator. An increase of the EUC ($du/dx > 0$) will pull NICU waters to the equator (otherwise, these signals will propagate westward from the tip of New Ireland). On the other hand, the wind-driven Rossby waves over the off-equatorial region control the direct response of the WBC to the interior ocean incoming flow. Those two forcing elements, as well as their relative phasing, produce the annual cycle of the NICU and SICU transports as shown in next section.

South of 10°S, Chen et Qiu (2004) and Kessler et Gourdeau (2007) showed that the annual march of the South Pacific convergence zone (SPCZ) induces large wind stress variability in the subtropical South Pacific, and the shape of annual variations of the wind generates a stationary, in-phase Rossby solution in the western subtropics. This spatially and temporally quite uniform oceanic response to wind forcing results in a spinup (in austral spring) and -down (in austral fall) of the western subtropical gyre. As a consequence, the northern branch of the gyre exhibits westward anomalies in austral spring, with a cor-

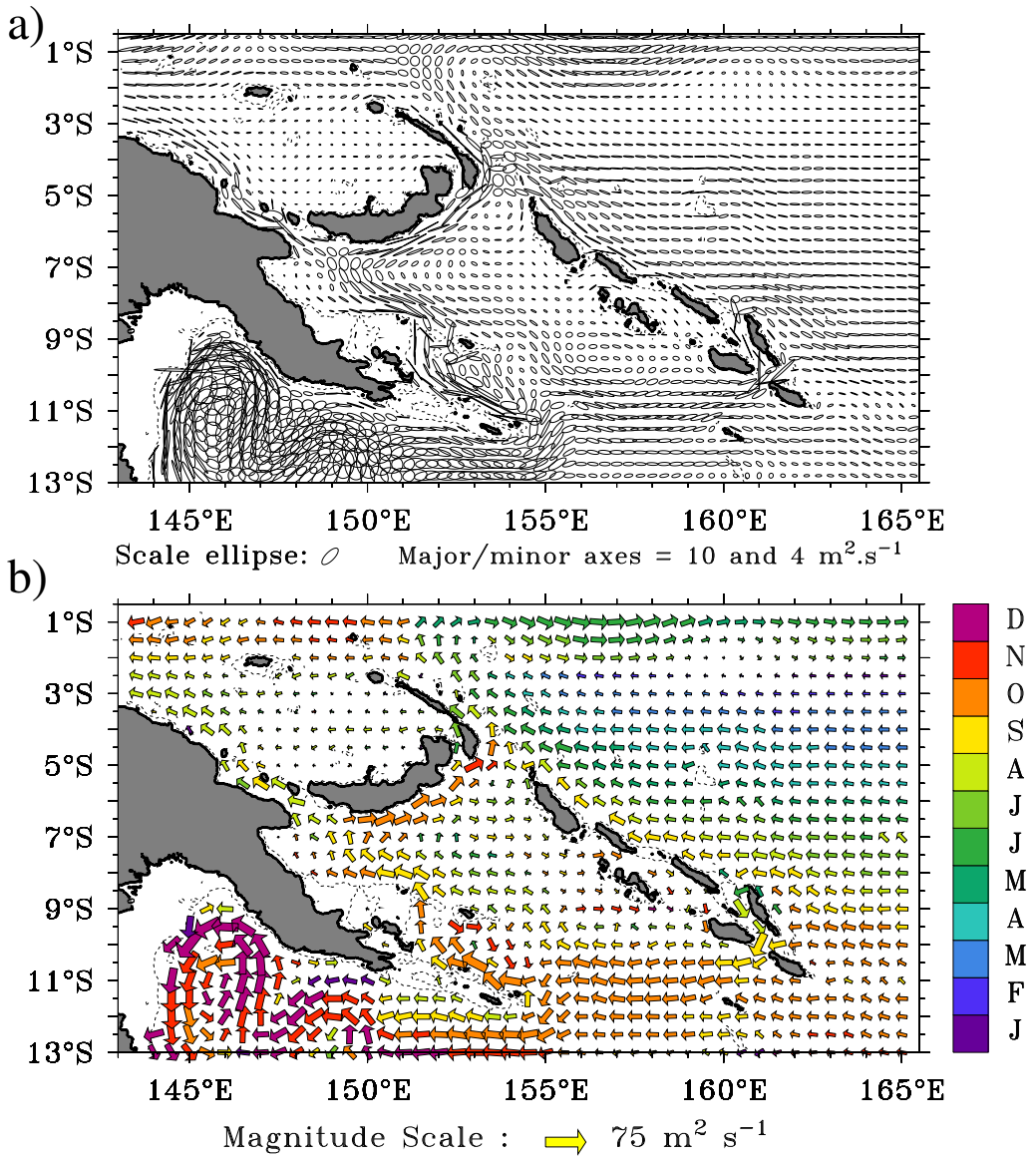


FIG. 5.6 – The annual cycle of the thermocline transport in the fine-grid model : (a) variance ellipses and (b) 1-cpy harmonic analysis of the thermocline circulation. The area of each vector indicates the magnitude of the 1cpy harmonic, the direction points along the major axes of the corresponding variance ellipse (i.e., the direction of maximum variance, not the direction of mean flow a priori), and the color indicates the month of maximum transport in the direction of the vector. The choice of vector direction is arbitrary : each vector could be reversed and its phase advanced by 6 months to show the opposite phase of annual anomalies.

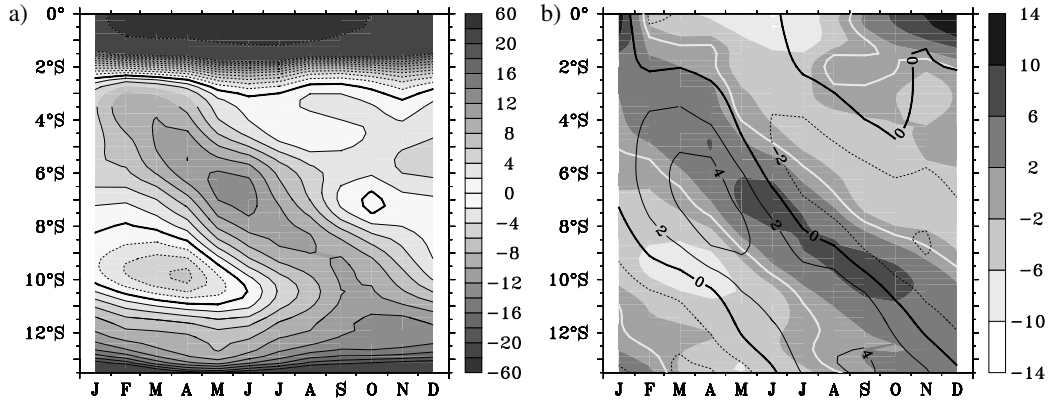


FIG. 5.7 – Time-latitude diagram of the zonal velocity vertically integrated over the thermocline layer and averaged between 167° and 170°E in the regional 1/4° model. Transports (m^2 s^{-1}) are positive westward in the direction of the mean flow : (a) absolute transport, where the line contours indicate positive (westward) transports and the dashed contours indicate negative (eastward) transports ; and (b) transport anomalies (color). Note that the colorbar is not centered. The white line delineates the negative (eastward) anomalies from the positive (westward) anomalies. SLA values are superimposed (2-cm contour line).

responding increase of the westward-flowing NVJ and a decrease of the eastward-flowing NQC. We recover those results in our model, with maximum westward transport anomalies that are almost in phase south of 10°S east of New Guinea (Fig. 5.6b). This is consistent with the results of Kessler et Gourdeau (2007) showing that, south of 10°S in the western Pacific, a stationary, in-phase Rossby wave regime prevails.

The annual cycle of the western boundary currents of the Solomon Sea responds to the basinwide wind forcing which modulates incoming and outgoing transports of the EUC, the SEC, and the NVJ. Although the interior ocean forcing presents a fairly simple pattern as described above, the boundary response is more intricate because of the shape of the coast and of the lags introduced by Rossby wave phase propagation (Rossby waves arriving at the northeastern Australian coast at 145°E travel farther, and at lower speed, than those arriving at the Solomon Islands coast at 160°E). As these waves arrive at the coast, they generate equatorward-propagating coastal Kelvin waves that modulate the inshore-offshore pressure gradients and thereby affect the boundary currents to the north (Godfrey, 1975; Kessler et Gourdeau, 2007).

Figure 5.6b illustrates the complexity of the seasonal variability of circulation in the Solomon Sea. For instance, the NGCU is at maximum in October in Milne Bay, in phase with the NVJ, whereas the eastern part of the NGCU flowing in the central Solomon Sea is advanced in phase, with a maximum transport in August-September. North of the Woodlark Islands, the NGCU is at maximum in September. In the northern Solomon Sea, the two branches of the NGCU have different timing. The NGCU is at maximum in August along the northern coast of New Guinea, in phase with the NICU, whereas the NBCU is at maximum in October.

In the following section, the circulation in each season is described.

4.2. Seasonal circulation

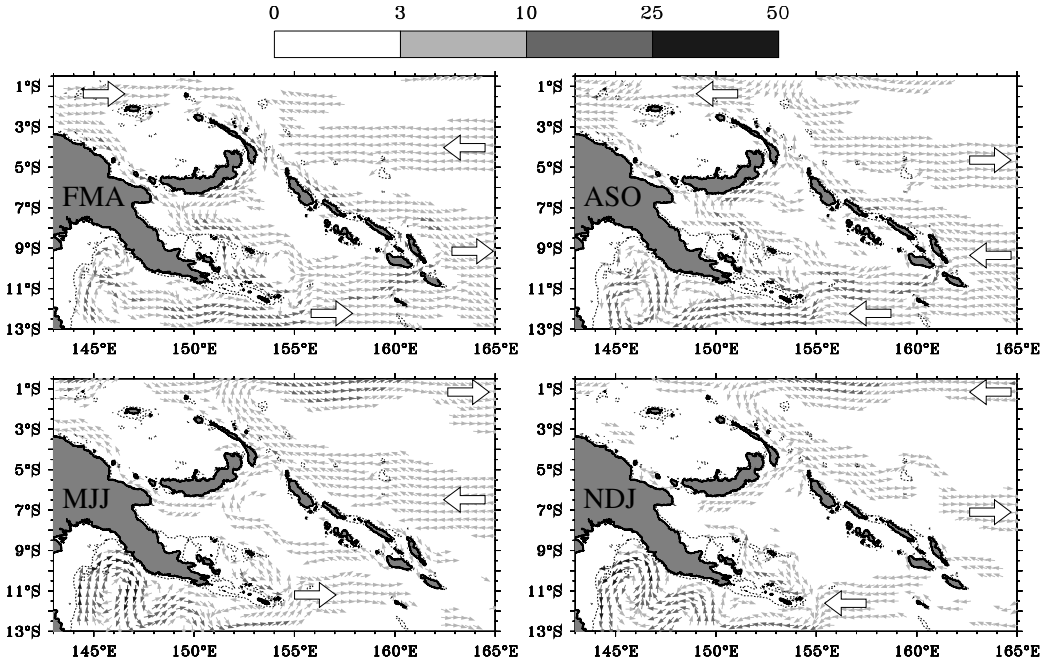


FIG. 5.8 – Three months averages of annual anomalies of the modeled thermocline circulation. Units are in $m^2\ s^{-1}$. White large arrows schematically highlight the role of wind forcing outside the Solomon Sea.

Figure 5.8 shows the seasonal average anomaly of velocity fields vertically integrated over the thermocline layer. All the main undercurrents in the Solomon Sea are modulated at seasonal cycle, although none of them reverse. In this section, we describe the different current annual cycles by considering the mass redistribution involved in the complex interactions between off-equatorial Rossby waves and the equatorial dynamics.

February-April

In austral fall, the western subtropical gyre spins down (section **??**a), leading to a clockwise anomalous circulation and an increase of the NQC and a decrease of the NVJ (Kessler et Gourdeau, 2007). At the same time, the remotely forced Rossby regime east of the Solomon Sea is anomalously removing water from the boundary between 7° and 11°S and leads to an intensified SEC at the latitudes of Solomon Strait. This seasonally strong SEC inflow combined with a weaker than usual NVJ inflow implies a weakening of the Solomon Sea boundary currents. Westward anomalies are found in the NBCU, and the NGCU exhibits southeastward anomalies both in the Solomon Sea and along the northern coast of New Guinea. In the same way, the western boundary currents along the entire east coast of the islands, the NICU and the SICU, are anomalously southward (weak) in austral fall.

May-July

As the basinwide winds shift south in austral winter, the SEC maximum also moves south, to 5°-8°S (Fig. 5.7), while eastward EUC anomalies develop.

The NICU becomes anomalously strong, as a response to this forcing : the EUC pulls more water from the NICU and the SEC feeds more water to the western boundary north

of 8°S. This is like a strengthening of the mean pattern, and as a result mass conservation implies that the NICU must be anomalously equatorward (Fig. 5.8). As the SEC maximum shifts south, increased westward flow through Indispensable Strait begins to leak into the Solomon Sea.

In the subtropics, the subtropical gyre lingers in its spindown phase, with eastward anomalies continuing along the southern entrance to the Solomon Sea, fed by a large NQC northward flow. This contributes to the initiation of northward flow in the NGCU.

August-October

In austral spring, the subtropical gyre fully spins up, with anticyclonic anomalies that encompass the entire subtropical gyre (Kessler et Gourdeau, 2007). Consequently, the westward NVJ is maximum and the northward coastal NQC is minimum (Fig. 5.8). East of the Solomon Sea, the basinwide wind forcing generates eastward (weakening) anomalies in the SEC between 3° and 6°S and westward anomalies in the SEC south of 8°S. Essentially, the wind-forced interior circulation anomalies have slid southward from the previous season. In response to this SEC transport, Solomon Sea inflow through Indispensable Strait is at maximum. Moreover, the SICU northward anomalies strengthen and extend along the entire Solomon Island chain. Meanwhile, westward anomalies develops in the EUC. The western boundary mass is no longer being pulled by the EUC, and the NICU exhibits only small anomalies.

In the Solomon Sea, the anomalously strong inflow through both the NVJ and Indispensable Strait is transmitted to both the NGCU at Vitiaz Strait and the NBCU.

November-January

In austral summer, the EUC has reached its seasonal minimum ; as the wind pattern continues to slide southward, eastward anomalies of the SEC move to 8°S east of the Solomon Sea (Fig. 5.7). To connect these patterns, southward anomalies develop in the NICU and in the SICU. South of the Solomon Sea, the NVJ is still stronger than usual because of the gyre spinup. It feeds equatorward anomalies in the NGCU in the western Solomon Sea, which are first transmistted to the NBCU. The stronger than usual NBCU compensates for the anomalous removal of water by the SEC from the western boundary east of the Solomon Sea.

5. Details of the WBCs

Here, we define several regional boxes to identify the varying transports and sources of each of the major currents. For this purpose, four boxes are defined and presented in Fig. 5.9. The mean transports through the different sections are also given. The convention used is that the transports are taken positive in the direction of the mean flow (given by the arrows at each section of the different boxes).

5.1. Box 1 : Southern Solomon Sea inflow (Fig. 5.10)

Qu et Lindstrom (2002) gave evidence for the NQC feeding the NGCU through and around the Louisiade Archipelago. They found that the maximum speed of the flow (>8 cm s^{-1}) lies at 200-300 m. In our simulation, the core of the NGCU at 10°S is located west of 154.5°E, in Milne Bay, with speeds of 20 cm s^{-1} in the 100–300-m depth range. Note that the NGCU extends well below the 26.5 isopycnal, in this and other sections (Figs. 5.10, 5.11). This is due to the NQC source of the NGCU. Indeed, although the NVJ

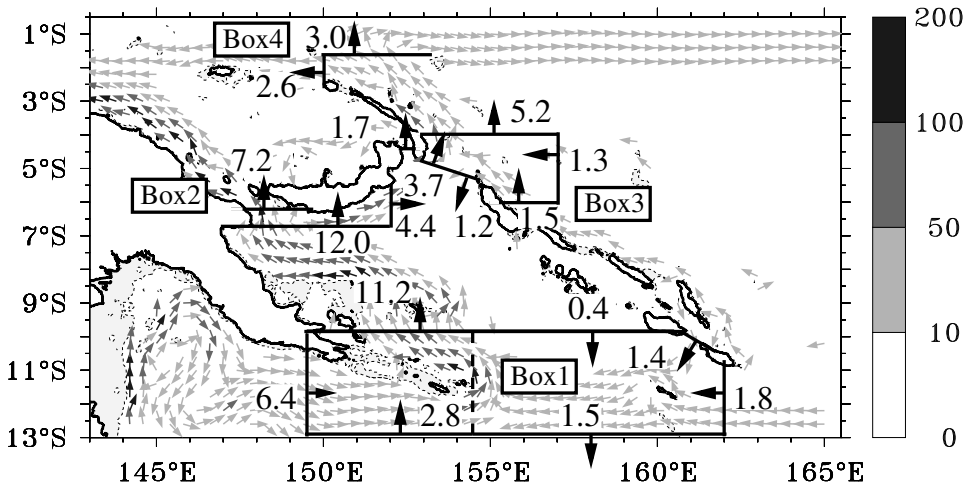


FIG. 5.9 – Definition of the different boxes used to analyze the thermocline transports in the Solomon Sea. For each section of each box, the mean transport (in Sv) is given. Transports are positive in the direction of the mean flow, as denoted by the arrows for each section. Box 1 is defined to analyze the flux at the southern boundary of the Solomon Sea. The dashed line indicates the 154.5°E longitude, which splits the northern and southern boundary transports in the text. Box 2 is defined to analyze the splitting of the NGCU at Vitiaz Strait. Box 3 is defined to analyze the flux at Solomon Strait. Box 4 is defined to analyze the retroflection of the NICU to the EUC. The background illustrates the climatological thermocline circulation as shown in Fig. 5.4.

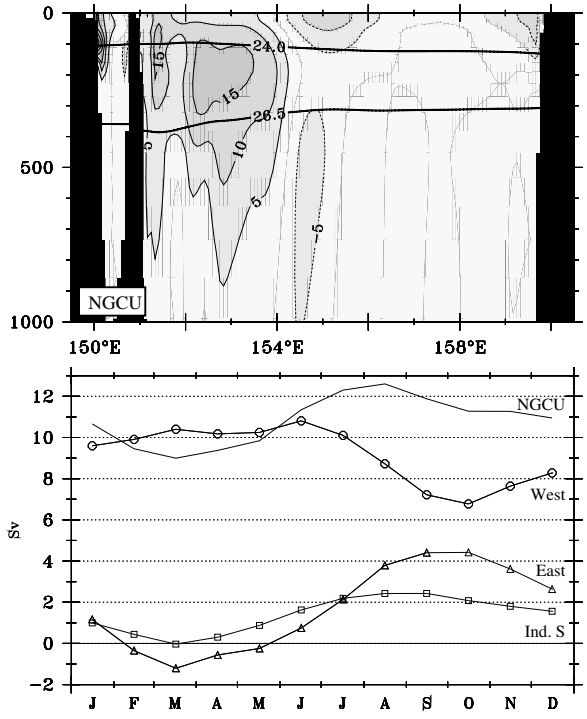


FIG. 5.10 – (a) NGCU velocity section as defined by the northern boundary of box 1 (see Fig. 5.9). Currents are positive in the direction of the mean flow (northward). The 24.0 and 26.5 isopycnal surfaces are plotted. (b) Annual cycle of the thermocline transports for box 1 sections. The continuous line shows the transport at the northern boundary. The line with circles shows the transport at the western and southwestern sections (west source). The line with triangles shows the transport at the eastern (including Indispensable Strait) and southeastern sections (east source). The line with square shows the transport at Indispensable Strait.

mainly flows above 500 m (Kessler et Gourdeau, 2007), the NQC extends much deeper.

In the model, at 10°S, the net mean thermocline transport into the Solomon Sea is 10.8 Sv, and the NGCU transport, defined as the outflow across the northern boundary of box 1 west of 154.5°E, is 11.2 Sv. The mean NGCU is mainly fed by the NQC, with 6.4 Sv through the western section. Additional transport from the east arrives from both Indispensable Strait (1.4 Sv) and the NVJ (1.8 Sv). Because part of the NVJ exits the box to the south (1.5 Sv), only a small part of the NVJ transport directly feeds the NGCU (0.3 Sv), and Indispensable Strait appears as a relatively important pathway feeding the Solomon Sea. A 2.8-Sv flow enters box 1 at 13°S between 149.5° and 154.5°E, and closes the box 1 transport budget. This transport probably corresponds to leftover parts of both the NVJ and NQC in their complex encounter south of the Louisiades at 155°E (Fig. 5.4a).

Thus, the NGCU has two sources : a major one coming from the west (principally the NQC) and a smaller one from the east (principally the SEC). Because of the recirculation at the southern boundary of box 1 mentioned above, the effective western sources correspond to the transports through both the western and southwestern sections of box 1, while the eastern sources correspond to both the eastern (Indispensable Strait plus NVJ) and southeastern sections. Figure 5.10 shows the time series of the transport of the NGCU, of the western and eastern sources, and of Indispensable Strait. The western and eastern sources are in phase opposition. Maximum transport from the eastern sources, of 4.4 Sv, occurs in September-October, whereas maximum transport from the western sources, of 10.8 Sv, occurs in March-June. The standard deviations of those transports are 2.0 Sv and 1.3 Sv for the eastern and western sources, respectively. The variability of both sources partly compensates, which explains the relatively low variability of the northern section of box 1 (1.1 Sv ; or 0.8 Sv if we only consider the NGCU west of 154.5°E).

Overall, the NGCU is mainly fed by the NQC. This current's variability partly compensates that generated by the SEC.

5.2. Box 2 : The bifurcation of the NGCU at the entrance to Vitiaz Strait (Fig. 5.11)

While flowing equatorward, the NGCU mean transport and its standard deviation (12.0 ± 1.4 Sv) slightly increases compared to its original source at 10°S (box 1). This increase is due to an additional inflow from Solomon Strait (Fig. 5.9).

At Vitiaz Strait, the NGCU transport splits, with 7.2 Sv (± 0.6 Sv) flowing through the strait, and 4.4 Sv (± 0.9 Sv) turning east into the NBCU. As in the section at 10°S, the NGCU core extends down to at least 500 m, which is below the 26.5 isopycnal at Vitiaz Strait (Fig. 5.11).

The low variability at Vitiaz Strait may be due to limitation of the transport by the narrowness of the strait, as discussed in section **??**b. The transport phase at Vitiaz Strait leads the upstream NGCU by one month.

A description of the NGCU along the northern coast of New Guinea and in Vitiaz Strait was provided by Lindstrom et al. (1987, 1990) using WEPOCS data. They reported a remarkably strong subsurface equatorward-flowing current in Vitiaz Strait, with maximum speeds in excess of 100 cm s^{-1}, 10 km offshore New Guinea at 200-m depth, and estimated a Vitiaz Strait volume transport of 14 Sv. Later, during the WOCE program, five moorings were deployed in Vitiaz Strait from March 1992 to March 1993. Using those data, Murray et al. (1995) found that the NGCU flowed northwestward all year long, and top-to-bottom

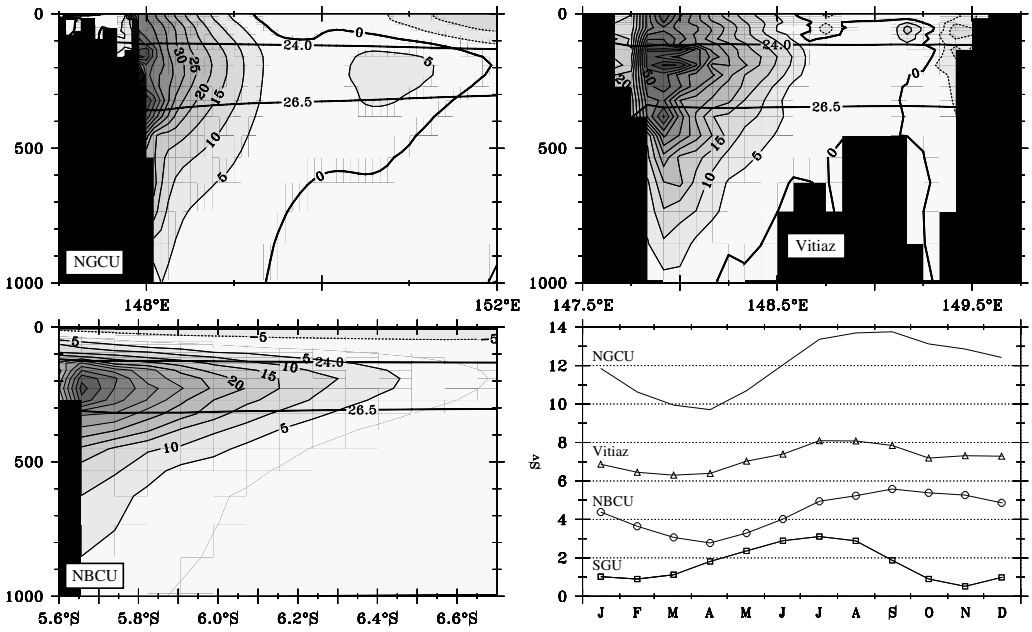


FIG. 5.11 – (top left) NGCU velocity section at the southern boundary of box 2, (top right) NGCU velocity section at Vitiaz Strait, and (bottom left) NBCU velocity section at the eastern boundary of box 2. Currents are positive in the direction of the mean flow (see Fig. 5.9). The 24.0 and 26.5 isopycnal surfaces are plotted. (bottom right) Annual cycle of the thermocline transports for box 2 sections. The continuous line shows the NGCU, the line with triangle shows the transport through Vitiaz Strait, the line with circles shows the NBCU and the line with square shows the SGU.

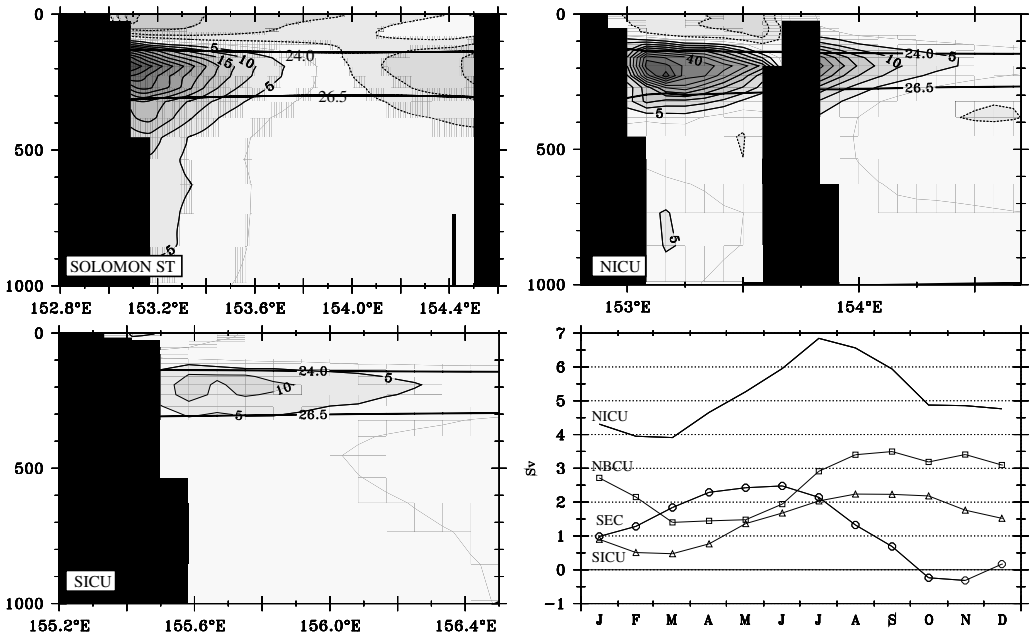


FIG. 5.12 – (top left) Velocity section at Solomon Strait as defined in box 3, (top right) NICU velocity section at the northern boundary of box 3, and (bottom left) SICU velocity section at the southern boundary of box 3. Currents are positive in the direction of the mean flow. The 24.0 and 26.5 isopycnal surfaces are plotted. (bottom right) Annual cycle of the thermocline transports for box 3 sections. The continuous line shows the NICU, the line with squares shows the NBCU, the line with triangles shows the SICU, and the line with circles shows the SEC.

transport fluctuated between 14.9 and 19.0 Sv, with a mean of 15.8 Sv and a maximum transport during the austral winter. In our simulation, the results are comparable to those works. Model NGCU maximum speeds are 95 cm s^{-1}, 18 km offshore at 100–200-m depth. The model mean 1986-2004 top-to-bottom Vitiaz Strait transport is 14.9 Sv with a maximum transport in August in good agreement with the above-mentioned observations.

The NBCU has never been measured, but its presence has been suspected, both in a modeling study by Inoue et Welsh (1993) and in databased studies (Ridgway et al., 1993; Fine et al., 1994). In the present simulation, at 152°E, the NBCU core is found at 230-m depth, 10 km offshore of New Britain, with mean speeds of 60 cm s^{-1}. Because the transport variability through Vitiaz Strait is small, the NBCU carries most of the NGCU seasonal variability seen at 10°S, and it is in phase with the NGCU (minimum in austral fall and maximum in austral spring). Note that the SGU permits an outflow of 1.7 Sv, and its variability is as high as the variability of the NBCU ; however, both currents are out of phase.

5.3. Box 3 : Solomon Strait and the NICU's origins (Fig. 5.12)

The mean velocities across Solomon Strait show a westward flow entering the Solomon Sea in the surface layers (above the thermocline layer considered here), corresponding to the SEC. In the thermocline, Solomon Strait presents both a large outflow (3.7 Sv) exiting the Solomon Sea along New Ireland, corresponding to the NBCU, and a smaller inflow

(1.2 Sv) entering the Solomon Sea along Bougainville (Fig. 5.1), coming from the SICU. As a result, the net thermocline transport through Solomon Strait is only 2.6 Sv.

The mean NBCU transport in box 2 is 4.4 Sv, of which 1.7 Sv exits the Solomon Sea in the SGU upstream of Solomon Strait. Thus, the NBCU should transport 2.7 Sv when arriving in Solomon Strait. However, the NBCU transport in box 3 is stronger, with 3.7 Sv. The strengthening of the NBCU along the New Britain coast is due to the part of the SICU entering the Solomon Sea, which mostly recirculates into the NBCU, while the remainder reinforces the NGCU in the northern Solomon Sea as previously suggested.

In our model, the SICU is confined within 100 km of the Solomon Islands eastern coast. Its mean speeds are quite low, with core speeds around 20 cm s^{-1} near 200 m depth (which is the depth of maximum SEC at those latitudes). At 6°S, its mean thermocline transport is 1.5 Sv (± 0.6 Sv), 1.2 Sv enters the Solomon Sea, and only 0.3 Sv directly feeds the NICU (Fig. 5.9).

Box 3 allows quantification of the sources of the NICU's thermocline water. During the WEPOCS oceanographic cruise, Butt et Lindstrom (1994) found an equatorward undercurrent lying within 40 km of the eastern coast of New Ireland. The alongshore core was located at 235 m with speed of 60 cm s^{-1}. In good agreement with those observations, the NICU in our model has maximum velocities of 65 cm s^{-1} on the 25.5 isopycnal close to the New Ireland coast. The mean thermocline transport across this section is 5.2 Sv, and occurs in the NICU west of 154.5°E (Fig. 5.12). According to these results, the NICU has three sources : the SEC, SICU and NBCU. The NBCU is the main source of the NICU (3.7 Sv at Solomon Strait) and the direct contribution of the SICU has been estimated to be 0.3 Sv, so the direct SEC contribution is about 1.3 Sv.

The seasonal variability of the SEC thermocline layers transport entering the east side of box 3 is high compared to its mean transport (1.3 Sv ± 1.5 Sv). It is worthwhile to note that the SEC's annual cycle at those latitudes is in nearly phase opposition with the NBCU and SICU ones (Fig. 5.12). This can be understood from a linear dynamics point of view. Because of the speed decrease with latitude of Rossby waves, a downwelling Rossby wave arrives in September-October at the latitudes of the south entrance of the Solomon Sea whereas an upwelling Rossby wave arrives at 8°S. Thus, on the south side of the Rossby wave crests, transport anomalies develop, which strengthen the NVJ and weaken the SEC at 5°S. In response to the SEC weakening near 5°S and to the NVJ strengthening, the NBCU has to be anomalously eastward. Six months later, the situation is reversed. Thus, at the latitudes of Solomon Strait, the SEC annual cycle is in nearly phase opposition with that of the NBCU.

5.4. Box 4 : NICU and connection to the EUC (Fig. 5.13)

While flowing along New Ireland, the NICU slightly strengthens (0.4 Sv), receiving mass from the SEC. Its transport for box 4 is 5.6 Sv, with 1.7 Sv stemming from the SEC (1.3 Sv in box 3 and an extra 0.4 Sv from box 3 to box 4). Arriving at the northern extremity of New Ireland, the NICU splits quite equally, with 2.6 Sv flowing westward into the Bismarck Sea and 3.0 Sv retroflected eastward into the EUC (Fig. 5.9). The westward branch of the NICU continues west to join the NGCU on the northern coast of New Guinea. The retroflection of the NICU into the EUC near 1°S, 152°E is the most direct route for the flow transiting through the Solomon Sea to join the EUC.

The NICU's annual variability is as large as that of the SEC, with a standard deviation of 1.0 Sv. Its transport is maximum (7.3 Sv) in July and minimum (4.5 Sv) in January

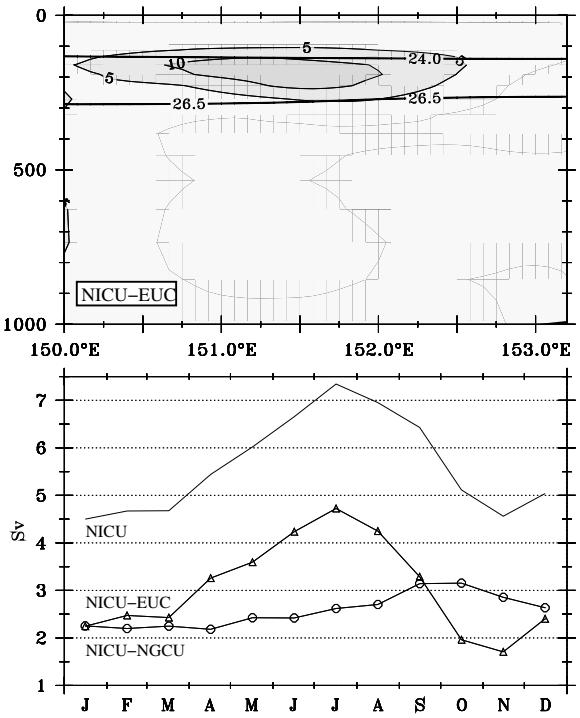


FIG. 5.13 – (a) Velocity section at the northern section of box 4 showing the NICU connection to the EUC. Currents are positive in the direction of the mean flow. The 24.0 and 26.5 isopycnal surfaces are plotted. (b) Annual cycle of the thermocline transports for box 4 sections. The line with circles shows the westward branch of the NICU (westward section of box 4, NICU-NGCU), the line with triangles shows NICU-EUC (equatorward section of box 4), and the continuous line shows the NICU (NICU-EUC plus NICU-NGCU).

(Fig. 5.13), but its two branches do not evolve in phase. The branch connecting with the EUC (standard deviation of 1.0 Sv) is largest in July, when the NICU is strenghened by the NBCU, whereas the westward branch of the NICU in the Bismarck Sea (standard deviation of 0.3 Sv) is largest in September-October.

6. Summary and conclusions

This study aims at a better understanding of the complex pathways followed by the low-latitude western boundary currents (LLWBCs) of the South Pacific Ocean through the multiple islands delimiting the Solomon Sea. The Solomon Sea thermocline circulation plays a key role in the connections between the South Pacific subtropical gyre and the Equatorial Undercurrent (EUC), with potential consequences for the low-frequency modulation of equatorial climate, including El Niño–Southern Oscillation (ENSO). This study takes a first step by examining the seasonal variability.

Our approach is based on the simulation results provided by a 1/12° primitive equation model of the Solomon Sea interactively embedded in a 1/4° regional model of the southwest Pacific, itself embedded in a global model. Model results give per se a schematic view of reality, and must be considered with some caution. However, sensitivity studies and data assessment give some confidence in the robustness of our results. Moreover, modeling is currently the only means to study the detailed time and space features of the Solomon Sea circulation.

The detailed circulation appears to be complex, especially because of the intricate bathymetry of the Solomon Sea region, in particular the existence of the 5° latitude barrier of the Solomon Island chain in front of the continental barrier formed by the PNG coast, and the narrowness of Vitiaz Strait which prevents the main boundary current from flowing freely north along the coast.

The connection of the southwest Pacific WBCs to the equator involves the bifurcation of the South Equatorial Current (SEC) at the Australian coast to form the equatorward North Queensland Current (NQC), which in turn gives rise to the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU) along the Papua New Guinea coast. Although the NGCU is indeed principally fed by the NQC (more than 57% of the NGCU water comes from the NQC), there is also a more direct interior route by the SEC through both Indispensable Strait and the North Vanuatu Jet (NVJ), a jet formed by the interaction of the SEC with the Vanuatu Archipelago (Webb, 2000; Qiu et al., 2009). South of the Solomon Islands, the NVJ meets the NQC, and both enter the Solomon Sea at the eastern tip of the Louisiade Archipelago to feed the NGCU.

When arriving at the mouth of Vitiaz Strait, the NGCU, which transports around 12 Sv in the thermocline, splits in two branches. The main branch flows through Vitiaz Strait and continues northwestward along the New Guinea coast, transporting more than 60% of the NGCU thermocline water. The other branch, undocumented so far and denoted here as the New Britain Coastal Undercurrent (NBCU), flows northeastward along the southern coast of New Britain and exits the Solomon Sea at St George's and Solomon Straits. Sensitivity experiments showed that this partition of the NGCU is a consequence of transport limitation through Vitiaz Strait. Thus, a realistic representation of Vitiaz Strait bathymetry is fundamental to correctly model the Solomon Sea circulation and its connections to the EUC.

The large meridional barrier formed by the Solomon Islands and New Ireland is at

the origin of a poorly known system of equatorward WBCs along the east side of these island chains, composed of the Solomon Islands Coastal Undercurrent (SICU) and the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU). The NICU is principally fed by the NBCU (67%) and by the SEC for a thermocline transport of around 5 Sv.

At the northern end of New Ireland, a branch of the NICU turns westward in the Bismarck Sea, whereas another branch retroflects and brings 3 Sv to the EUC west of 152°E. This NICU-EUC connection provides the most direct route for subtropical thermocline water to reach the equator via the western boundary, and it carries about 25% of the total western boundary transport.

The seasonal variability in the domain provides a modulation of the intensity of the main currents, but the phasing of these currents reveals also quite complex features, and the influence of different dynamical regimes. The annual march of the trade winds and convergence zones produces equatorial waves that control the EUC variability and therefore its drawing of off-equatorial water during its austral spring-summer surge. The same forcing generates strong Rossby waves in the off-equatorial central Pacific north of 10°S that modulate the SEC inflow to the western boundary function of latitude. South of 10°S, the annual march of the southeast trades is responsible for the spinup and -down of the subtropical gyre, which in turn generates stationary, in-phase Rossby waves at its equatorward edge (Kessler et Gourdeau, 2007). This is what modulates the NVJ and the NQC. The combination of those forcings, as well as their relative phasing, explains the annual cycle of the double WBC system of the Solomon Sea.

We notably found that although the bulk of the mean NGCU originates from the NQC, the NGCU's seasonal variability is controlled by both the NQC and the NVJ. Moreover, although most of the NGCU transport escapes through Vitiaz Strait, its variability is mainly transmitted to the NBCU, which is maximum in austral spring.

Future studies will include the extension of the present work to interannual and decadal time scales that should be more relevant to understand the role of the WBCs in the low modulation of ENSO. Furthermore, it is of prime importance to know the effective role of the WBC in transmitting anomalies of temperature and salinity originating from the southeast Pacific to the equator. Indeed, the strong western boundary currents of the Solomon Sea associated with its complex bathymetry could enhance vertical turbulent mixing leading to water mass transformation at thermocline level. As the time series accumulate over the next few years, these model results could be soon analyzed in light of several field observations currently being realized (such as the repeated section of glider surveys between the Louisiades and Guadalcanal islands) or planned (such as the 2010-11 SPICE oceanographic cruises).

Acknowledgment

This work was supported by the Centre National d'Etude Spatiales (CNES), the Centre National de Recherche Scientifique (CNRS), and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Calculations were performed using HPC resources from GENCI-IDRIS (grant 2009-011279). The authors are grateful to three anonymous reviewers for their helpful comments on this manuscript. We also thank NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory for hosting an extended visit by A. Melet and for their work on TAO data (available online at http ://www.pmel.noaa.gov). XBT data used in this study were collected and made freely available by the Coriolis project and programs that contribute

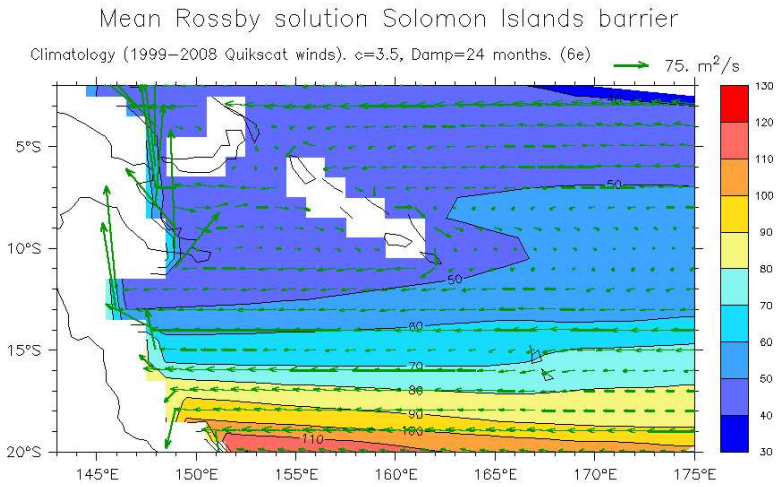


FIG. 5.14 – Profondeur moyenne de la thermocline donnée par le modèle des ondes de Rossby et courants géostrophiques associés intégrés dans la première couche du modèle (entre la surface et la thermocline).

to it (available online at http ://www.coriolis.eu.org). This is PMEL contribution number 3485.

5.2.2 Compléments : La dynamique vue par un modèle linéaire forcé par le vent

Pour mettre en avant le rôle des ondes de Rossby dans le contrôle de la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline en mer des Salomon, j'ai utilisé un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby à 1.5 couches mis au point par W.S. Kessler. Pour prendre en compte l'influence des îles Salomon et des îles de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Irlande (fig. 5.14) sur la circulation, le modèle a été élaboré dans une configuration de la règle de l'île qui est fonction du temps (Godfrey, 1989; Firing et al., 1999). Les vents utilisés pour forcer ce modèle linéaire sont les mêmes que pour les modèles aux équations primitives utilisés dans l'article ci-dessus, à savoir les vents issus d'ERA40 (cf chap. 3). Toutefois, le forçage du vent est spécifié dans le modèle linéaire alors qu'il est diagnostiqué à travers les formules bulk dans les OGCMs. Les équations et paramètres du modèle linéaire sont explicités dans l'annexe 1.

Il est important de garder à l'esprit les limitations du modèle linéaire décrites en annexe 1 lors de l'interprétation des résultats de ce dernier. Ces limitations résident principalement dans la linéarité de la dynamique, qui impose l'absence de friction et donc de limitation de l'écoulement à travers les détroits, et dans une dynamique non adaptée aux latitudes équatoriales (les résultats du modèle ne devraient pas être interprétés aux latitudes inférieures à environ 5°).

La circulation moyenne

La réponse moyenne de l'océan au vent donnée par le modèle des ondes de Rossby (modèle RW par la suite) est illustrée sur la figure 5.14. Le NGCU et la séparation du

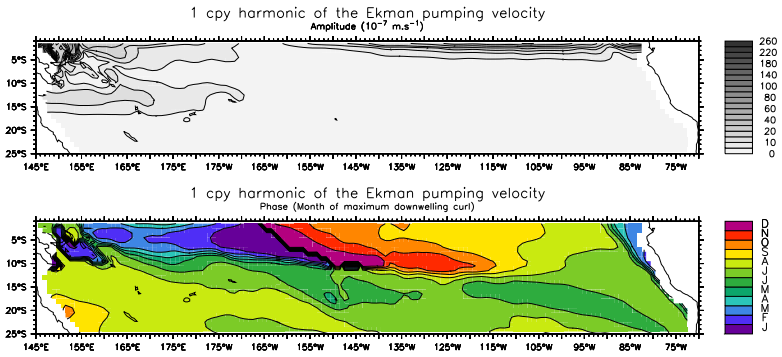


FIG. 5.15 – Cycle annuel de la vitesse du pompage d'Ekman donné par analyse harmonique. En haut, l'amplitude (en 10^{-7} m s^{-1}), en bas, la phase (mois au cours duquel la profondeur de la thermocline est maximale).

SEC le long de la côte australienne sont bien représentés par le modèle RW. Comme énoncé par la théorie de la règle de l'île, la rencontre des courants venant de l'océan intérieur avec les îles engendre la formation de jets aux extrémités méridiennes des îles. Par contre, le long des îles Salomon, le courant donné par le modèle RW s'écoule plutôt vers le sud en moyenne. Ainsi, l'origine dynamique du SICU ne serait pas directement liée aux ondes de Rossby et au forçage du vent, et serait non-linéaire. Cependant, la représentation des îles Salomon dans le modèle RW est assez schématique, et il est possible que la prise en compte des détroits, notamment du détroit Indispensable, modifie la représentation du SICU dans le modèle RW.

D'autres différences notables entre les résultats fournis par le modèle haute-résolution aux équations primitives utilisé dans l'article (SOLWARA124, chap. 3, appelé modèle PE par la suite) et le modèle RW sont à mentionner. Dans le modèle RW, le NICU et le NBCU ne sont pas présents en moyenne (fig. 5.14). Ceci peut s'expliquer par deux mécanismes. D'une part, la linéarité du modèle RW impose qu'il n'y a pas de limitation par friction de l'écoulement par le détroit de Vitiaz, ce qui inhibe la formation du NBCU (section 3.2 de l'article ci-dessus). D'autre part, nous avons vu que le NICU était en bonne partie alimenté par le SICU et le NBCU (section 5.3 de l'article ci-dessus), l'océan intérieur n'apportant qu'une contribution mineure au NICU via le SEC. La faible résolution du modèle RW (la Nouvelle-Irlande n'est représentée que par 3 points de grille méridiens), l'absence du NBCU et le transport accru du SICU vers le sud dans le modèle RW entraîne donc l'absence du NICU dans ce modèle.

Le cycle annuel

Le modèle linéaire des ondes de Rossby utilisé fournit une ébauche de la réponse de l'océan au forçage du vent. Le modèle étant utilisé dans une configuration de la règle de l'île fonction du temps, il nous permet d'appréhender le cycle annuel de la réponse de l'océan au forçage du vent. Le cycle saisonnier de la réponse de la profondeur de la thermocline au forçage du vent est présenté sur la figure 5.15.

Le cycle annuel de la circulation est extrait selon la même méthodologie que celle décrite dans la section 4.a de l'article présenté précédemment, et est présenté sur la figure 5.16. Comme dans le modèle PE, le maximum du SEC est atteint avec un déphasage temporel

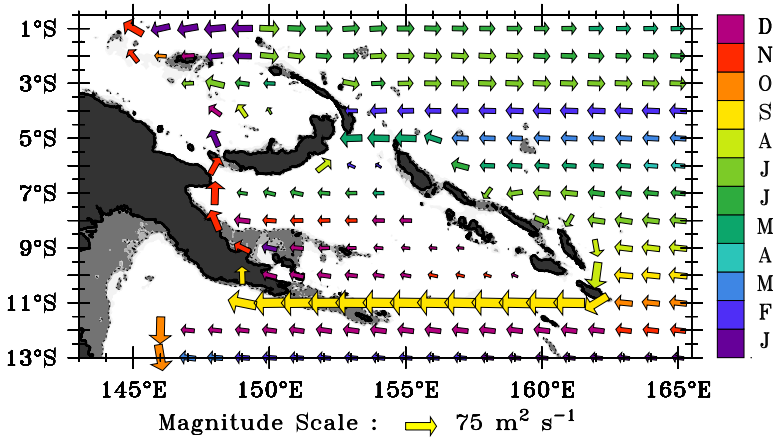


FIG. 5.16 – Analyse harmonique annuelle de la circulation dans la thermocline dans le modèle linéaire. Cette figure est l'équivalente pour le modèle linéaire de la figure 5.6. L'aire de chaque vecteur indique l'amplitude de l'harmonique annuel, la direction est orientée selon l'axe majeur de l'ellipse de variance correspondant au vecteur (i.e. la direction de maximum de variance, et non la direction de l'écoulement moyen à priori), et la couleur indique le mois au cours duquel le transport dans la direction du vecteur atteint son maximum. Le choix de la direction du vecteur est arbitraire : chaque vecteur pourrait être renversé et sa phase avancée de 6 mois, pour montrer la phase opposée des anomalies saisonnières.

en fonction de la latitude dans le modèle linéaire. Ceci illustre le rôle de la dynamique des ondes de Rossby annuelles dans le contrôle de la variabilité saisonnière du SEC comme l'ont déjà montré plusieurs auteurs (Wang et al., 2000; Capotondi et al., 2003; Chen et Qiu, 2004; Kessler et Gourdeau, 2007).

Le modèle linéaire des ondes de Rossby reproduit également la variabilité saisonnière vue dans le modèle au sud de la mer des Salomon. Ainsi, ce modèle simple confirme que la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline des régions situées au sud et à l'est de la mer des Salomon s'explique par la dynamique des ondes de Rossby. Le modèle linéaire représente également l'intensification de l'EUC à l'est de la Nouvelle-Irlande pendant l'hiver austral (fig. 5.16). La différence de phase observée dans le jet formé à l'extrémité nord de la Nouvelle-Irlande entre le modèle linéaire et le modèle PE peut s'expliquer par le fait que le modèle linéaire n'est pas apte à représenter la variabilité saisonnière de la circulation au nord de 5°S (cf annexe 1).

Cependant, le modèle linéaire ne prend pas en compte les interactions complexes entre les courants et la bathymétrie, comme celles ayant lieu au détroit de Vitiaz illustrées dans la section 3.b de notre article. Les interactions des ondes de Rossby avec l'archipel des Louisiades ayant lieu dans le modèle PE pourraient expliquer les différences observées dans la variabilité saisonnière du NGCU. Le modèle linéaire montre que dans les parties centrale et est de la mer des Salomon, les vents locaux génèrent des anomalies de transport zonales liées aux ondes de Rossby. De plus, les maximum de transport du NGCU sont atteints 2 à 3 mois plus tard dans le modèle linéaire par rapport au modèle PE, et elles sont entièrement communiquées à travers le détroit de Vitiaz. Le modèle linéaire ne parvient donc pas à décrire la variabilité saisonnière de la circulation vue par le modèle PE à l'intérieur de la

mer des Salomon, suggérant que la dynamique linéaire des ondes de Rossby ne suffit pas à expliquer la dynamique saisonnière dans cette région. Les dynamiques non-linéaires, et notamment les interactions avec la bathymétrie, doivent contribuer significativement à la dynamique saisonnière dans l'enceinte de la mer des Salomon.

5.3 Variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline en mer des Salomon

Les courants de bord ouest de faible latitude du Pacifique Sud représentent une source majeure d'alimentation de l'EUC et de la langue d'eau froide équatoriale. Par conséquent, les transports et les routes empruntées par ces courants pour atteindre la région équatoriale peuvent influencer le climat du Pacifique à travers le mécanisme V'T des subtropical cells (chap. 1). Ces courants transitent par la mer des Salomon et sont majoritairement des courants de subsurface.

Pour appréhender l'influence de la mer des Salomon sur le climat du Pacifique Equatorial, nous avons donc, dans un premier temps, étudié la circulation moyenne en mer des Salomon au niveau de la thermocline et sa variabilité saisonnière. Toutefois, les échelles de temps sur lesquelles la mer des Salomon est susceptible d'influencer la modulation basse fréquence du climat du Pacifique Equatorial et ENSO sont plus longues, allant des échelles interannuelles à décennales. C'est pourquoi nous allons à présent utiliser les résultats de notre simulation numérique haute-résolution pour appréhender la variabilité interannuelle de la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline. Les résultats exposés ci-dessous constituent des analyses préliminaires, qu'il nous a cependant semblé intéressant de présenter dans cette thèse.

5.3.1 La variabilité interannuelle décrite par les ellipses de variance

La variabilité interannuelle de la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline est dans un premier temps représentée par des ellipses de variance, selon la méthodologie décrite dans la section 4.a. de l'article présenté ci-dessus. Pour extraire la variabilité interannuelle des champs de vitesse donnés par le modèle, le cycle saisonnier a été soustrait des champs mensuels puis un lissage sur 13 mois (filtre de Sparzen) a été appliqué.

Les ellipses de variance montrent que la variabilité interannuelle est aussi importante que la variabilité saisonnière pour la circulation en mer des Salomon (fig. 5.17a). La variabilité interannuelle de la circulation dans la thermocline est concentrée dans les zones de circulation intense (EUC, SEC, WBCs), comme observé pour la variabilité saisonnière (fig. 5.6a). Les plus fortes variabilités sont atteintes dans le NQC, à la fois en terme d'amplitude et de direction (ellipses arrondies). Ceci peut s'expliquer par le fait que ce courant est régulièrement formé par une succession de tourbillons (fig. 5.17b).

De façon générale, les ellipses sont moins étirées dans la direction principale de l'écoulement (donnée par la fig. 5.4a) pour la variabilité interannuelle (fig. 5.17a) que pour la variabilité saisonnière (fig. 5.6a). Ainsi, la variabilité interannuelle de la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline est d'amplitude comparable à la variabilité saisonnière, mais elle est plus forte en terme de direction des courants.

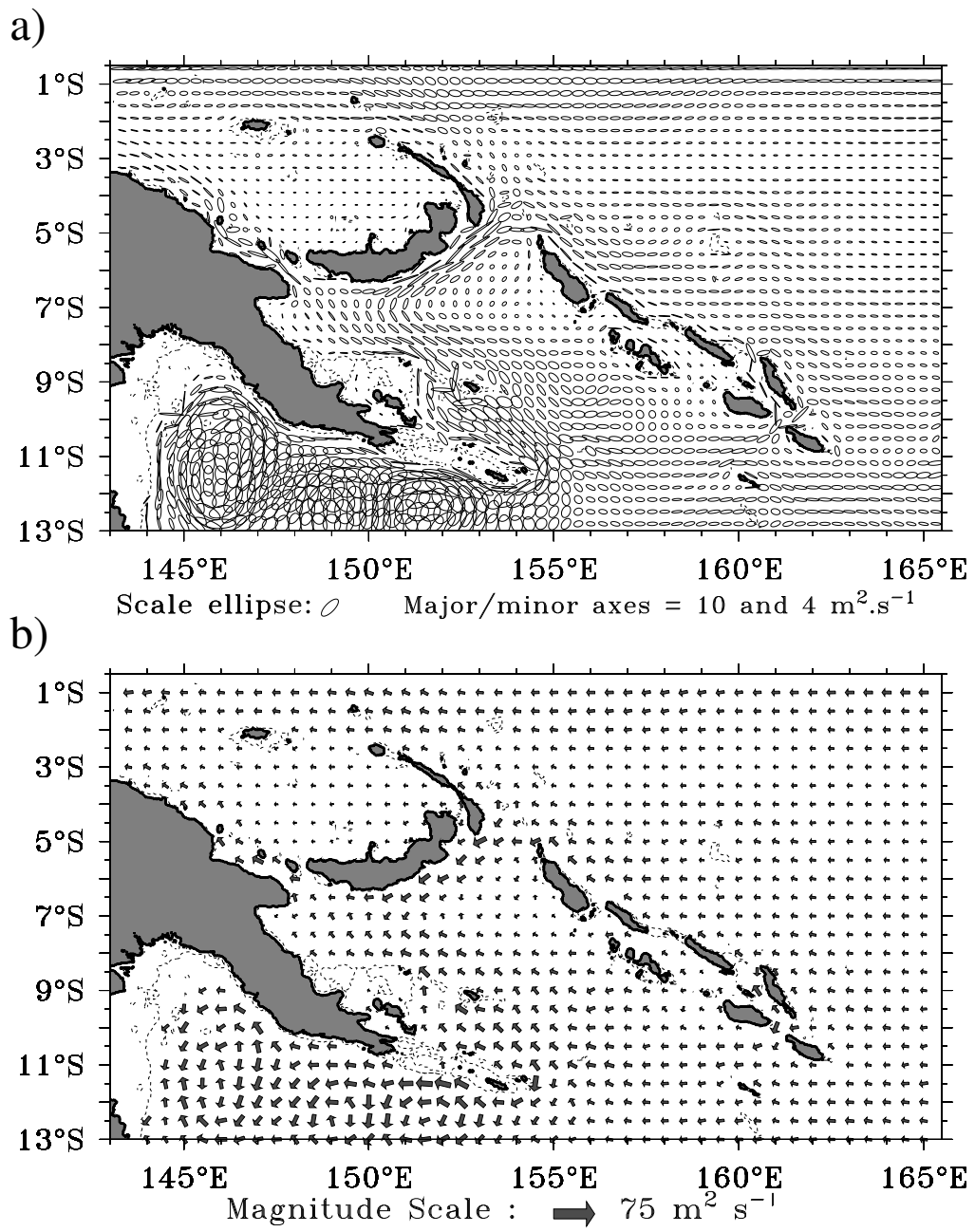


FIG. 5.17 – (a) Ellipses de variance pour la variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline sur la période 1986-2004. Le cycle annuel a été retiré et un lissage à 13 mois a été appliqué. (b) Ecart-type de l'amplitude des vitesses intégrées dans la thermocline et projetées selon l'axe principal de l'ellipse de variance (en $m^2\ s^{-1}$). La direction des vecteurs est arbitraire, et pourrait être opposée.

5.3.2 Les anomalies interannuelles de transport à travers les sections clefs de la mer des Salomon

Pour détailler la variabilité interannuelle des transports en mer des Salomon et leur potentiel impact sur l'EUC, nous avons calculé les séries temporelles des anomalies interannuelles de transports à travers les sections clefs définies par les 4 boîtes utilisées pour l'étude de la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline (section 5 de l'article ci-dessus).

La variabilité interannuelle des transports a été extraite selon les mêmes filtrages que précédemment, et les anomalies sont relatives à la moyenne des années 1986 à 2004.

ENSO représente la plus forte fluctuation climatique interannuelle à l'échelle globale, et son influence est particulièrement prononcée dans le Pacifique Tropical. Le phénomène ENSO influence notamment fortement la variabilité interannuelle en mer des Salomon, comme l'ont montré plusieurs études (e.g. Ridgway et al. (1993); Ueki et al. (2003)).

Pour mieux appréhender l'influence d'ENSO sur la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline, nous avons classé les années en années dites normales, El Niño et La Niña, en nous basant sur la classification donnée par Meyers et al. (2007) (tableau 5.3) et sur le SOI (section 1.4.3). ENSO étant calé sur le cycle annuel de la dynamique du Pacifique Equatorial (e.g. Tziperman et al. (1995)), un évènement El Niño débute en général en mars-avril, atteint son apogée en octobre-décembre, et décline en mars de l'année suivante. Nous considérerons donc pour notre classification que les années commencent au 1er avril et se terminent au 31 mars suivant.

Années normales	1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995
Années El Niño	1986, 1987, 1991, 1997
Années La Niña	1988, 1996, 1998

Tab. 5.3 – Classification de Meyers et al. (2007) des années en années normales, El Niño et La Niña sur la période 1986-1999.

Les séries temporelles des anomalies interannuelles de transports à travers les sections clefs des quatre boîtes définies sur la figure 5.9 sont représentées sur la figure 5.18. Pour souligner l'influence d'ENSO sur les transports, les années El Niño sont indiquées en rose, les périodes La Niña en bleu, et les périodes normales en jaune. De plus, les anomalies interannuelles du SOI sont tracées sur la figure 5.18. Les sections de la boîte 1 permettent de caractériser l'alimentation de la mer des Salomon par son entrée sud. La variabilité interannuelle du NGCU (courbe noire, fig. 5.18 Box1) est bien corrélée à ENSO : le transport du NGCU augmente en phases El Niño et diminue en phases La Niña. Les variabilités interannuelles du NQC (courbe bleue) et du NVJ (courbe rouge) sont globalement anti-corrélées (cœfficient de corrélation de -0.6). Cette opposition des anomalies de transport du NVJ et du NQC est plus nette en périodes dites normales. En phase El Niño, le NVJ et le NQC ont tendance à se renforcer, tandis qu'ils ont tendance à s'affaiblir en période La Niña, au même titre que le NGCU. La combinaison des variabilités du NVJ et du NQC explique la variabilité du NGCU. En terme d'amplitude, les variabilités interannuelles du NGCU (écart-type de 1.0 Sv), du NVJ (écart-type de 1.1 Sv) et du NQC (écart-type de 1.1 Sv) sont comparables. A noter que la variabilité du transport dans la thermocline à travers le détroit Indispensable (courbe verte) est non-négligeable (écart-type de 0.4 Sv).

Les sections de la boîte 2 permettent de caractériser la partition du NGCU à l'em-

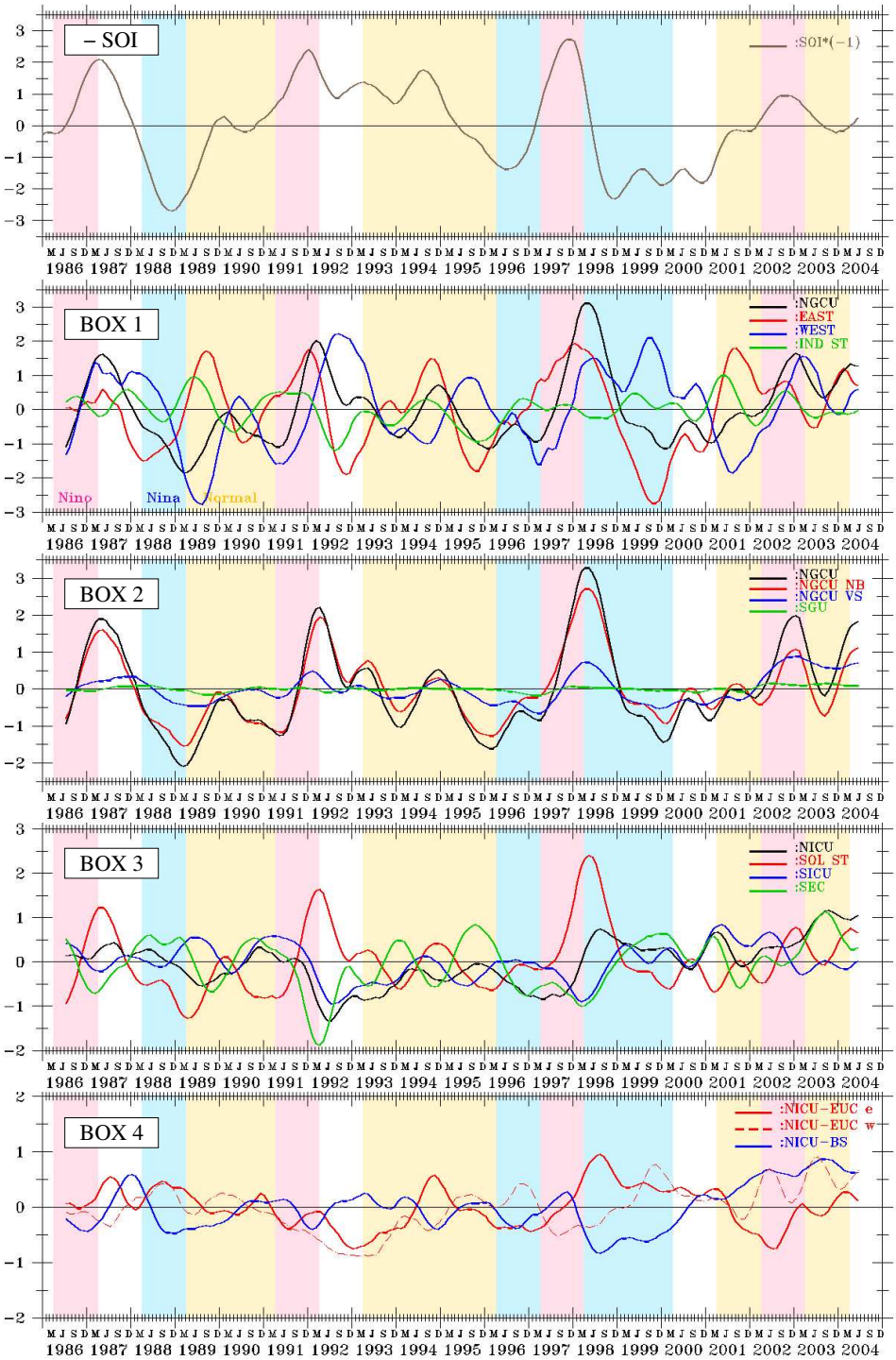


FIG. 5.18 – Séries temporelles des anomalies interannuelles de SOI×(-1) (en haut) et des transports intégrés dans la thermocline pour les sections définies sur la figure 5.9. Pour la boîte 4, la section représentant la jonction NICU-EUC a été séparée en deux : la section NICU-EUC(e) (de 150°E à 151.25°E) et la section NICU-EUC(w) (de 151.25°E à 153.2°E). Les périodes El Niño sont indiquées en rose, les périodes La Niña en bleu, et les périodes normales en jaune. Le cycle annuel des transports a été retiré et un lissage à 13 mois a été appliqué.

bouchure du détroit de Vitiaz. La figure 5.18 montre que la variabilité interannuelle du NGCU (courbe noire, écart-type de 1.2 Sv) est pratiquement entièrement transmise au NBCU (courbe rouge, écart-type de 0.9 Sv). De plus, dans la thermocline, les variabilités interannuelles du NBCU et du NGCU en amont du détroit de Vitiaz sont en phase, et elles le sont également avec le NGCU à l'entrée de la mer des Salomon (boîte 1). Le transport à travers le détroit de Vitiaz (courbe bleue) est peu variable aux échelles interannuelles (écart-type de 0.4 Sv) et évolue relativement en phase avec le NGCU en amont du détroit. Enfin, le transport du SGU dans la thermocline (courbe verte) montre une faible variabilité interannuelle, avec un écart-type inférieur à 0.1 Sv.

Les sections de la boîte 3 permettent de caractériser l'écoulement à travers le détroit des Salomon et les sources du NICU. La variabilité interannuelle du transport dans la thermocline à travers le détroit des Salomon (courbe rouge) semble être contrôlée par celle du NBCU (fig. 5.18) et donc du NGCU. Ainsi, la variabilité interannuelle du NGCU est préférentiellement transmise à travers le détroit des Salomon plutôt qu'à travers le détroit de Vitiaz. La variabilité du SEC (courbe verte) à ces latitudes (6°S à 4°S) est anticorrélée à celle du détroit des Salomon. Les variabilités du NICU (courbe noire) et du SICU (courbe bleue) sont plus difficilement interprétables, mais sont comparables.

Enfin, les sections de la boîte 4 permettent de caractériser le devenir du NICU au nord de la Nouvelle-Irlande. Les deux branches du NICU, celle s'écoulant vers l'ouest en mer de Bismarck (NICU-BS, en bleu) et celle rejoignant l'EUC (NICU-EUC, en rouge), présentent des variabilités interannuelles en quasi opposition de phase (fig. 5.18). Les fortes variations interannuelles du transport à travers le détroit des Salomon semblent se répercuter dans le NICU-EUC(w), qui correspond à la branche du NICU qui se rétroflecte directement dans l'EUC. Ainsi, le NICU-EUC(w) est renforcé quelques mois après la fin des évènements El Niño de 1986 et 1997. Par contre, l'augmentation du transport sortant par le détroit des Salomon à la suite de l'évènement El Niño de 1991 ne semble pas être transmise au NICU. Les variabilités du NICU-EUC(e) et du NICU-BS sont plus difficiles à interpréter. Notons toutefois que le transport du NICU-BS commence à s'affaiblir quelques mois avant les périodes La Niña pour atteindre son minimum en été-automne boréal des années La Niña (fig. 5.18). Ce transport doit être directement soumis aux anomalies du SEC à ces latitudes. La variabilité interannuelle du transport du NICU dans la thermocline présente une amplitude crête à crête d'environ 2 Sv, ce qui est environ deux fois plus faible que l'amplitude de la variabilité interannuelle observée au détroit des Salomon (comprise entre -1.5 Sv et 2.5 Sv, soit une amplitude de 4 Sv).

Ainsi, aux échelles interannuelles, la variabilité du NGCU est corrélée à ENSO, comme le montre la bonne adéquation avec les anomalies interannuelles de SOI. Le transport du NGCU augmente en phases El Niño et diminue en phases La Niña. Cette variabilité est majoritairement transmise au NBCU et à travers le détroit des Salomon. Elle se retrouve dans une moindre mesure dans la branche du NICU qui se rétroflecte directement dans l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande.

5.3.3 Les anomalies de circulation associées à El Niño et La Niña

Les différents évènements El Niño et La Niña

Les anomalies de circulation dans la thermocline associées aux différents évènements El Niño et La Niña de la période 1986-2004 sont représentées sur la figure 5.19. Les mois

utilisés correspondent à la fin des évènements El Niño et La Niña, c'est à dire aux périodes où les anomalies de transport sont maximales en mer des Salomon (fig. 5.18). Pour obtenir un signal moins bruité, nous avons utilisé pour la figure 5.19 des moyennes à 3 mois centrées sur les mois du tableau 5.4.

Composite El Niño	avril 1987, avril 1992, avril 1998, janvier 2003
Composite La Niña	avril 1989, avril 1997, janvier 2000

TAB. 5.4 – Mois considérés pour les différents évènements El Niño et La Niña sur la période 1986-2004.

Des traits communs d'anomalies de circulation dans la thermocline apparaissent pour les évènements El Niño (fig. 5.19). Le NQC, et dans une moindre mesure le NVJ, sont plus ou moins intensifiés. Des anomalies formant un tourbillon intense apparaîssent dans le Golfe de Papouasie. En mer des Salomon, le NGCU est renforcé. Selon les évènements, les anomalies positives du NGCU sont principalement transmises au NBCU (évènements de 1991-1992 et de 1997-1998), ou/et vers l'est à hauteur de Milne Bay et des Woodlarks en direction notamment du détroit Indispensable (évènements de 1986-87, 1997-98, 2002-03). Une circulation anormalement cyclonique est observée à l'embouchure du détroit des Salomon. Le SEC est plus ou moins affaibli à l'est de la mer des Salomon tandis que l'EUC est plus ou moins intensifié. A noter que les observations montrent que l'EUC s'affaiblit pendant les pics des évènements El Niño (e.g. Izumo (2005)). L'intensification reportée ici s'explique par le fait que les périodes El Niño considérées pour l'analyse des résultats de mon modèle correspondent à la fin des évènements, et non aux pics (qui ont généralement lieu en octobre-décembre précédant les printemps de la table 5.4). Les plus fortes anomalies de circulation dans la thermocline sont atteintes pour l'évènement El Niño intense de 1997-98.

Le principal trait commun d'anomalies de circulation dans la thermocline des différents évènements La Niña est l'affaiblissement du NBCU et du NGCU en mer des Salomon et le long de la côte nord de la Papouasie Nouvelle-Guinée (fig. 5.19). Les anomalies de l'EUC, du SEC, du NVJ et du NQC ne sont pas cohérentes entre les différents évènements La Niña (tels que nous les avons définis).

Les composites El Niño et La Niña

L'influence d'ENSO sur la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline peut être appréhendée de façon synthétique en utilisant des composites El Niño et La Niña. Les composites ont été construits à partir des mois répertoriés dans le tableau 5.4. Les anomalies de circulation intégrées dans la thermocline correspondant aux périodes El Niño et La Niña sont illustrées sur la figure 5.20. Nous retrouvons les principales caractéristiques communes aux différents évènements El Niño et La Niña décrites précédemment.

Ainsi, un phénomène de recharge/décharge lié à ENSO existe en mer des Salomon, en accord avec la théorie de l'oscillateur de récharge/décharge proposée par Jin (1997) (section 1.4.1). En période El Niño, les anomalies de vents d'ouest dans le Pacifique Equatorial ouest et central sont à l'origine d'ondes de Kelvin de downwelling et de Rossby d'upwelling qui affaiblissent l'EUC. Les anomalies de vent entraînent également une décharge de la Warm Pool vers l'est le long de l'équateur. A la fin de l'épisode El Niño, les alizés se renforcent le long de l'équateur. La divergence des courants équatoriaux dans le Pacifique

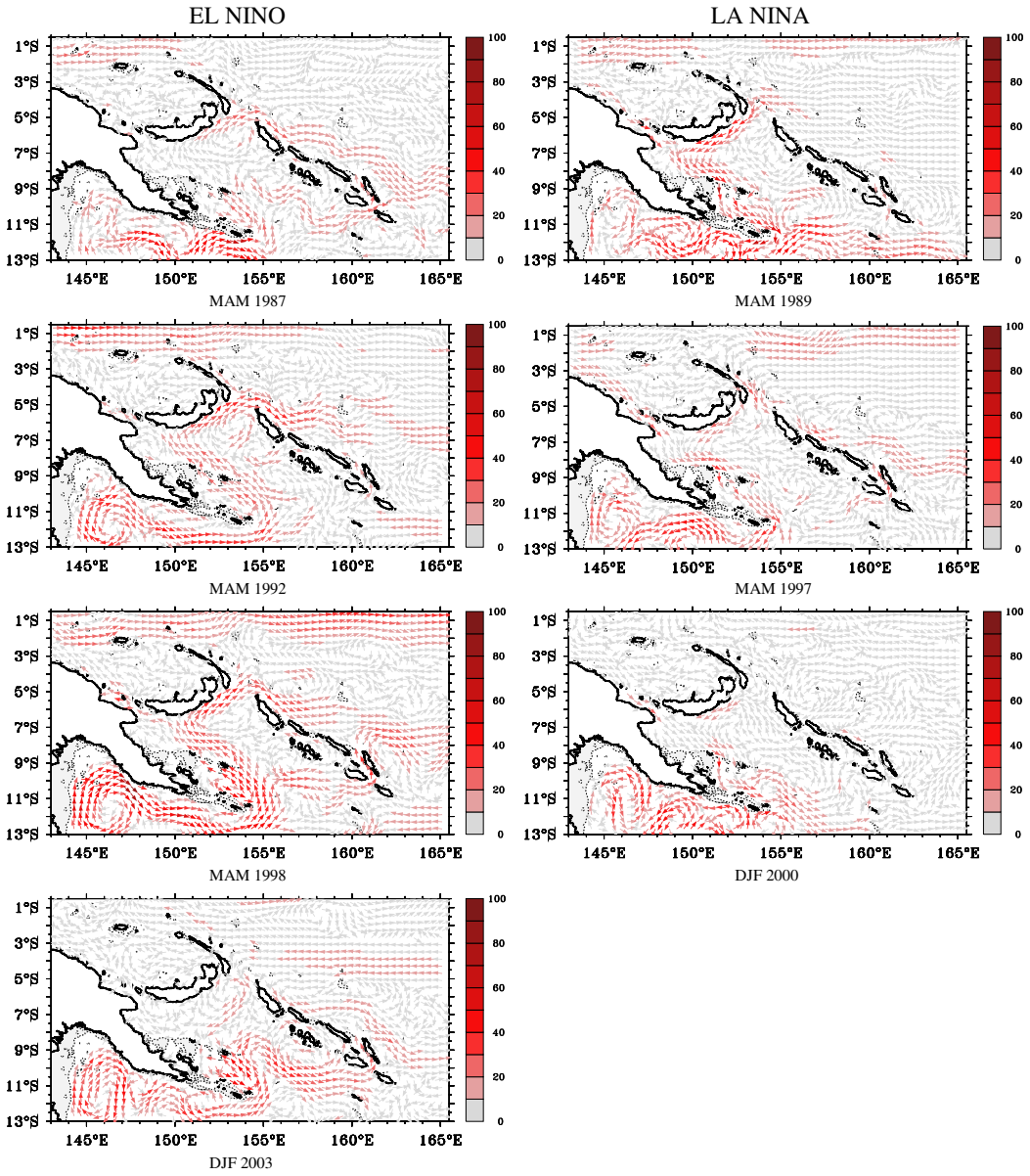


FIG. 5.19 – Anomalies trimestrielles moyennes de circulation (en m^2 s^{-1}, relatives à la moyenne 1986-2004) dans la thermocline (couche isopycnale 24.0-26.5) pour les différents évènements El Niño (mars-avril-mai 1987, 1992, 1998, décembre 2002 janvier-février 2003, colonne de gauche) et La Niña (mars-avril-mai 1989, 1997, décembre 1999 janvier-février 2000, colonne de droite).

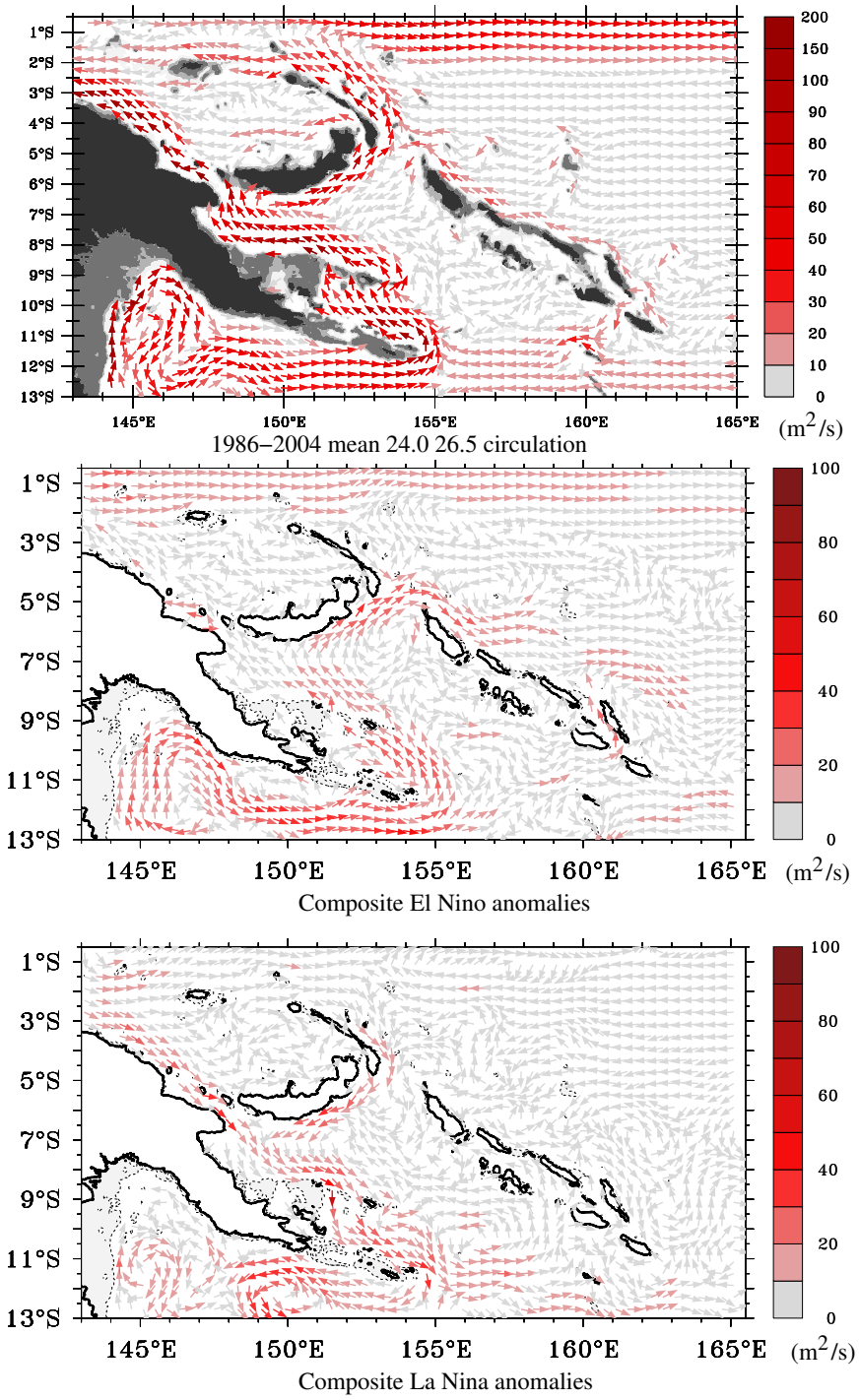


FIG. 5.20 – Moyenne sur 1986-2004 (en $m^2\ s^{-1}$, en haut) et anomalies de circulation dans la thermocline (couche isopycnale 24.0-26.5) en périodes El Niño (au centre) et La Niña (en bas).

Equatorial central associée à ce renforcement des alizés implique alors un drainage qui renforce le transport équatorial méridien vers le sud (Jin, 1997). De plus, le renforcement des alizés dans la bande tropicale renforce le transport du SEC dans l'océan intérieur (à des latitudes supérieures à celles de la mer des Salomon), ce qui entraîne le renforcement des courants alimentant les WBC de la mer des Salomon, à savoir le NQC et le NVJ (fig. 5.20). Par ailleurs, Capotondi et al. (2003) ont montré que le maximum de variabilité de la profondeur de la thermocline est centré vers 10°S dans le Pacifique Tropical sud. Ce maximum de variabilité est créé par la cohérence spatiale du pompage d'Ekman généré par le vent, qui engendre des ondes de Rossby en 1er mode barocline se renforçant pendant leur propagation vers l'ouest. Des anomalies de transport sont associées à ces ondes de Rossby. En période El Niño, ces ondes d'upwelling d'amplitude maximale vers 10°S engendrent des anomalies de transport vers l'est sur leur bord nord, et des anomalies de transport vers l'ouest sur leur bord sud. Ceci expliquerait que les anomalies positives de transport de NGCU en mer des Salomon soient préférentiellement communiquées à travers le détroit des Salomon plutôt qu'à travers le détroit de Vitiaz (fig. 5.20).

A l'inverse, en période La Niña, les WBCs de la mer des Salomon sont anormalement faibles. Les anomalies trouvées dans le NGCU en aval du détroit des Salomon le long de la côte nord de la Papouasie Nouvelle-Guinée et dans le NBCU sont d'amplitude comparable (fig. 5.20).

5.4 Conclusions

Pour appréhender le rôle de la mer des Salomon sur la modulation basse fréquence du climat du Pacifique Equatorial et sur ENSO, il est primordial de commencer par caractériser la circulation au niveau de la thermocline dans la mer des Salomon, et notamment les différents chemins suivis par les courants de bord ouest du Pacifique Sud pour rejoindre l'équateur à travers la bathymétrie complexe de cette mer semi-fermée.

A cause du peu d'observations disponibles à ce jour en mer des Salomon, la modélisation numérique est le seul moyen disponible pour étudier les structures fines de la circulation dans cette région et leurs variabilités. Pour cette raison, les sorties du modèle haute-résolution SOLWARA124 ont été utilisées pour caractériser la circulation dans la mer des Salomon à hauteur de la thermocline.

Les circulations en mer des Salomon se révèlent être bien plus complexes que l'image classique d'un NGCU alimenté par le NQC, sortant de la mer des Salomon par le détroit de Vitiaz et s'écoulant le long de l'île de Nouvelle-Guinée avant d'être rétroflecté dans l'EUC dans le Pacifique Equatorial ouest.

L'alimentation du NGCU est historiquement décrite comme provenant principalement du NQC (Qu et Lindstrom, 2002). La climatologie CARS suggére qu'une alimentation plus directe par le SEC pourrait également avoir lieu. Notre modèle confirme la double alimentation du NGCU par le NQC et le NVJ (Webb, 2000; Qiu et al., 2009), dérivé du SEC. Les deux courants entrent en mer des Salomon à la pointe orientale de l'archipel des Louisiades, pour former le NGCU qui s'écoule alors en mer des Salomon, une partie passant dans Milne Bay, l'autre contournant Milne Bay jusqu'aux îles de Woodlark. Une fois réuni au nord des Woodlarks, le NGCU s'écoule vers le détroit de Vitiaz. Arrivé à l'embouchure du détroit de Vitiaz, le NGCU se sépare en deux branches. La principale, représentant plus de 60% du transport du NGCU dans la thermocline, s'écoule à travers le détroit

et forme le NGCU le long de la côte nord de la Nouvelle-Guinée. La seconde branche s'écoule vers l'est le long de la côte sud de la Nouvelle-Bretagne. Nous avons nommé cette branche le New Britain Coastal Undercurrent (NBCU). Ce courant a seulement été suspecté jusqu'ici dans une étude de modélisation (Inoue et Welsh, 1993) et d'observation (Qu et Lindstrom, 2002). Une partie du NBCU s'échappe par le chenal St Georges, où il forme le Saint Georges Undercurrent (SGU), tandis que la majorité du NBCU rejoint le détroit des Salomon. La séparation du NGCU devant le détroit de Vitiaz est contrainte par l'étroitesse de ce détroit, comme l'ont montré des tests de sensibilité dans le modèle.

La bathymétrie compliquée de la mer des Salomon impose d'autres contraintes sur l'écoulement. En particulier, la présence des îles Salomon et de Nouvelle-Irlande, qui forment une barrière méridienne s'étendant sur 5° de latitude, donne lieu à un double système de courants de bord ouest. Le premier s'écoule le long de la frontière méridienne intérieure à la mer des Salomon formée par la PNG : le NGCU. Le second s'écoule le long des côtes est de la frontière méridienne orientale de la mer des Salomon : le New Ireland Coastal Undercurrent (NICU) et un courant jusqu'ici seulement suspecté par Kessler et Gourdeau (2007), le Solomon Islands Undercurrent (SICU). La majorité du SICU entre en mer des Salomon par la partie sud du détroit des Salomon, et recircule en mer des Salomon en rejoignant le NBCU puis le détroit des Salomon. Le NBCU relie le NGCU au NICU, et constitue la principale source du NICU. Le SEC et le SICU participent également à l'alimentation du NICU.

Ainsi, la bathymétrie complexe permet aux eaux de la mer des Salomon de rejoindre le Pacifique Equatorial par les trois détroits situés au nord de cette mer semi-fermée. Le NGCU sortant par le détroit de Vitiaz représente le courant de bord ouest principal, et s'écoule le long de la côte nord de l'île de Nouvelle-Guinée avant d'être rétroflecté dans l'EUC dans le Pacifique Equatorial ouest, devant les mers indonésiennes. Le SGU sortant par le chenal St Georges traverse la mer de Bismarck pour rejoindre et renforcer le NGCU à l'aval du détroit de Vitiaz. Le NBCU sortant par le détroit des Salomon participe à l'alimentation du SICU, qui se sépare en deux branches à l'extrémité nord de la Nouvelle-Irlande. Une partie du NICU s'écoule vers l'ouest, au nord de la mer de Bismarck, pour renforcer le NGCU avant sa rétroflection dans l'EUC. La majeure partie du NICU est directement rétroflectée au nord de la Nouvelle-Irlande dans l'EUC. Cette connexion constitue la jonction la plus directe des courants de bord ouest du Pacifique Sud à l'EUC, et représente 25% du transport moyen des courants de bord ouest retournant vers l'équateur dans le Pacifique Sud. L'existence de cette connexion directe entre les LLWBCs et l'EUC est importante d'un point de vue climatique. En effet, les eaux du NGCU au nord de la Papouasie Nouvelle-Guinée ne vont rejoindre l'EUC qu'aux confins du Pacifique Equatorial ouest. En chemin, elles vont être mélangées avec les eaux des courants convergeant dans cette région, Fine et al. (1994) décrivant le Pacifique Equatorial ouest comme étant un carrefour de masses d'eau. Ce n'est pas le cas des eaux du NICU qui alimentent beaucoup plus directement et rapidement l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande.

La variabilité saisonnière de la circulation décrite ci-dessus est le résultat de trois régimes dynamiques différents. La marche annuelle des alizés et des zones de convergence (SPCZ, ITCZ) produisent des ondes de Kelvin et de Rossby équatoriales qui contrôlent la variabilité saisonnière de l'EUC, et donc la quantité d'eau extra équatoriales qu'il peut drainer pendant son renforcement au printemps-été austral. Le même forçage de vent génère de fortes ondes de Rossby entre 10°S et la bande équatoriale dans le Pacifique central. Ces ondes modulent le transport du SEC arrivant sur la frontière ouest, avec un

déphasage dépendant de la latitude. Au sud de 10°S, la marche annuelle des alizés du sud-est est responsable de la modulation de l'intensité de la gyre subtropicale qui génère à son tour des ondes de Rossby stationnaires, en phase, sur son bord nord. Ces ondes modulent l'intensité du NVJ et du NQC. La combinaison de ces forçages, et leurs phases relatives, explique le cycle annuel des courants de bord ouest de la mer des Salomon.

Nous avons notamment montré que bien que le NGCU soit majoritairement alimenté par le NQC, sa variabilité saisonnière est elle contrôlée à la fois par le NQC et par le NVJ. De plus, bien que la majorité du NGCU s'écoule à travers le détroit de Vitiaz au nord de la mer des Salomon, sa variabilité est principalement transmise au NBCU, qui est maximum au printemps austral.

La comparaison des résultats fournis par le modèle haute-résolution aux équations primitives à ceux fournis par un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby utilisé dans une configuration de la règle de l'île fonction du temps a permis de mettre en avant l'importance de la dynamique linéaire des ondes de Rossby dans le contrôle de la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline dans la mer des Salomon et ses environs. La circulation moyenne au niveau de la thermocline et son cycle annuel semblent bien s'expliquer par une dynamique linéaire de réponse au forçage du vent au sud et à l'est de la mer des Salomon. Cependant, il n'en va pas de même à l'intérieur de la mer des Salomon et le long des îles Salomon, de Nouvelle-Bretagne, et de Nouvelle-Irlande où les dynamiques non-linéaires, et notamment les interactions avec la bathymétrie, doivent contribuer significativement à la dynamique de la circulation et à sa modulation saisonnière.

Les échelles de temps interannuelles sont plus pertinentes que l'échelle de temps saisonnière pour appréhender le rôle de la mer des Salomon sur la modulation basse fréquence du climat du Pacifique Equatorial et sur ENSO. Pour appréhender la variabilité interannuelle de la circulation à hauteur de la thermocline, les résultats de notre simulation haute-résolution de la mer des Salomon ont été analysés.

Tout d'abord, la variabilité interannuelle de la circulation en mer des Salomon au niveau de la thermocline simulée dans notre modèle est comparable à la variabilité saisonnière en terme d'amplitude, mais est plus intense en terme de direction des écoulements.

L'analyse de la variabilité simulée du transport au niveau de la thermocline à travers quelques sections clefs de la mer des Salomon montre que la variabilité interannuelle du NGCU est majoritairement transmise au NBCU et à travers le détroit des Salomon. Elle se retrouve dans une moindre mesure dans la branche du NICU qui se rétroflecte directement dans l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande. Les variabilités de ces courants sont directement liées à ENSO.

Des composites d'anomalies de circulation intégrées dans la thermocline correspondant aux périodes El Niño et La Niña ont permis d'illustrer dans notre modèle le phénomène de recharge/décharge de la mer des Salomon lié à ENSO. En période El Niño, l'affaiblissement du transport intérieur des STC vers l'EUC et le renforcement associé du SEC entraîne un renforcement des courants de bord ouest en mer des Salomon (maximum à la fin de l'épisode El Niño), qui vient compenser la déplétion du Pacifique Equatorial ouest. A l'inverse, en période La Niña, les WBCs de la mer des Salomon sont anormalement faibles.

Chapitre 6

Etude de la variabilité en mer des Salomon vue par altimétrie

Sommaire

6.1 Introduction 162
6.2 Article soumis à Ocean Dynamics : Variability in Solomon Sea circulation from altimetry sea level data 162
6.3 Conclusions 187

6.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la circulation moyenne à hauteur de la thermocline en mer des Salomon et sa variabilité saisonnière et interannuelle à partir de simulations haute-résolution. Nous nous intéressons à présent à la variabilité en mer des Salomon vue par altimétrie, aux échelles saisonnières et interannuelles. Cette approche ne permet certes que de caractériser la variabilité de la circulation en surface et non pas à hauteur de la thermocline, mais elle nous permet d'étudier la variabilité en mer des Salomon à partir d'observations, et ce sur une large gamme de fréquence, dont l'échelle interannuelle particulièrement pertinente pour appréhender le rôle de la mer des Salomon sur la modulation basse fréquence du climat du Pacifique Equatorial et sur ENSO (cf chap. 1).

La variabilité du niveau de la mer observée en mer des Salomon par altimétrie est la plus élevée de tout le Pacifique Tropical sud. Dans ce contexte, et en considérant le faible nombre d'observations in situ disponibles dans la région, les données altimétriques se révèlent être particulièrement intéressantes pour l'étude de la mer des Salomon. Cependant, la mer des Salomon représente une région challenge pour l'altimétrie, à cause de sa bathymétrie chahutée. C'est pourquoi deux jeux de données altimétriques complémentaires ont été utilisés dans cette thèse pour étudier la variabilité de la circulation en mer des Salomon. Ces jeux de données ont été présentés dans le chapitre 4. Le premier jeu de données est le produit AVISO grillé classiquement utilisé dans les études altimétriques. Toutefois, ce produit peut se révéler inapproprié à certaines analyses fines. Nous avons donc mis au point un nouveau produit, nommé Dégéo, en retraitant les données originales T/P le long des traces dans le but de récupérer des données en mer des Salomon, notamment en zone côtière.

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier la variabilité de la hauteur de la mer et de la circulation de surface en mer des Salomon à partir des deux jeux de données altimétriques AVISO et Dégéo, et de la simulation numérique SOLWARA124. Les données altimétriques nous permettront notamment d'étudier sur une large gamme de fréquence la dynamique grande échelle de la circulation de surface et les structures fines des WBCs en mer des Salomon. L'altimétrie sera également utilisée pour appréhender le rôle joué par la mer des Salomon lors des évènements ENSO, en relation avec les variations du volume d'eau chaude (WWV pour Warm Water Volume) de la Warm Pool du Pacifique. Les résultats de cette étude sont présentés dans ce chapitre sous la forme d'un article soumis à Ocean Dynamics.

6.2 Article soumis à Ocean Dynamics : Variability in Solomon Sea circulation from altimetry sea level data

A. Melet[(1)], L. Gourdeau[(2)], and J. Verron[(1)].

[(1)]CNRS Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels/MEOM, Grenoble, France

[(2)]Institut de Recherche pour le Développement/LEGOS, Toulouse, France

Abstract

The Solomon Sea is a key region in the Pacific Ocean where equatorial and subtropical

circulations are connected. The region exhibits the highest levels in sea level variability in the entire South Tropical Pacific Ocean. Altimeter data was utilized to explore sea level and western boundary currents in this poorly understood portion of the ocean. Since the geography of the region is extremely intricate, with numerous islands and complex bathymetry, specifically reprocessed along-track data in addition to standard gridded data were utilized in this study. Sea level anomalies (SLA) in the Solomon Sea principally evolve at seasonal and interannual time scales. The annual cycle is phased by Rossby waves arriving in Solomon Strait, whereas the inter-annual signature corresponds to the basin scale ENSO mode. The highest SLA variability are concentrated in the eastern Solomon Sea, particularly at the mouth of Solomon Strait, where they are associated with a high eddy kinetic energy signal that was particularly active during the phase transition of the 1997-1998 ENSO event. Track data appear especially helpful for documenting the fine structure of surface coastal currents. The annual variability of the boundary currents that emerged from altimetry compared quite well with the variability seen at the thermocline level, as based on numerical simulations. At inter-annual time scales, western boundary current transport anomalies counterbalance changes in western Equatorial Pacific warm water volume, confirming the phasing of South Pacific western boundary currents to ENSO. Altimetry appears to be a valuable source of information for variability in low latitude western boundary currents and their associated transport in the South Pacific.

1. Introduction

The western sides of oceans are the site of intense boundary currents (WBCs) such as the Gulf Stream, the Kuroshio, and the East Australian Current which close their respective subtropical gyres. They are highly energetic areas, easily revealed by altimetry (Wunsch et Stammer, 1995). In a similar manner, the largest sea level variability in the entire tropical South Pacific Ocean is concentrated in the west where low latitude western boundary currents (LLWBCs) at the coast connect the subtropical region to the western equatorial Pacific (Fig. 6.1a).

Between 10°S and 5°S, the western South Pacific Ocean is comprised mainly of the Solomon Sea which is delineated by Papua New Guinea (PNG), New Britain (NB), and the Solomon Islands (SI) (Fig. 6.1b). The sea is semi-enclosed and contains a complex bathymetry that is connected to the equatorial region through two main straits : Vitiaz and Solomon straits. The Solomon Sea is the final transit area for tropical waters flowing westward in the South Equatorial Current (SEC) and returning northward to the equator, in particular in the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU). The western boundary current, flowing along the PNG coast, is a major source for the Equatorial UnderCurrent (EUC) (Tsuchiya et al., 1989). Variability in advected water masses in this system can modulate the equatorial thermocline and ultimately the Pacific cold tongue and the atmospheric circulation, playing a major role in the low modulation of ENSO (e.g. Schneider (2004); Yeager et Large (2004); Luo et al. (2005)). Therefore, the Solomon Sea is of particular interest in a climatic context and is a focal point in the South Pacific Circulation and Climate Experiment (SPICE) program (http ://www.clivar.org/organization/pacific/pacific SPICE.php).

Relatively few observations are available in this remote region of the world ocean. Some XBT measurements exist, from the Voluntary Observing Ships program, along commercial ship lines crossing the Solomon Sea, but sampling in these areas is too sparse to provide a

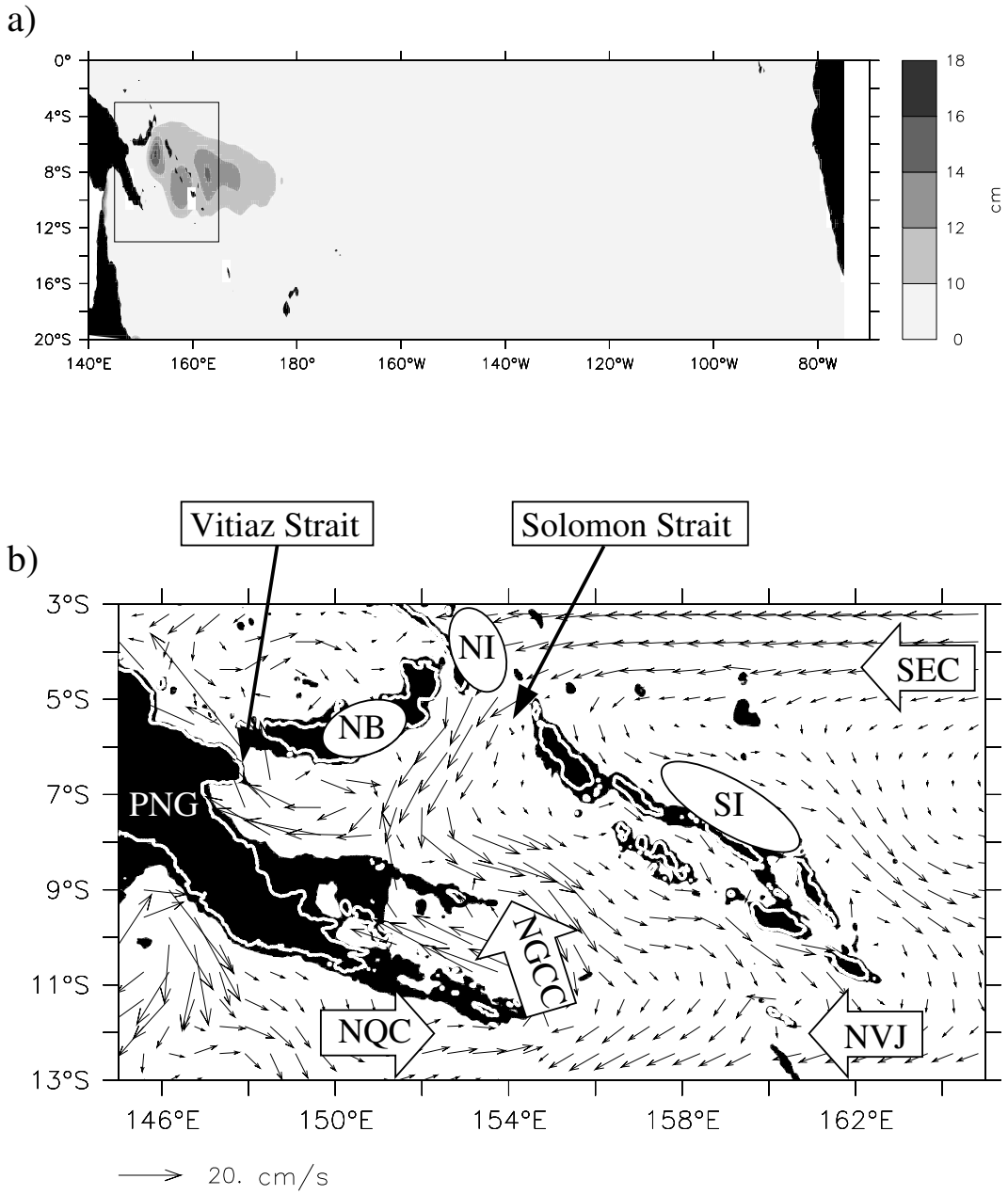


FIG. 6.1 – a) Sea level variability in the south tropical Pacific from AVISO gridded data for the November 1992 - December 2008 time period. The rectangle delimitates the region of interest. Units are shown in cm. b) Mean surface circulation in the region of interest as provided by the 1/12° resolution primitive equation model. The land and the first 500 m oceanic depth are in black, the white line delineates the coast line. PNG : Papua New Guinea ; NB : New Britain ; NI : New Ireland ; SI : Solomon Island ; SEC : South Equatorial Current ; NVJ : North Vanuatu Jet ; NQC : North Queensland Current ; and NGCC : New Guinea Coastal Current.

useful description of this complex area. Some Argo floats have entered the Solomon Sea but specific deployment of Argo floats are not actually planned in this region of very uneven bathymetry and strong currents. To document flow through the straits, Western Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (WEPOCS) in 1985-1986 collected the first hydrographic and current meter measurements (Lindstrom et al., 1987, 1990). Vitiaz Strait data were also collected in 1992-1993 by mooring buoys in order to provide an estimate of transport variability over an annual cycle (Murray et al., 1995). An observational effort, supported by SPICE, is beginning. Recently, the FLUSEC1 cruise (Maes et al., 2009) provided the characterization of water masses entering the Solomon Sea during a single snapshot. Since 2007, gliders were regularly deployed in the Solomon Sea in order to monitor the entering current flux.

Thus far, only a few works have been dedicated to Solomon Sea circulation and variability. In situ observational studies have shown that boundary currents have their core in the subsurface (Lindstrom et al., 1987, 1990; Butt et Lindstrom, 1994; Murray et al., 1995). Using a high-resolution model analysis, Melet et al. (2010a) proposed a scheme for thermocline circulation in the sea, and detailed a double system of boundary currents. The main system flowing along the PNG coast was formed by the NGCU that permanently flows equatorward. One branch exited the Solomon Sea through Vitiaz Strait whereas the other, named the New Britain Coastal Undercurrent (NBCU), flowed eastward along the south coast of New Britain and exited through Solomon Strait. The secondary WBC system flowed along the eastern side of the Solomon Islands, and New Ireland. In the surface layers the New Guinea Coastal Current (NGCC) was classically described as a seasonal boundary current flowing above the NGCU that reversed direction twice a year in response to monsoonal winds (Tomczak et Godfrey, 1993; Qu et Lindstrom, 2002; Ueki et al., 2003). Two studies were based on sea level data. Ridgway et al. (1993) analyzed the sea level response to the 1986-1987 ENSO event in the vicinity of Papua New Guinea through tide gauges, and XBT data. From altimeter data, Qiu et Chen (2004) analyzed the seasonal modulation of the eddy field in the South Pacific Ocean.

High sea level variability (Fig. 6.1a) and a high level of eddy kinetic energy (Qiu et Chen, 2004) in the south-west tropical Pacific Ocean were a strong motivator for further exploring annual and interannual variability from sea level data in the Solomon Sea. Altimetry provides direct access to the sea level anomaly (SLA) signal. Sea level gradients also provide access to geostrophic current anomalies at the surface. Therefore, a part of the discussion here will focus on variability in the geostrophic component of the current system within the Solomon Sea, and especially on the signature of WBCs at the surface. Another part of the discussion will focus on the origin of various variability signals in time and space that emerge from altimetric analyses. A $1/12^\circ$ resolution primitive equation model was utilized to provide an additional source of information to support and complement results derived from altimeter data.

The most readily available altimetric products provided by AVISO, were gridded fields that merged satellite data from different altimetric missions including TOPEX/Poseidon (T/P) and ERS. Since complex bathymetry in the Solomon Sea was not taken into account during spatial interpolations and due to numerous amounts of flagged data in the coastal area, the product may be partly inappropriate for our study. For this reason, a complementary analysis using altimetric data was performed based on original along-track T/P data upon which specifically designed processing was performed.

The altimeter datasets that were used, obtained from the AVISO database and repro-

cessed along-track data, are first introduced in Section 2 along with the model description. The overall results for sea-level variability in the Solomon Sea are presented in Section 3. Section 4 focuses on the variability related to WBCs. Section 5 focuses on high eddy activity within the Solomon Sea. The summary and conclusions are presented in Section 6.

2. Data and model

As mentioned previously, in order to study oceanic variability in this region which is relatively void of *in situ* data, altimetry products obtained through two complementary datasets were utilized : gridded AVISO data and along-track T/P data. In the latter, data were specifically reprocessed to provide reliable data near the coast or in shallow water. A 1/12° resolution primitive equation model, described below, provided additional information to support and complement physical interpretations derived from altimeter data.

2.1. Gridded AVISO data

Altimeter products distributed by AVISO, with the support of CNES[1], were the primary products utilized for this study. We considered a merged product that combined data from different altimetric missions. Depending upon time, up to four altimetry satellites were available (Jason1-2, Envisat or ERS1-2, Topex/Poseidon and Geosat Follow On). ERS1-2 provided a finer spatial resolution than GFO and Topex/Poseidon/Jason1-2 (respectively, ∼80 km, ∼164 km, and ∼315 km at the equator and a coarser time resolution ∼35 days, ∼17 days, and ∼10 days, respectively). A mapping procedure using optimal interpolation and realistic correlation functions was applied to produce SLA maps for a given date. Combining data from different missions significantly improved estimations of mesoscale signals (Pascual et al. 2006). SLA data were computed by referencing a 7-year average. The 1/3° x 1/3° gridded AVISO maps data were obtained every 7 days. The period under consideration ranged from Nov. 1992 to Dec. 2008. Despite limitations, as discussed in subsequent sections, gridded AVISO data were able to provide useful information in our study.

A look at the data showed that mapping did not take into account all of the numerous islands, and that the data were often interpolated over the island chains, that in reality formed significant barriers that separated different regimes. Additionally, it is known that standard altimetry products are not reliable near coasts and that the corresponding data are often skipped in datasets during quality control checks. The fact is that it is very difficult to adapt a standard procedure to apply valid geophysical corrections to the entire world's coastal ocean. Our motivation for developing another specific product (next section), dedicated to the Solomon Sea area, was to retrieve valid information near coasts.

2.2. Along-track DEGEO data

The second altimetric dataset employed in the study was built from original T/P GDR (Geophysical Data Record) data at a rate of one-per-second, with a spacing of 6 km along the satellite track and collected between Nov. 6, 1992 and Aug. 6, 2002 (i.e. 360 passes) (as distributed by AVISO). Only a few tracks crossing the Solomon Sea were selected (Fig. 6.2). Original T/P data were reprocessed using the XTRACK processing chain (Ro-

[1]http ://www.aviso.oceanobs.com

blou et al., 2007), developed by the Center for Topographic studies of the Oceans and Hydrosphere (CTOH/LEGOS, http ://www.legos.obs-mip.fr/fr/observations/ctoh) dedicated to coastal applications. The reprocessing involves an ad hoc editing strategy of the data records, and a careful extrapolation/interpolation of missing or defective corrective terms of the altimetric measurement in the coastal strip. Tidal corrections were derived from the higher-accuracy FES2004 model (Lyard et al., 2006). Oceanic high-frequency atmospheric-forcing response corrections were derived from the MOG2D model (Carrère et Lyard, 2003). Orbit errors were reduced by a stability criterion, and an inversion method was applied to derive a new high-resolution mean sea surface along the satellite's ground tracks. We also defined a more accurate and fine-scale land-sea mask to limit land contamination from the satellite footprint in coastal areas.

We post-processed the XTRACK altimetric SLA dataset to flag erroneous data using similar criteria as employed by Durand et al. (2009) for the East India Coastal Current. First, a 4-sigma filter (sigma is referred to as the variance of SLA for a given altimetric point) and a 2-sigma cycle-to-cycle difference filter was applied. Then, the data were relocated on a reference track corresponding to the barycenter of the 360 satellite groundtrack passes if available, thereby providing geographical corrections. A slope criterion was then applied in coastal regions. If the difference of the rms of the SLA between the altimetric point closer to the land and its offshore neighbour was higher than 2 cm, the data of the coastal altimetric point was flagged and discarded. The filter was applied several times. An included data point must have had a minimum of 200 valid data passes within the 360 considered to be valid and not flagged. Finally, additional specific track-by-track subjective filtering was performed in order to remove erroneous data. Filtering consisted of a SLA variance threshold locally defined for each track and/or a bathymetric filter flagging all of the data points located in regions shallower than 500 m. The last filtering procedure was specific for each track, since no automatic procedure to remove erroneous data near coasts is currently available (to our knowledge).

The benefits of the new products in regards to AVISO data operational products are effective for individual tracks in terms of the numbers of valid data points (the number of cycles and the number of data points recovered along each individual track), especially near coastlines. The benefit of this new processing is illustrated, in an example, in Figure 6.2b for track 251. In regard to the number of cycles, the gain was 6%, which equates to 21 more cycles than for AVISO data during the same time period.

2.3. Model

The 1/12° resolution model used in this study is described in detail in Melet et al. (2010a). Therefore, only a brief description is provided here. In short, the high resolution model is interactively nested (two-way nesting) in a 1/4° regional model of the southwest Pacific, which itself is embedded (open boundaries) into a global 1/4° global OGCM. The model formulation is based on standard primitive equations using a z vertical coordinate system. The model uses the NEMO numeric code, as utilized by several European Union laboratories (http ://www.nemo-ocean.eu).

The primitive equations (PE) are discretized on an isotropic Arakawa C grid, using a Mercator projection. The vertical coordinate is geopotential with 46 prescribed z-levels ranging from the surface to 5875 m (6 to 15 m vertical resolution in the upper 100 m). To improve the bathymetry representation with z-coordinates, a partial step parameterization is used to allow bottom cells depth to be adaptative and to differ from the vertical

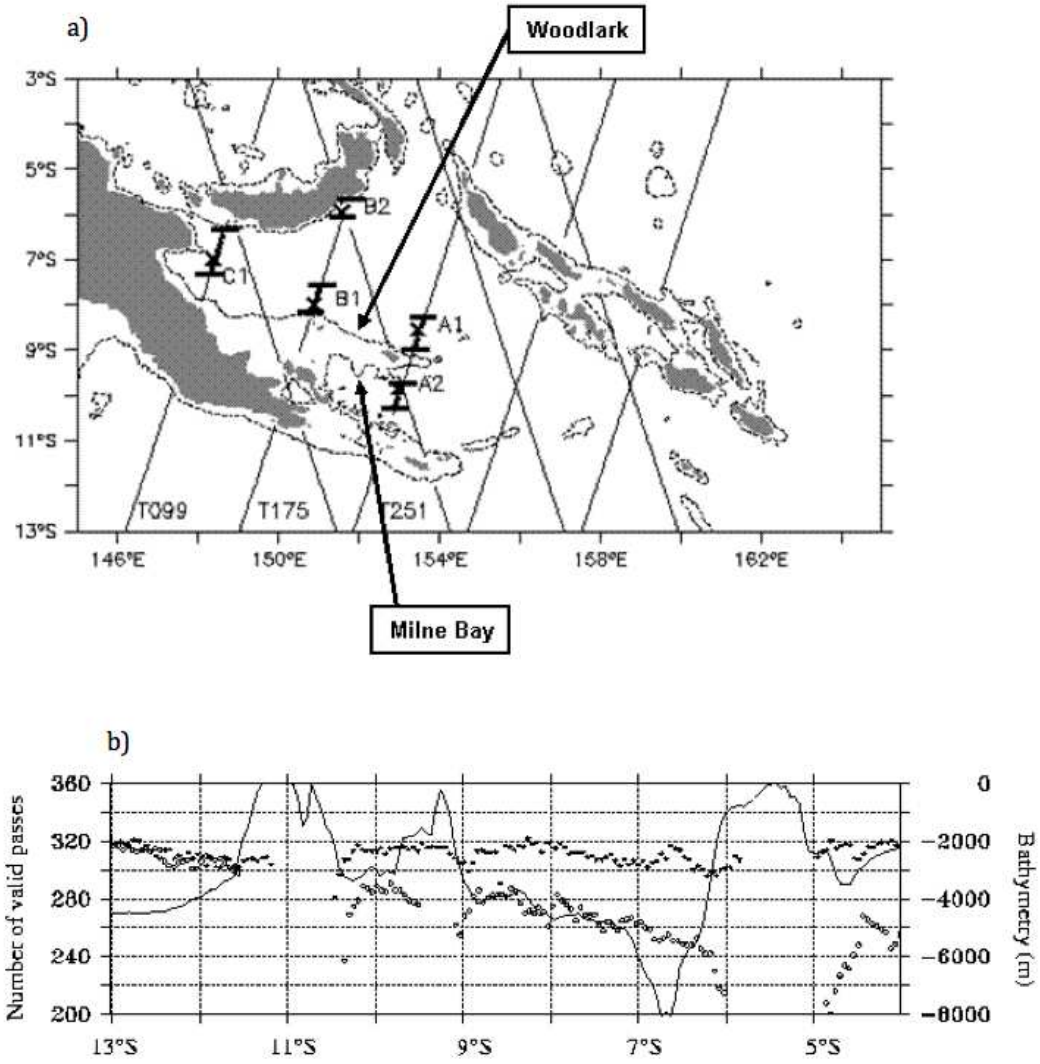


FIG. 6.2 – a) TOPEX/Poseidon tracks over the Solomon Sea. Three tracks (099, 175, and 251) were selected because they were sufficiently orthogonal to the coast. The dashed line is the 500 m isobath. Cross track WBCs are located by the thick line. Crosses are located at the point of maximum variability for the current. b) A data processing example for track 251. The black line indicates bathymetry along the track. Dots show the number of valid cycles as a function of latitude for standard processing (AVISO product, white dotes) and new processing (CTOH/LEGOS product, black dots).

prescribed levels (Barnier et al., 2006). The model was forced by realistic winds, and atmospheric temperature and humidity provided from the ECMWF ERA40 reanalysis (6h fields). Precipitation (monthly fields) and long and short wave radiation (daily fields) were provided by the Common Ocean-ice Reference Experiments (CORE) dataset, developed by Yeager et Large (2004) at NCAR (Boulder, CO, USA).

3. Overall description

The current system connecting the Coral Sea to the western equatorial Pacific (south of the Solomon Sea) is composed of the North Queensland Current (NQC) flowing northward along the Australia coast up to the Gulf of Papua and the Solomon Sea, and to a lesser extent by the North Vanuatu Jet (NVJ) that is formed by the splitting of the SEC at the northern tip of the Vanuatu archipelago (Qu et Lindstrom, 2002; Kessler et Gourdeau, 2007; Gourdeau et al., 2008). North of the Solomon Sea (along the PNG coast) the system is composed of the NGCU/NGCC currents. Both currents are described as flowing north-westward and evolve relatively in phase at annual and interannual time scales (Kuroda, 2000; Ueki et al., 2003). If the core of the WBC is found in the subsurface in the NGCU, the NGCC (in the surface layers) exhibits higher variability and is intensified during boreal summer, when it becomes weakened or even reversed south-eastward during boreal summer, in relation to variations of along-shore wind forcing (Ueki et al., 2003). In the Solomon Sea the pathways of these currents are strongly constrained by bathymetric features, and have been relatively unknown until now. Using the model, Melet et al. (2010a) described the circulation at the thermocline level encompassing the NGCU mainly fed by the NQC. The NGCU was divided into two branches when it exited the Solomon Sea : one at Vitiaz Strait, and another that flowed along the south coast of New Britain in the NBCU before exiting via Solomon Strait. In the surface layers, the main NGCC branch enters the Solomon Sea through Milne Bay and escapes to the north through the few channels crossing the Woodlark before to exist at Vitiaz Strait (Fig. 6.1b). A SEC inflow enters the Solomon Sea via Solomon Strait. A part of the SEC inflow directly circulates in the NGCC close to the Woodlark, and another part recirculates in the NVJ that is as strong as the NQC.

The following discussion reviews results obtained from gridded AVISO data products. The SLA averaged over the Solomon Sea showed a +/- 20 cm range in temporal variation during the 1992-2008 time period (Fig. 6.3a) with a clear annual signal that is strongly modulated on interannual timescales. A spectral analysis of the SLA time series exhibited three main peaks : one annual signal with a 5 cm magnitude (16% of the signal variance), and two interannual signals at a 2.5 and at a 5 year period with a 5 cm and a 5.5 cm magnitude respectively (not shown). Both annual and interannual timescales explained 63% of the signal variance.

Temporal variations in the SLA within the Solomon Sea looked very much like those observed both in the Bismark Sea (north of the Solomon Sea) and east of the Solomon Islands (not shown) suggesting that the Solomon Sea is part of the variability influencing the whole southwest Pacific. Agreement within the open ocean south of 11°S was less obvious. The sharp phase shift in the annual cycle of wind stress curl at a latitude of 11°S (Kessler et Gourdeau, 2007), that delimitates two different dynamic regimes, should greatly contribute to the SLA difference between the Solomon Sea and the area away from its southern boundary.

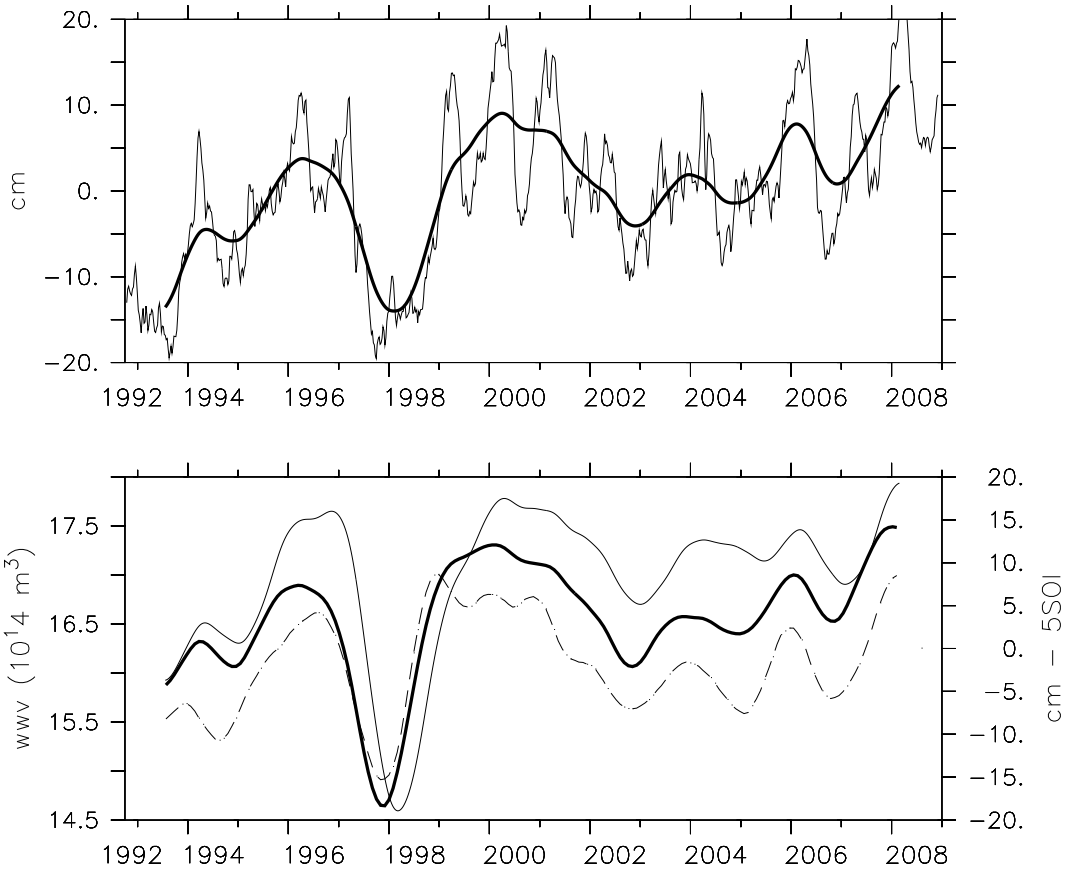


FIG. 6.3 – a) Time evolution of the SLA averaged over the Solomon Sea. Superimposed on the full signal (thin line) is the low pass filtered signal (thick line). The low pass filter has a half power at 18 months. Units are shown in cm. b) The dashed line shows the South Oscillation Index (for convenience 5× SOI is plotted). The thick line shows the temporal function of EOF mode 1 computed from the SLA averaged over the tropical Pacific basin (15°S-15°N) (in cm). The thin line shows the WWV changes in the western tropical Pacific as defined by Meinen (2005) (10^{14} m^3). The different datasets have been low pass filtered according to the low pass filter SLA signal.

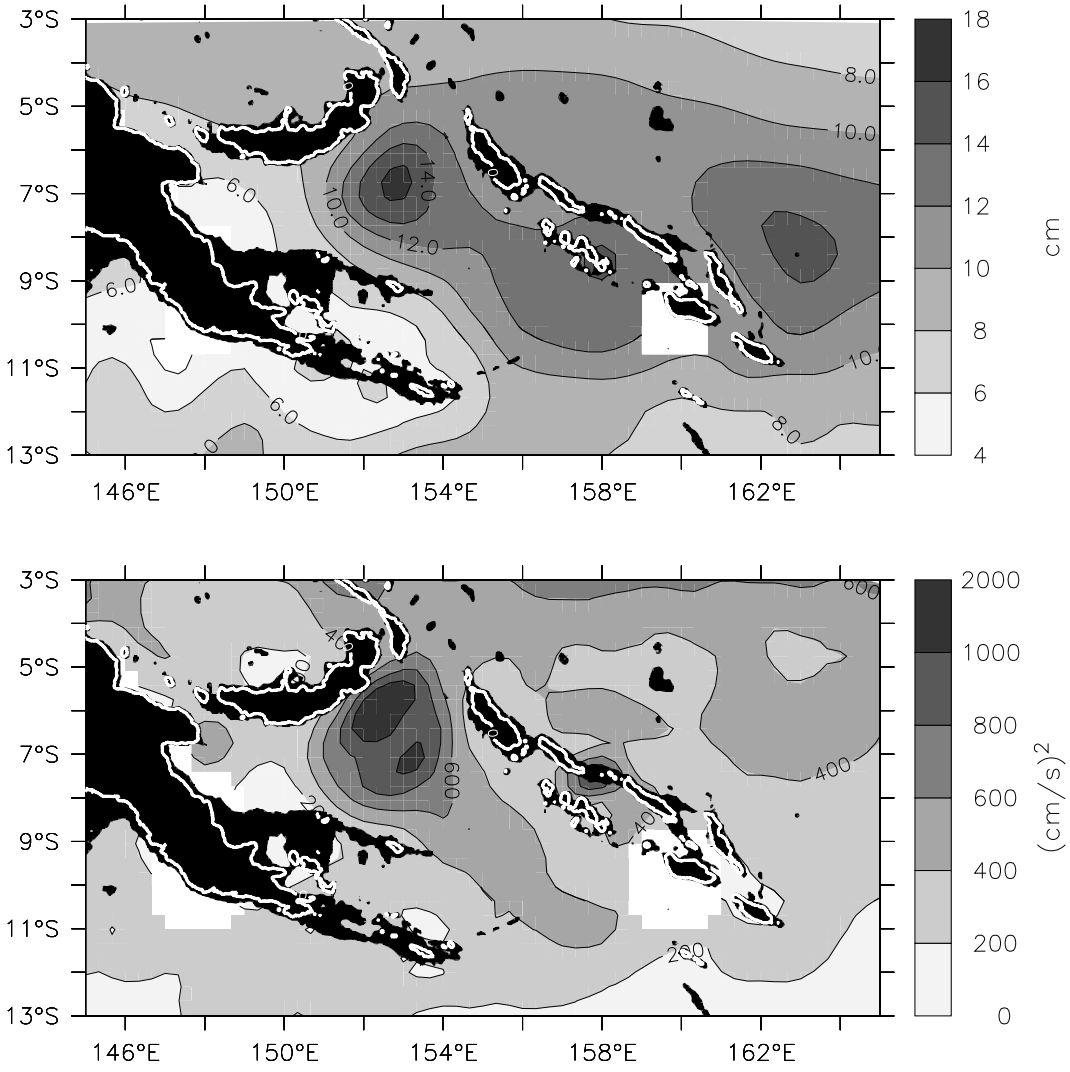


FIG. 6.4 – a) map of the rms SLA variability over the Solomon Sea for the 1992-2008 period from the AVISO data base. Units are shown in cm. b) Eddy kinetic energy computed from the AVISO SLA data base. Units are shown in cm^2/s^2. The land and the first 500 m oceanic depth are in black, the white line delineates the coast line.

Within the Solomon Sea, SLA spatial variability ranged between 6 and 16 cm rms, representing a well-marked spatial distribution with a clear distinction between the western and eastern Solomon Sea (Fig. 6.4a). The western Solomon Sea is characterized by relatively low SLA amplitudes, particularly near the coast where the main WBC system NGCC/NGCU currents flow along the main New Guinea shore. In contrast, the eastern Solomon Sea is characterized by relatively high SLA amplitudes. The highest level of variability, up to 16 cm rms, was quite localized in front of Solomon Strait. High variability is in accordance with complex current recirculation that developed in the model for this area (Melet et al., 2010a). The western and eastern Solomon Sea SLA signals are highly correlated (0.91 correlation) with their variability that varies from 5.6 cm rms to 10.4 cm rms respectively. The difference in SLA variability between both basins is mostly explained by a dominant interannual signal in the eastern basin with a 8.1 cm rms against a 3.9 cm rms in the western basin.

Eddy kinetic energy (EKE) was computed from AVISO altimetric data through the classical formulation :

$$EKE = \frac{1}{2}(U'^2 + V'^2) \tag{6.1}$$

Where U' and V' are the geostrophic current anomalies derived from SLA :

$$U' = \frac{-g}{f}\frac{\partial SLA}{\partial y} \tag{6.2}$$

$$V' = \frac{g}{f}\frac{\partial SLA}{\partial x} \tag{6.3}$$

f is the Coriolis parameter and g the gravity acceleration.

The EKE reached an average level of 419 cm^2/s^2 over the Solomon Sea, which is a high value compared to the 242 cm^2/s^2 that was measured for a larger region by Qiu et Chen (2004). The EKE field showed that the smallest values are found in the western region, and that the highest values are principally located in the northeast part of the basin (as related to the previously mentioned patch of high SLA variability) and that it extends to the south in the mid-basin (Fig. 6.3b) following the SEC pathway (Fig. 6.1b). The EKE signal integrates the effects of both a meso-scale activity and also the low frequency variability of the current system, namely the SEC inflow in that case (see section 5.)

Therefore, the Solomon Sea can roughly be divided into two main areas. The eastern and central basin is a turbulent area, especially in its north part where a SEC inflow enters the Solomon Sea at Solomon Strait (Fig. 6.1b). The highest EKE energy levels (1000 cm^2/s^2) are found there, and are equivalent to a rms velocity anomaly of 30 cm/s. The interannual variability is dominant, and contributes to the enhanced EKE signal. The western basin is dominated by a mean flow characteristic of WBC activity, with a core amplitude up to 60 cm/s at a depth of 200 m (Melet et al., 2010a), and, at the surface, an annual variability as strong as the interannual one.

3.1. Annual time scale

At annual time scales, the signature of the SLA in the Solomon Sea is at a maximum in March/April, at a minimum in August/September (Fig. 6.5a), and differs from the variability east of the Solomon Islands, where a remotely-forced resonant Rossby wave regime dominates (Chen et Qiu, 2004). The Rossby waves, generated in the east central

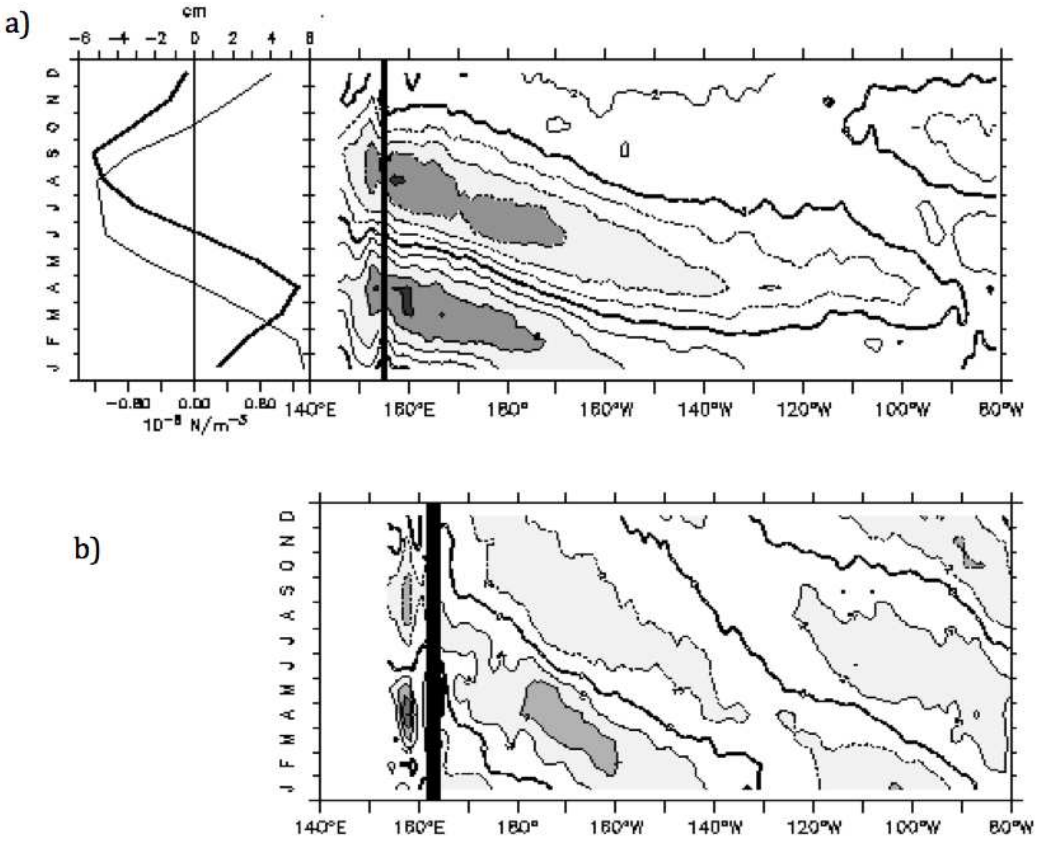


FIG. 6.5 – a) Left : Annual cycle of the SLA (thick line) and of the ERS wind stress curl (thin line) averaged over the Solomon Sea. Right : Time-longitude diagramm of the SLA in the 5°-6°S latitudinal band over the Pacific. The location of Solomon Strait is marked by the thick line at 155°E. b) Time-longitude diagramm of the SLA in the 10°-11°S latitudinal band over the Pacific. The location of the Solomon Islands is marked by the thick line. The contour intervals are 2 cm.

Pacific, propagate to the west at the same speed as wind forcing. In the Solomon Sea the phase of wind forcing matches that of the altimetric SLA by 1-2 months (Fig. 6.5a), in good agreement with data from Chen et Qiu (2004) for the western basin. The Rossby waves impinge the Solomon Islands with a phase lag reflecting a decrease in the Rossby wave speed with latitude. Downwelling Rossby waves arrive at 6°S (the latitude of Solomon Strait) in March-April (Fig. 6.5a), whereas the waves arrive at 11°S (latitude of Makira Island) in July-August (Fig. 6.5b). The Rossby wave signal at 11°S is lower than at 6°S, out of phase with the SLA signal in the Solomon Sea. The phase relationship between a SLA variability in the Solomon Sea and Rossby waves at 6°S, with a 5-6 cm amplitude, argues for a strong connection between the Solomon Sea and the open ocean at Solomon Strait.

The SLA cycle induces a maximum south-eastward surface geostrophic velocity anomaly during March-April in the Solomon Sea (Fig. 6.6), and indicates a decrease in the NGCC. South of the Solomon Sea, the eastward anomaly induces an increase in the NQC, and a decrease in the NVJ. The opposite situation exists in August-September. In fact

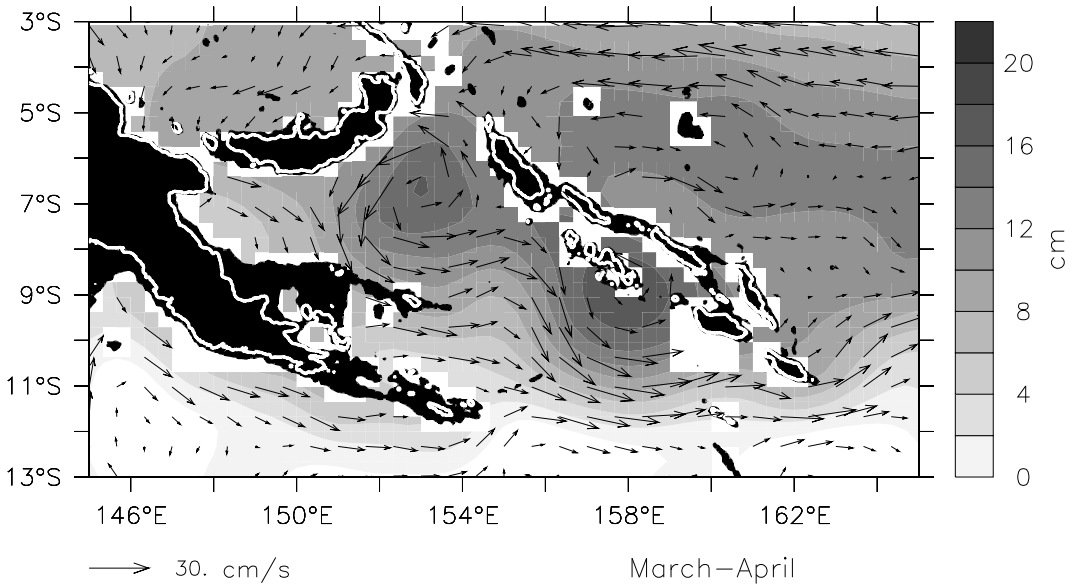


FIG. 6.6 – Anomalies of the annual SLA signal for the March-April period from SLA AVISO gridded data are shown by gray shading. Superimposed are the corresponding surface geostrophic current anomalies for the March-April period. The land and the first 500 m oceanic depth are in black, the white line delineates the coast line.

when the NVJ is strong it feeds water to the boundary such that both the NGCC anomaly is strong toward the equator (i.e. a NGCC increase) and the NQC anomaly is strong away from the equator (i.e. a NQC decrease). It is notable that the surface description determined from altimeter data provides similar conclusions as an analysis of OGCMs for a depth-averaged circulation in the southwest Pacific by Kessler et Gourdeau (2007), and for thermocline circulation in the Solomon Sea as determined by Melet et al. (2010a). More details regarding the variability of WBCs are given in the next section.

3.2. Interannual time scale

Let us recall what is observed at interannual time scale in the all tropical Pacific. Two main EOFs modes are representative of interannual sea level variability (Alory et Delcroix, 2002). The first mode is the well known ENSO mode characterized by a zonal tilt (Fig. 6.7a). The basin-scale first mode, in phase with ENSO, shows zonal migration of the warm pool, and as a consequence expresses the Warm Water Volume (≥ 20°C ; Meinen et McPhaden (2001)) changes in the western equatorial Pacific ($WWVw$, [120°E-155°W ; 5°S-5°N]). The second mode (not shown), characterized by a meridional seasaw centred at 5°N, is seen as a meridional recharge/discharge mode and leads ENSO by 7 months, and expresses the Warm Water Volume (WWV, [120°E-95°W ; 5°S-5°N]) exchanges between the Equatorial Pacific Ocean and higher latitudes (Meinen et McPhaden, 2001). Altimetric observations have already been utilized, with success, by Meinen (2005), to document WWV changes over the Pacific Ocean. It is the incompletely balanced meridional interior transport by western boundary currents which leads to low frequency changes in the WWV consistent with the oscillator hypothesized by Jin (1997). Modeling studies have determined the net meridional transport (interior + WBC) in the equatorial Pacific (Lee et Fukumori, 2003; Kug et al., 2003; Ishida et al., 2008), and most point out that these

transports are highly influenced by meridional asymmetry between the northern and southern hemispheres. Antisymmetric characteristics are mainly due to a southward shift in the maximum zonal wind stress anomaly during the ENSO mature phase at the origin of strong wind stress curl in the South Western Pacific that generates large negative SLA. As a consequence, transports are stronger in the southern hemisphere than in the northern hemisphere, and in the southern hemisphere most of the modeled interior transport is compensated by the WBC transport (Ishida et al., 2008; Luebbecke et al., 2008).

In the Solomon Sea, the interannual signal is the dominant signal, and is directly related to ENSO activity, represented here by the SOI index (Fig. 6.4b). An EOF analysis of the Solomon Sea SLA indicated that 96% of the variance in the low frequency signal (half power at 18 months) was explained by one mode. Spatially, this regional mode looks like the basin-scale ENSO mode in the Solomon Sea ; its time-series greatly resembles that of the time-series for the basin-scale ENSO mode described above (Fig. 6.3b), indicating that a strong relationship exists between $WWVw$ changes in the western equatorial Pacific, sea level variability in the Solomon Sea, and corresponding changes in strength in South Pacific LLWBCs as will be discussed in the next section. During the period under consideration, the major event was the 1997-1998 ENSO with a negative 15 cm sea level anomaly over the Solomon Sea.

As illustrated by the ENSO mode, a signature for the 1997 El Niño, during the period July-December 1997, was the large patch of negative SLA extending on each side of the Solomon Islands that induced SLA gradients at the origin of surface geostrophic velocity anomalies (Fig. 6.7b). Offshore of the Solomon Sea, southeastward velocity anomalies developed north of 7°S in coordination with the depletion of $WWVw$, whereas westward velocity anomalies developed south of 10°S increasing the NVJ. Most of the anomalies turned north-westward in the Solomon Sea, increasing the NGCC, whereas a small part extended to the Australian coast, decreasing the NQC and suggesting that at the surface the Australian WBCs could mainly be controlled by the SEC inflow around 10°S ; not only at the annual time scale as shown by Kessler et Gourdeau (2007), but also at an interannual time scale. In the Solomon Sea, north-westward surface geostrophic flow anomalies as high as 20 cm/s are mainly located in the western Solomon Sea. The anomalies bifurcate at the New Britain coast before escaping through Vitiaz and Solomon straits. Therefore, WBCs flowing in the Solomon Sea are reinforced during the growing phase of El Niño to fill the western equatorial Pacific when the $WWVw$ decreases due to a divergence of the interior flow. The surface description from altimetry confirms the role of the Solomon Sea as the pathway of WBC anomalies in phase opposition with interior geostrophic flow as pointed out by several model studies (Kug et al., 2003; Ishida et al., 2008).

To summarize, at seasonal and interannual time scales, the SLA evolves in phase in the Solomon Sea. The highest SLA variability is concentrated in the eastern Solomon Sea, particularly at the mouth of Solomon Strait where it is associated with a high EKE signal. The marked asymmetry in the SLA amplitude between the eastern and western Solomon Sea generates SLA gradients that produce surface geostrophic current anomalies in the Solomon Sea. The anomalous circulation within the Solomon Sea is principally related to the WBC's one. The SLA annual cycle seems to be highly influenced by Rossby waves at Solomon Strait. During austral autumn (spring) the SLA is at a maximum (minimum), and the surface geostrophic velocity anomalies show an exiting (entering) flow at the southern Solomon Sea boundary. On an interannual time scale, the Solomon Sea SLA signature corresponds to the basin scale first ENSO mode. Surface geostrophic velocity

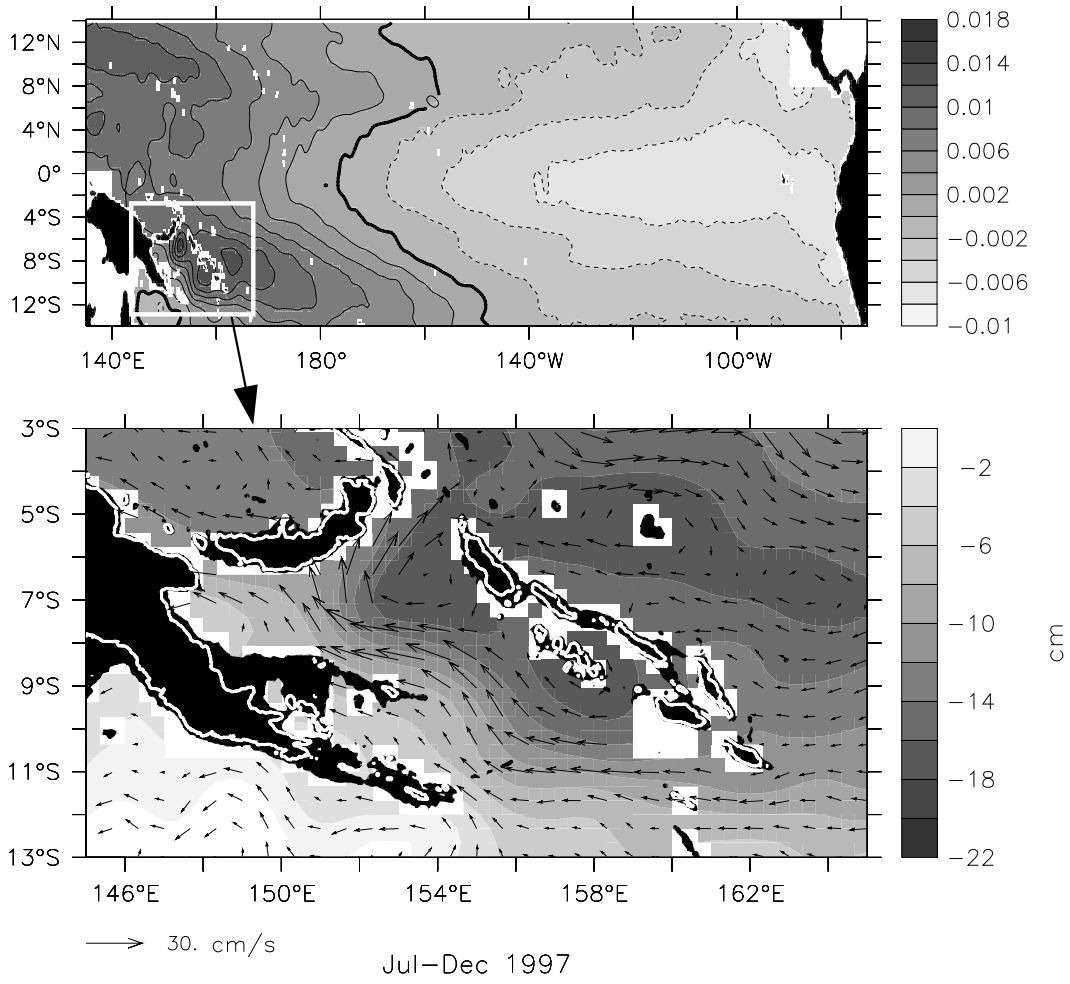


FIG. 6.7 – a) EOF mode1 from AVISO gridded SLA data for the tropical Pacific. b) Low-pass filtered (half power at 18 months) SLA anomalies during the 1997 El Niño averaged for the July-December 1997 period, in grey shading. Superimposed is the corresponding anomalies of surface geostrophic currents. The land and the first 500 m oceanic depth are in black, the white line delineates the coast line.

anomalies from altimetry confirm the role of the Solomon Sea as the pathway of WBC anomalies in phase opposition with the interior geostrophic flow. In the next two sections, we detail the variability in the WBC on the western side of the basin, and eddy activity on the eastern side of the basin.

4. Variability in the western Solomon Sea : The WBCs

WBCs in the Solomon Sea refer to the NGCC/NGCU current system that is highly constrained by topographic features. Such structures cannot be well depicted from the gridded AVISO dataset. Along-track data that we have processed in coastal areas (see section 2) are used to document variations at the surface of the Solomon Sea WBCs at annual and interannual time scales, assuming that alongshore flow is in geostrophic balance. The first step was to localize these thin coastal currents. We selected three descending tracks (251, 175, 99) that were sufficiently orthogonal to the coast to favourably determine alongshore currents (Fig. 6.2a). Track T/P251 crossed Milne Bay and the eastern tip of the Woodlark Islands. Further west, track T/P175 sampled the northern shelf break of the Woodlark Islands, and reached the southern coast of New Britain. Track T/P099 sampled the area at the mouth of Vitiaz Strait. Cross-track geostrophic current anomalies were derived from along-track SLA gradients. Data gaps were small enough to adequately resolve periods greater than 2 months. Our dataset allowed the monitoring of the variability of boundary currents to within a few km of the shore, defined as the shelf break intersecting the 500 m isobath. Hovmuller plots of the along-track current anomalies show a coherent signal extending off the coast at annual time scale (not shown) that we consider as the signature of the WBCs. To accurately define the WBCs along the track, the maximal annual current variability is located from the coast, and the geographical extension of the WBCs is defined as the region in which correlations with the point of maximal annual variability are larger than 0.85 (an example for T/P251 is shown in Figure 6.8). In the following, WBC anomalies are defined as current anomalies averaged over the pre-defined width of the WBC. Cross-track boundary currents are located in Figure 6.2a, and their characteristics are detailed in Table 6.1. A clear annual signature of currents was detected in Milne Bay (A2), along the Woodlark (A1, B1), at the mouth of Vitiaz Strait (C1), and at the New Britain coast (B2). The typical width of the currents was around 70 km, except at Vitiaz Strait where it was wider (100 km), and at the New Britain coast where it was only 50 km wide.

	A1	A2	B1	B2	C1
Location of maximum rms	153.5°E 8.6°S	153.0°E 9.8°S	150.9°E 8.0°S	151.6°E 6.0°S	148.4°E 7.0°S
Width (km)	85	68	77	52	119
Annual cycle amplitude (cm/s)	10	15	18	15	25

TAB. 6.1 – The location and characteristics of different coastal currents located along the altimeter tracks, as presented in Figure 6.2a.

4.1. Annual variability

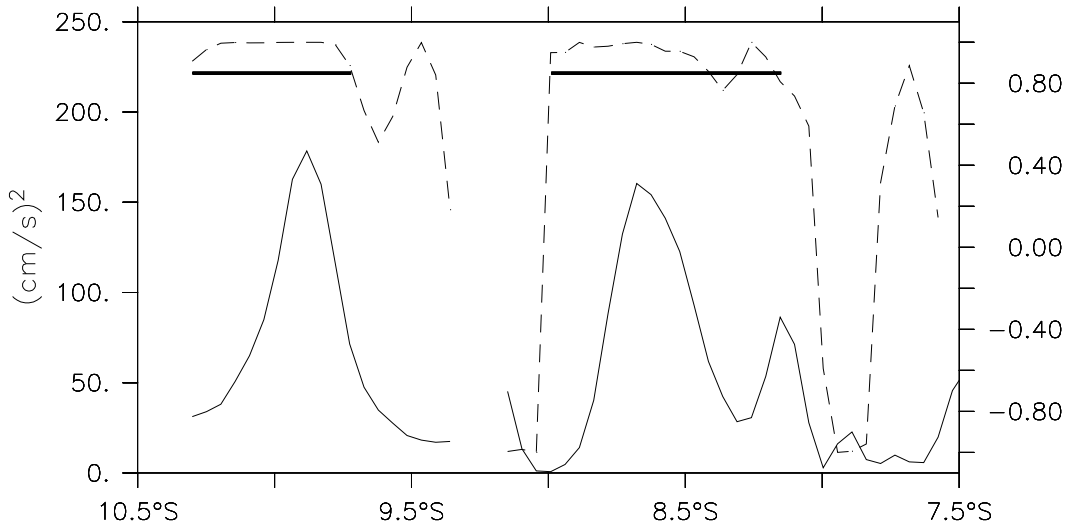


FIG. 6.8 – Variance of annual current variability (continuous line, in cm^2/s^2) plotted for the T/P251 track as a function of latitude. The hole at approximately 9.2°S indicates Woodlark Island. A1 and A2 locate the points of maximal annual variability near the coast that make reference to the currents found at the eastern tip of Woodlark and in Milne Bay, respectively, as shown in Figure 6.2a. The correlation with the point of the maximum variability is shown by the dashed line. The width of the current is defined as the region in which the correlation is larger than 0.85 (thick line).

The annual cycle of boundary currents exhibited different amplitudes, and phases (Fig. 6.9a) that illustrate the complex circulation at the surface (Fig. 6.1b). The WBCs at A2, B1, and C1 are located in the northward flux composed of the NGCC/NGCU current system whereas the WBC at A1 is located in the southward flux from the SEC overlaying the NGCU. At the New Britain coast, the WBC at B2 does not correspond to a well defined mean surface current although it overlays the NBCU. The NGCC amplitude varied from 15 cm/s in Milne Bay (A2) to 25 cm/s at Vitiaz Strait, and their respective transport anomalies at the surface varied from 10^4 m^2/s to 3.10^4 m^2/s. The NGCC flowing into Milne Bay (A2) was at a minimum in March and at a maximum in September, and was in phase with the NGCC north of Woodlark (B1). At Vitiaz Strait, the NGCC (C1) leads the NGCC in Milne Bay (A2) by 1-2 months. The minimum occurred in February and the maximum occurred in August, and was phased with the variability at the eastern tip of Woodlark (A1). Variability at the New Britain coast (B2) was in phase opposition with the NGCC at Woodlark (B1) meaning that when the NGCC increases (decrease), eastward (westward) current anomalies to Solomon Strait developed at the surface along the New Britain coast.

The different phase relationship between WBCs at the surface based on altimetry were consistent with the seasonal cycle of the WBCs at the thermocline level as analyzed in the study of Melet et al. (2010a). For instance, in Milne Bay the NGCU was at a maximum in October, phased with the NBCU, whereas the eastern part of the NGCU flowing in the central basin was advanced, and phased with the NGCU branch of Vitiaz Strait (maximum in August). The strongest annual variability of the NGCC transport located at the mouth of Vitiaz Strait resembled the NGCC variability north of PNG described as a response to

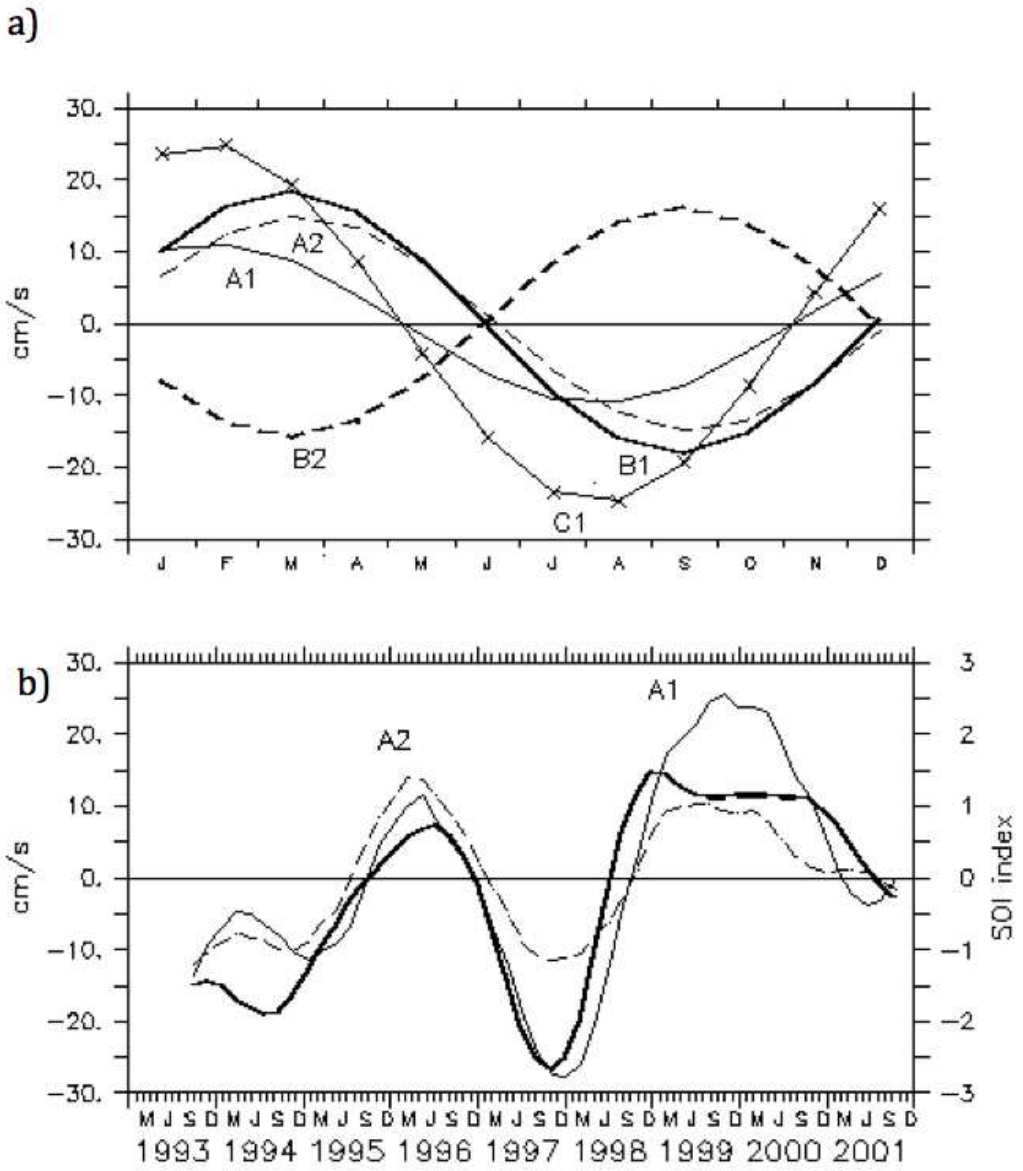


FIG. 6.9 – a) Annual variation of the WBCs velocities at the various locations defined in Figure 6.2a. Negative anomalies are westward anomalies (unit are cm/s). b) Interannual variation of the WBCs velocities at A1 (thin line), and A2 (dashed line) (unit are cm/s). Superimposed on the figure is the SOI index (thick line).

the local along shore monsoonal wind (Kuroda, 2000; Ueki et al., 2003). The monsoonal wind affects only the surface layers and could not explain the good correlation between variability at the surface and in the subsurface described here. It indicates that if the signal at Vitiaz was consistent with different sources of variability, the variability of the WBCs, which have their core in the subsurface at the level of the thermocline (Melet et al., 2010a), has a strong geostrophic signature at the surface detectable from altimetry.

4.2. Interannual variability

As sea level responds to ENSO (Fig. 6.3), altimetry can help to determine the interannual response of LLWBCs in the southwestern Pacific boundary. Ridgway et al. (1993) first studied the sea level response in the Solomon Sea due to the 1986-1987 ENSO, thanks to in situ tide gauges and XBT data. They provided estimation of anomalous geostrophic transport anomalies (Ta) in the Solomon Sea by using the simple expression :

$$Ta = g\Delta H\frac{D}{f} \tag{6.4}$$

where ΔH is the sea level difference from tide gauges between Port Moresby (PNG) and Honiara (Solomon Islands), and D is an e-folding depth of 150 m for the anomalous current approximated using XBT data.

Here, we apply the same formula using altimetry in regard to the current anomalies described above. The same D as that in Ridgway et al. (1993) was utilized. Along track data or AVISO gridded data provided similar transport anomalies (not shown), and we preferentially used the longest time series from AVISO gridded data. The estimation of low frequency transport anomalies was validated against the model outputs from both the modelled velocity, integrated from the surface down to 150 m depth, and SLA fields. Both estimations provided relatively similar results for transport anomalies at the south boundary of the Solomon Sea between the PNG and the Solomon Islands, as shown in Figure 6.10. The results indicate that surface variability is a good proxy for estimating a depth integrated transport anomaly. Also, a comparison with the total transport integrated from the surface to the bottom indicates that most of the variability is in the surface layers. Therefore, this method, applied to altimetric data, could be useful for monitoring transport anomalies.

Between the PNG and the Solomon Islands, transport anomalies at the southern boundary of the Solomon Sea were closely related to ENSO (Fig. 6.11a). Positive anomalies were observed in 1994, 1997, 2002, 2004, and 2006 in relation to El Niño events and negative anomalies associated with La Niña events were observed in 1995-1996, 1998-2000, and 2007-2008. The transport anomalies reaches 8 Sv during the 1997-1998 ENSO event, and since 2002, the signal had a clear biannual period. Transport anomalies in the Solomon Sea are intimately linked to the temporal variation of the $WWVw$ ($dWWVw/dt$) both in terms of phase and amplitude. Most of the time both curves were anti-correlated except during the transition phase between the 1997 El Niño and the 1998 La Niña. In fact, $dWWVw/dt$ lead the WBC variability by approximately 4 months with an anti-correlation as high as -0.7 indicating that $WWVw$ changes drive variations in the transport within the Solomon Sea that, in return, counterbalance most of the $WWVw$ changes.

The transport anomalies were principally associated with transport anomalies of the LLWBCs. As previously mentioned, LLWBCs entering the Solomon Sea were divided into a flow in Milne Bay (A2) and a flow arriving at the eastern tip of the Woodlark (A1). Both

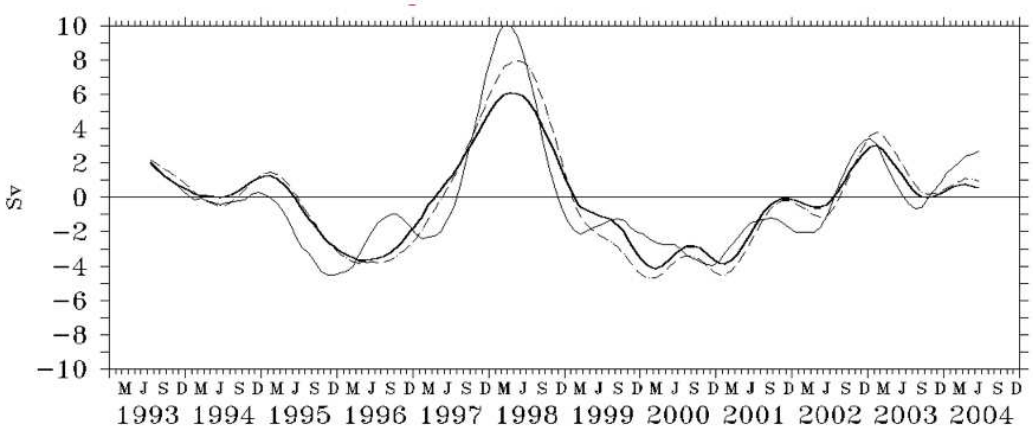


FIG. 6.10 – Model results showing transport anomalies at the southern boundary of the Solomon Sea computed by : 1) the SLA difference between PNG and Solomon Islands using an e-folding depth of 150 m (dashed line) ; 2) the velocity field of the model integrated from the surface to a depth of 150 m (thick line) ; and 3) the velocity field of the model integrated from the surface to the bottom (continuous line). Units are shown in Sv.

boundary currents evolve in the same way in phase with the SOI (Fig. 6.9b). Variations in the currents were higher at the eastern tip of Woodlark (A1) with a maximum amplitude up to 30 cm/s in December 1997. In Milne Bay the maximum amplitude was only 10 cm/s. Transport anomalies relative to each current were estimated by projecting the surface information, and summed to provide an estimation for transport variability. An e-folding depth of 200 m, corresponding to the depth in the core of the WBCs (Melet et al., 2010a) was found to give the best comparison with estimations of transport between the PNG and the Solomon Islands. The transport variability of the LLWBCs was very close to the one estimated by the SLA difference at the south entrance of the Solomon Sea (Fig. 6.11a). Therefore, if the SLA difference is a relatively simple way to monitor interannual transport anomalies in the Solomon Sea, it is also possible to follow the partition of the signal between different pathways (Milne Bay versus the eastern tip of Woodlark).

Like at the south boundary of the Solomon Sea, the transport anomalies at Vitiaz and Solomon straits are estimated (Fig. 6.11b). As expected, the sum of the transport anomalies at both straits balance the transport at the south boundary (Fig. 6.11a). The highest anomalies were observed at Solomon Strait and reached 6 Sv, whereas at Vitiaz Strait the anomalies were less than 4 Sv even during the 1997-1998 ENSO. Anomalies of transport at Solomon Strait were relatively well phased with $dWWVw/dt$, and lead the transport anomalies at Vitiaz Strait by approximately 9 months except during the 1997-1998 ENSO event, suggesting atypical character for this major event. During the 1997 El Niño, both of the transports at Solomon and Vitiaz straits were in phase to balance the huge anomaly of transports entering the Solomon Sea on the south. During the 1998 La Niña, equatorward flow exiting the Solomon Sea continues to prevail (Fig. 6.11a), and participates with westward transport anomalies in the equatorial band (associated with La Niña condition) to a drastic increase in $dWWVw/dt$ in the western equatorial Pacific that breaks the particular phase relationship between anomalous transport in the Solomon Sea and $dWWWw/dt$ described above.

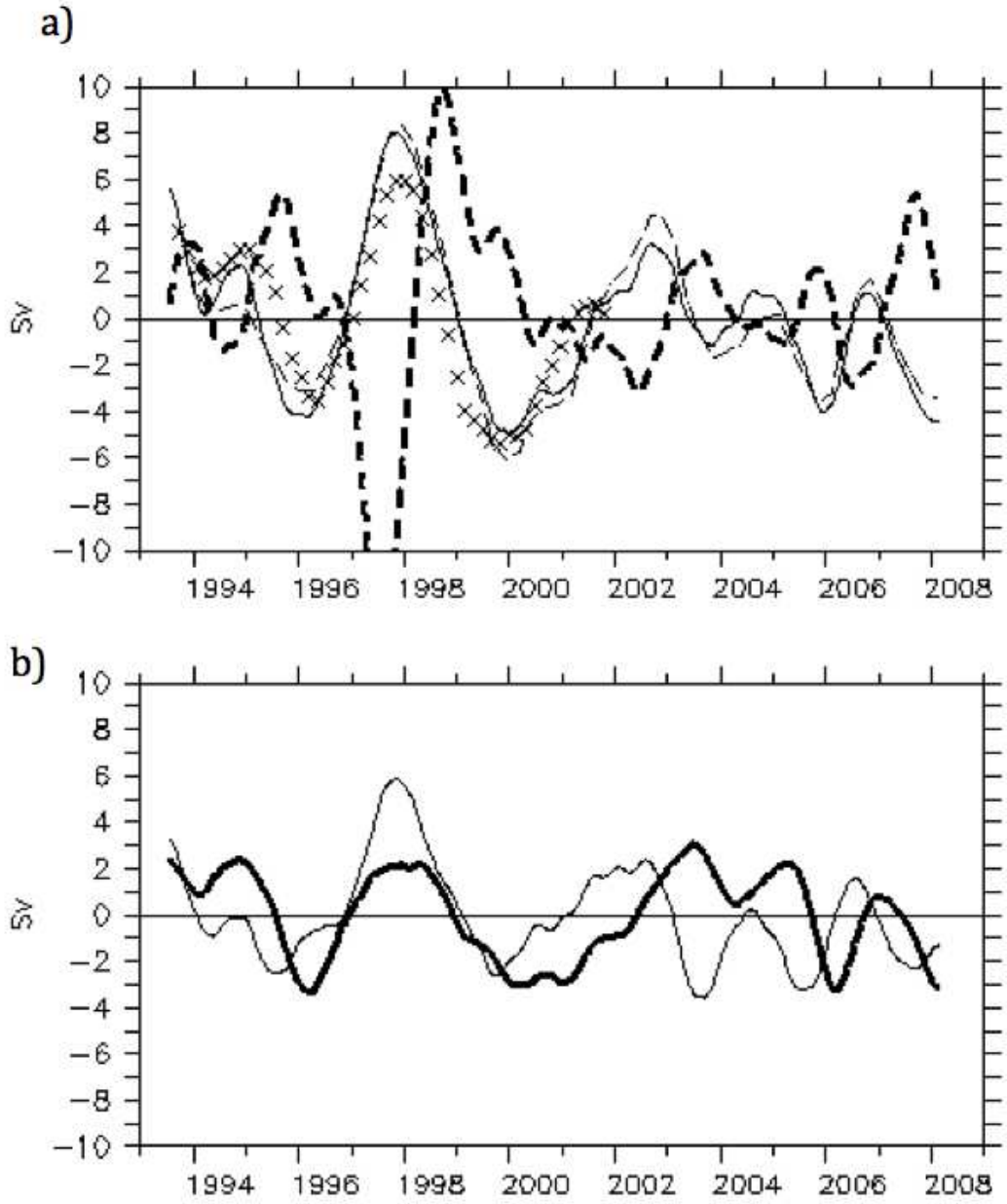


FIG. 6.11 – a) Time evolution of transport anomalies at the southern entrance of the Solomon Sea estimated by the SLA difference between PNG and Solomon Islands with an e-folding depth of 150 m (thin line). The cumulative transport anomalies estimated in the same way for Vitiaz and Solomon straits are shown by a thin dashed line. Warm water volume changes in the western equatorial Pacific ($dWWV w/dt$) are shown by a thick dashed line. Crosses represent the estimate for the cumulated transport anomalies in western boundary currents as defined for Milne Bay (A2) and for the eastern tip of Woodlark (A1) using an e-folding of 200 m. b) Time evolution of transport anomalies estimated for Vitiaz Strait (thick line) and for Solomon Strait (thin line) using the SLA difference on both sides of the straits and an e-folding depth of 150 m. Units are shown in Sv.

To summarize, LLWBCs are detected at the surface from an analysis of along-track SLA data. Both at annual, and interannual time scales their variability is highly related to the main WBCs flowing at depth. It means that if numerous vertical modes are necessary to describe the vertical structure of the mean WBCs with their core at the thermocline level, their variability is mainly explained by a first baroclinic mode. Altimetry may be used as a proxy to estimate anomalies of transport transiting in the Solomon Sea. At interannual time scales, the LLWBCs of the South Pacific counterbalance most of the changes of the warm water volume of the western equatorial Pacific, in phase with ENSO.

5. Variability in the eastern Solomon Sea : The eddy activity

The large region of high variability surrounding the Solomon Sea has been studied by Qiu et Chen (2004). It encompasses the South Equatorial Countercurrent (SECC) that extends eastward from the Solomon Islands at approximately 8°S (Gouriou et Toole, 1993), and the authors indicated that the seasonal modulation of the EKE field was explained by a barotropic instability that is associated with horizontal shear in the SECC-SEC system. Such a current system cannot explain the large EKE signature observed in the Solomon Sea where the SECC is not present.

We focused our attention on the northeastern part of the Solomon Sea that exhibits the highest levels in SLA variability and eddy kinetic energy (Fig. 6.4). The patch of SLA variability is centered at 7°S-153°E, has a diameter of roughly 180 km, and displays intensity in terms of SLA that reach ∼12 cm rms (∼9 cm rms are associated with an interannual signal, and ∼5 cm rms with an annual signal). High EKE levels are associated with this patch of sea level variability. EKE averaged between 152°E-155°E ; 8°S-5°S is characterized by a mean as high as 682 cm^2/s^2. This value integrates a high frequency signal characteristic of mesoscale variability, and a possible low frequency variability in the mean condition. To separate the contribution due to mesoscale activity from lower frequency variability, the SLA signal is high (half power at 180 days) and low (half power at 18 months) pass filtered, and both contributions to the EKE signal is presented in Figure 6.12a. The mesoscale activity is the main contribution to the EKE signal with a mean of 340 cm^2/s^2. The low frequency component of the EKE signal is at a relatively low level (mean of 168 cm^2/s^2) except during the year 1998 where it reaches 1000 cm^2/s^2. It could be explained by drastic changes in the mean condition. The EKE signature from altimetry is different enough from the model one to impede the use of the numerical results to investigate the mechanisms at work.

The mesoscale activity appears to be modulated at lower frequency, especially at annual time scale. The spatial distribution of the mesoscale activity looks very much the EKE distribution in Figure 6.4b, extending from the north to the south in the mid basin (not shown). The maximum of eddy kinetic energy corresponds to the maximum of annual variability in SLA at 7°S, 153°E (Fig. 6.6). It is at its maximum during the austral autumn period when an anticyclonic current anomaly is developed that enhanced the mean southward flow from the SEC. In austral spring the situation is opposite with a cyclonic eddy anomaly and a lower mesoscale activity. It suggests that the mesoscale activity in the Solomon Sea could be related to instabilities of the SEC branch entering the Solomon Sea at Solomon Strait.

The low frequency component of the EKE signal depends on ENSO activity, and during the 1993-2008 period, it was mainly dominated by one peak associated with the

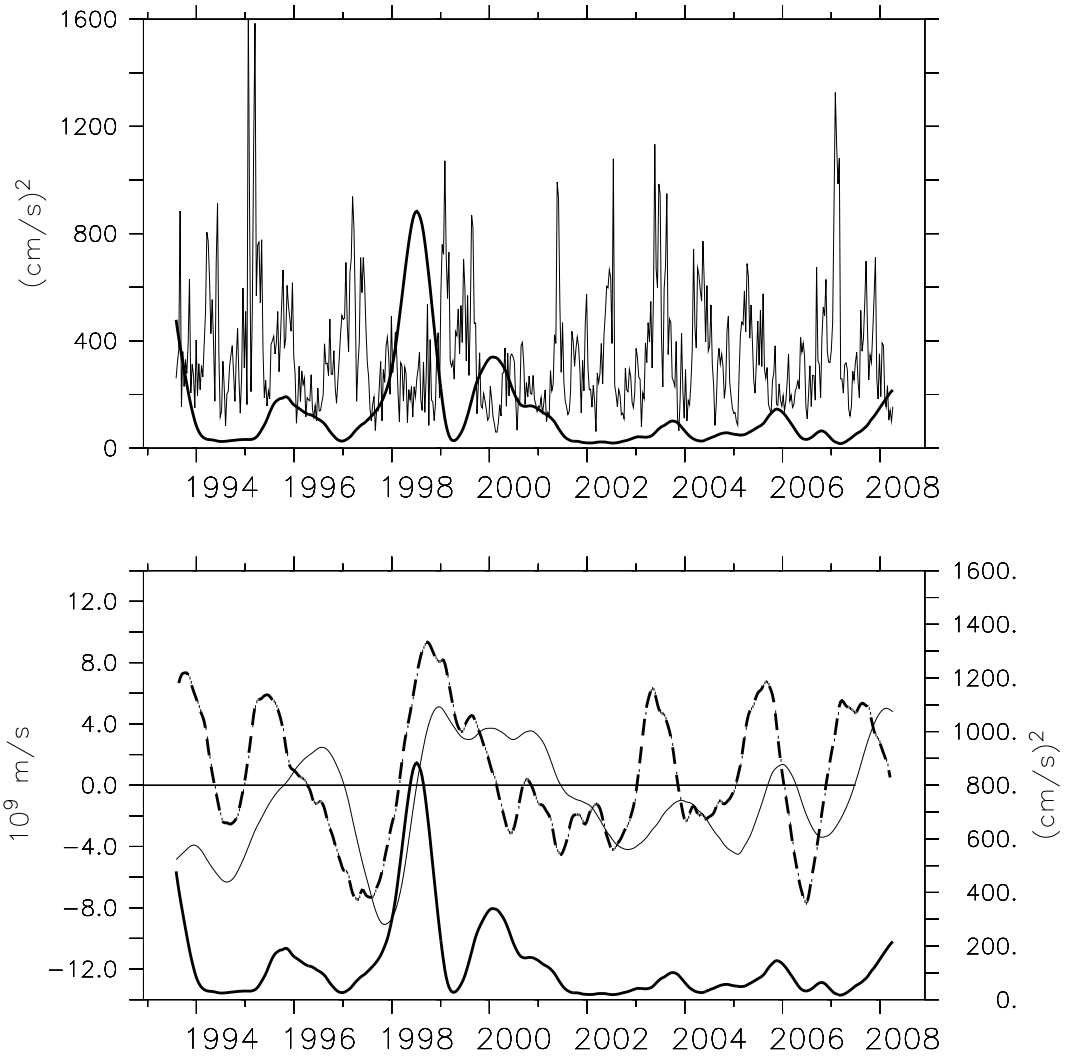


FIG. 6.12 – a) Time evolution of EKE averaged over 152°E-155°E ; 8°S-5°S for the mesoscale component (thin line, the high-pass filter for SLA has a half power at 180 days), and the low frequency component (thick line, the low-pass filter for SLA has a half power at 18 months). Units are cm^2/s^2). b) Time evolution of the low frequency component of EKE (thick line, the units are cm^2/s^2), of $dSLA/dt$ over the Solomon Sea (dash line, units are m/s), and of the southern oscillation index (thin line, for convenience 3× SOI is plotted).

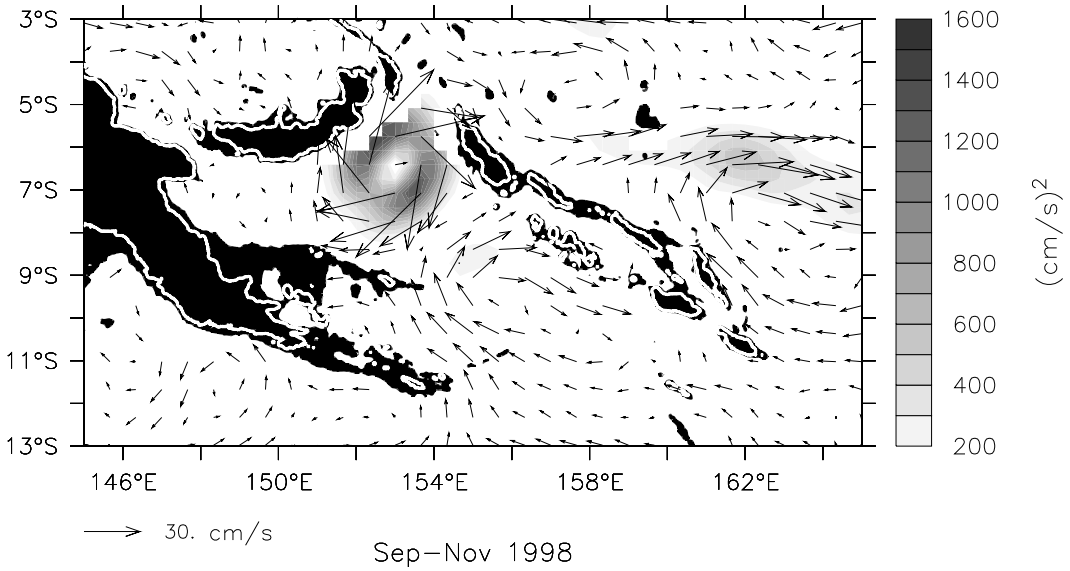


FIG. 6.13 – Longitude/latitude plot of the low frequency component of EKE at the time of maximum EKE for the September-November 1998 period (gray shading). Units are cm^2/s^2. Superimposed are the corresponding surface anomalies of the geostrophic velocity field during the same time period. The land and the first 500 m oceanic depth are in black, the white line delineates the coast line.

1997-1998 ENSO event (Fig. 6.12b). In fact, it was low during the mature phase of ENSO, and it increased a few months after a peak in an El Niño event. The low frequency EKE signal was concentrated to the north in the double cells of high EKE shown in Figure 6.3b, and corresponded to a huge cyclonic anomaly at the mouth of Solomon Strait that was present during 6 months or more (1 year for the 1997-98 ENSO event) after the mature phase of ENSO (Fig. 6.13). In fact, this cyclonic circulation corresponded with the phase transition between El Niño and La Niña, when the SLA in the Solomon Sea suddenly increased. It is noteworthy that the low frequency component of the EKE signal was not directly related to the SLA variability but to the speed at which the Solomon Sea depleted or repleted ($dSLA/dt$). It suggests that it was dependent on the conditions outside the Solomon Sea. During the El Niño phase, eastward current anomalies depleted the western equatorial pacific whereas more to the south westward current anomalies fed the WBCs of the Solomon Sea closing the circulation of current anomalies. It was a time period where the EKE activity was not related to its low frequency component. The transition phase between El Niño and La Niña can be defined here by a complex situation where westward current anomaly always entered the Solomon Sea by the south when westward current anomaly, characteristic of La Niña condition, prevailed in the equatorial band. In the Solomon Sea, the difficulty for the flow to exit through the straits contributes to enhance eddy activity in front of Solomon Strait until current anomalies on the south reverse.

The Solomon Sea could play a significant role in water mass transformations between the subtropics and the equator, because of the eddy mixing associated to both the strong meso-scale activity, and to well developed eddies related to ENSO.

6. Summary and conclusions

In this work, we present an analysis of the variability in the Solomon Sea using altimeter data. Our study was motivated by the fact that this specific region of the western tropical Pacific Ocean is a key region for oceanic climate connections between the equator and the subtropics. Additionally, the Solomon Sea is not often studied by conventional means and, at present, only space observations are able to provide a synoptic view for the area. Finally, the highest sea level variabilities observed for the south tropical Pacific were precisely concentrated in the Solomon Sea area, and provide a strong incentive for looking at the altimetric signal in the region.

Since the Solomon Sea is quite a complex area from the bathymetric point of view, the adequacy of standard mapped (and relatively smooth) products for altimetry (i.e. AVISO data) may be in question. As a result, we also considered additional data from T/P tracks passing over the area, and a specific reprocessing from CTOH/LEGOS of along-track data was applied in order to potentially gain additional and more accurate information specially in the coastal area. The new dataset was found helpful for defining and documenting coastal WBCs at annual and interannual time scales.

The overall surface variability in the Solomon Sea basin is under the influence of the surrounding large scale ocean. Annual and interannual variability signals were strongly correlated with the outside ocean, in particular at ENSO frequencies. At annual time scales, the Rossby wave signal at the latitude of Solomon Strait controlled the signal inside the Solomon Sea. A specific feature characterizes the Solomon Sea which can be separated between a western basin (location of western boundary currents) characterized by relatively low sea level variability, and a eastern basin characterized by an intense eddy activity. Since the western and eastern Solomon Sea are moving in phase, differences in SLA amplitudes between both sides yield SLA gradients that induce surface geostrophic current variations in the Solomon Sea in phase with the SLA signal.

At annual time scales, the SLA cycle induces a maximum southeastward surface geostrophic velocity anomaly during March-April in the Solomon Sea that produces a decrease in the NGCC. The opposite situation exists in September-October. The along-track analysis reveals the fine structure of the NGCC whose width is roughly 80 km. A two month phase lag exists between this current at Vitiaz Strait and at Milne Bay. In accordance with anomaly in the NGCC, current anomalies were also detected along the southern coast of New Britain. Noteworthy is that the geostrophic current anomaly at the surface, as deduced from altimetry, revealed a circulation picture which was quite close to the annual thermocline circulation proposed by Melet et al. (2010a), as based on $1/12^\circ$ resolution numerical simulations. It suggests that the western boundary currents, with their core in the subsurface at the thermocline level, have a variability with a strong signature at the surface characteristic of a first baroclinic mode.

At interannual time scales, the SLA variation in the Solomon Sea is typical of the basin scale first ENSO mode. The SLA difference between both sides of the Solomon Sea helped us to estimate variability in transport in the Solomon Sea (Ridgway et al., 1993). The model was used to investigate the role of the Solomon Sea during ENSO events. Anomalies in the WBC counterbalance $WWVw$ changes ($dWWVw/dt$). The growing phase of ENSO was characterized by a northward WBC flux in order to compensate for the depletion of the $WWVw$. It confirmed the phasing of the WBC of the South Pacific to ENSO as suspected from previous modeling studies (Kug et al., 2003; Lee et Fukumori, 2003; Ishida et al., 2008) with WBC anomalies in phase opposition with the interior geostrophic flow. The transport anomalies at the south Solomon Sea boundary were not similarly distributed

between both Vitiaz and Solomon straits. The highest transport anomalies were observed at Solomon Strait, and were out of phase with the transport anomalies at Vitiaz Strait except during the 1997-1998 ENSO event.

High eddy kinetic energy is located at the north of the Solomon Sea and extends to the south at mid basin. The mesoscale activity (intra seasonal frequencies) in the Solomon Sea is dominant, and it is modulated at annual period. Its location along the branch of the SEC entering the Solomon Sea at Solomon Strait, argues for instabilities of this southward flow. The EKE signal has also a low frequency component that is dependent on ENSO activity with a main peak in 1998. This signal is particularly active during the phase transition between El Niño and La Niña when the oceanic condition outside the Solomon Sea prevents the anomalies in the Solomon Sea to easily escape. During this time period a well marked cyclonic signature is present at the mouth of Solomon Strait. Such structures associated with strong eddy mixing should contribute to significant water mass transformations. Future investigations are required to pinpoint such a mechanism of importance in a climate point of view when regarding the role of the WBC of the South Pacific to carry heat anomalies from the subtropics to the equator.

To conclude, altimetry appears as a valuable source of information for the variability in the low latitude boundary current system, but from an observational point of view, our study raises an issue regarding the limitations of standard altimeter products. It is likely that the study of such a region will strongly benefit from the advent of altimeter satellite missions by enforced capabilities near coasts (such as the SARAL/AltiKa mission to be launched in 2010, see Vincent et al. (2006)), and even more from high resolution-wide swath altimetry missions (such as those proposed by the SWOT project).

Acknowledgment

This work was supported by the Centre National d'Etude Spatiales (CNES). Gridded altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by AVISO, with support from the CNES (http ://www.aviso.oceanobs.com/duacs). The original T/P data were re-processed at the Center for Topographic studies of the Oceans and Hydrosphere (CTOH / LEGOS, http ://www.legos.obs-mip.fr/fr/observations/ctoh). We thank Florence Birol for her help reprocessing the altimeter data, Billy Kessler, Sophie Cravatte and Patrick Marchesiello for their helpful comments. WWV time series were obtained from the TAO Project Office at NOAA/PMEL (http ://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/wwv/).

6.3 Conclusions

Les seules observations qui permettent actuellement d'avoir une vue synoptique de la région de la mer des Salomon sont les données spatiales, bien que l'information qu'elles fournissent concerne seulement la surface océanique. Les données altimétriques ont révélé que les plus fortes valeurs de variabilité du niveau de la mer du Pacifique Tropical sud sont localisées en mer des Salomon et juste à l'est des îles Salomon. Ces raisons nous ont incité à étudier la variabilité de la circulation en mer des Salomon à partir d'observations altimétriques.

Etant donné la bathymétrie complexe de la mer des Salomon, les produits altimétriques grillés standards telles les données AVISO, qui sont relativement lisses, peuvent se révéler

inadaptés à l'étude fine de cette région. C'est pourquoi nous avons également utilisé le nouveau jeu de données, Dégéo, mis au point dans cette thèse. Ce nouveau jeu de données, plus adapté que les produits AVISO à la bathymétrie complexe de la mer des Salomon, a permis de documenter la variabilité des courants de bord ouest.

L'analyse des données altimétriques a montré que la variabilité du niveau de la mer en mer des Salomon est sous l'influence de celle de l'océan grande-échelle environnant. En effet, les signaux de variabilité en mer des Salomon sont fortement corrélés aux signaux de variabilité des régions environnantes aux échelles annuelle et interannuelle, et sont particulièrement bien corrélés au SOI qui caractérise ENSO.

Aux échelles saisonnières, la SLA observée en mer des Salomon est contrôlée par l'arrivée des ondes de Rossby aux latitudes du détroit des Salomon. De plus, la variabilité observée en mer des Salomon montre une régionalisation importante. En effet, de faibles niveaux de variabilité sont observés dans le bassin ouest, dans lequel s'écoule le NGCC, tandis que de forts niveaux de variabilité sont observés dans le bassin est, qui est caractérisé par la présence d'une activité tourbillonnaire importante.

Le niveau de la mer évoluant en phase en mer des Salomon, les différences d'amplitude de SLA entre les parties est et ouest de la mer des Salomon produisent des gradients de SLA qui induisent des variations de courants géostrophiques de surface en phase avec le signal de SLA.

Aux échelles saisonnières, la variabilité de SLA induit des anomalies de courants géostrophiques de surface vers le sud-est qui sont maximales en mars-avril dans la mer des Salomon, et qui traduisent un affaiblissement du NGCC. La situation opposée est observée en septembre-octobre, avec un renforcement du NGCC. L'analyse du nouveau jeu de données Dégéo le long des traces a permis de révéler la structure fine du NGCC. Un déphasage de deux mois existe entre le NGCC au niveau du détroit de Vitiaz et le NGCC dans Milne Bay. La partition du NGCC à l'embouchure du détroit de Vitiaz pour former un courant s'écoulant à travers le détroit et un courant s'écoulant le long de la Nouvelle-Bretagne a été détectée dans le jeu de données Dégéo en termes d'anomalies de courants. Il est intéressant de noter que les anomalies de courants géostrophiques de surface déduites de l'altimétrie révèlent un schéma de variabilité de la circulation qui est proche de celui proposé pour la variabilité saisonnière de la circulation à hauteur de la thermocline par Melet et al. (2010a) (chap 5) à partir de leur modèle au 1/12°. Cela suggère que bien que les courants de bord ouest de la mer des Salomon soient maximum en subsurface, au niveau de la thermocline, leurs variabilités présentent de fortes signatures en surface. Les différences de SLA entre les extrémités zonales de la mer des Salomon ont donc permis d'estimer la variabilité des transports entrants en mer des Salomon.

Aux échelles interannuelles, nous avons trouvé que pendant la phase mature d'ENSO, un renforcement des WBC vers l'équateur permet de compenser la déplétion du volume d'eau chaude du Pacifique Tropical ouest ($WWVw$). Ainsi, une anomalie de transport du NGCC (entre la surface et 200 mètres de profondeur) de 8 Sv a été estimée pendant l'évènement El Niño de 1997-98. Ceci confirme le phasage des LLWBCs du Pacifique Sud à ENSO déjà suspecté dans différentes études basées sur des simulations numériques.

Les données altimétriques ont par ailleurs permis d'observer une structure tourbillonnaire particulièrement active à l'embouchure du détroit des Salomon. Son niveau d'énergie (EKE) est fortement lié à l'intensité des évènements ENSO. Pour un évènement fort comme celui de 1997-98, le niveau d'EKE atteint son maximum pendant la phase de transition entre El Niño et La Niña. Durant cette période, les conditions El Niño do-

minent au sud de la mer des Salomon, tandis que les conditions La Niña dominent au nord de la mer des Salomon. Les anomalies de transport vers l'ouest aux latitudes de la mer des Salomon augmentent le transport des WBC en mer des Salomon, mais rendent leur sortie par le détroit des Salomon moins aisée, ce qui entraîne une hausse soudaine des variations temporelles de SLA et de l'activité tourbillonnaire devant le détroit des Salomon.

Il est probable que le mélange turbulent associé aux forts niveaux d'EKE observés par altimétrie dans la partie est de la mer des Salomon et notamment à l'embouchure du détroit des Salomon contribue, avec d'autres mécanismes physiques tel le déferlement des ondes de marée interne, à engendrer des transformations de masses d'eau significatives. Dans le chapitre suivant, nous nous attacherons à caractériser les transformations de masses d'eaux en mer des Salomon, et à mettre en avant certains mécanismes physiques responsables des altérations des propriétés thermodynamiques des eaux transitant par la mer des Salomon.

D'un point de vue observationnel, l'étude altimétrique que nous avons présentée soulève la question des limitations des produits altimétriques standards. Il est fort probable que l'étude de la mer des Salomon bénéficie fortement des avancées des missions altimétriques à venir qui permettront l'obtention de données de qualité en régions côtières (comme la mission SARAL/AltiKa dont le lancement est prévu à l'automne 2010) et fourniront des mesures haute-résolution sur des traces de large-fauchée (comme la mission proposée par le projet SWOT).

Chapitre 7

Transformation de masses d'eau en mer des Salomon

Sommaire

7.1 Introduction 192
7.2 Article en préparation : Solomon Sea water masses pathways to the Equator and their transformations 193
7.3 Conclusions 223

7.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons principalement au mécanisme VT' qui permet aux STC de forcer la variabilité de l'EUC par l'advection d'anomalies de température et de salinité se compensant en densité (anomalies de spiciness).

L'analyse de la climatologie CARS (section 4.3.1) a montré que les masses d'eau sont transformées en mer des Salomon (fig. 7.2 et 7.4). Le maximum de sel est érodé de 0.3 psu entre l'entrée sud de la mer des Salomon (35.8 psu, 22.1°C) et la côte nord de la PNG en aval du détroit de Vitiaz (35.5 psu, 20.9°C). Cette altération du maximum de salinité dans la thermocline est accompagnée d'un refroidissement de 1.2°C. Plusieurs processus physiques peuvent engendrer un fort mélange vertical à l'origine de ces transformations de masses d'eau. Tout d'abord, les courants de bord ouest en mer des Salomon sont intenses et cisaillés sur la verticale (chap. 5), ce qui peut conduire à des instabilités entraînant un mélange vertical. De plus, la bathymétrie complexe de la région impose de fortes contraintes sur les courants de marées (Niwa et Hibiya, 2001; Simmons et al., 2004a), ce qui peut générer des ondes internes de marée qui engendrent un mélange vertical en déferlant. Enfin, la forte activité turbulente et tourbillonnaire observée en mer des Salomon (chap. 6), dont les tourbillons permanents associés aux WBC et aux recirculations (Tsuchiya et al., 1989; Melet et al., 2010a,b), peut contribuer à éroder les caractéristiques T-S des eaux de la thermocline. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, ces transformations de masses d'eau ont probablement des répercussions sur la température des eaux advectées par l'EUC, et par conséquence sur les températures de surface dans la langue d'eau froide du Pacifique Equatorial. Elles pourraient donc impacter le climat du Pacifique Equatorial et la modulation basse fréquence du phénomène ENSO (mécanisme VT' associé aux STC décrit dans le chap. 1, e.g. Gu et Philander (1997); Kleeman et al. (1999); Schneider (2004); Luo et al. (2005)).

Malgré son importance potentielle pour la compréhension de la variabilité du climat, la mer des Salomon a été l'objet de peu d'études jusqu'à présent. Fine et al. (1994) ont décrit le Pacifique Equatorial ouest comme étant un carrefour de masses d'eau. Leur étude, basée sur des observations, a permis d'identifier les sources et devenirs des masses d'eau modales et intermédiaires et de définir le rôle joué par les LLWBCs pour les transporter jusqu'au Pacific Equatorial ouest. Sokolov et Rintoul (2000) ont utilisé les données de la section WOCE P11 pour décrire les masses d'eau du Pacifique sud-ouest. Qu et Lindstrom (2002) ont utilisé les données hydrographiques historiques pour décrire la circulation moyenne et le champ de masse du Pacifique sud-ouest. Cependant, à notre connaissance, aucune étude ne s'est focalisée jusqu'à présent sur les transformations des masses d'eau transitant par la mer des Salomon, et les observations du champ de masse sont peu nombreuses et éparses en mer des Salomon (chap. 4).

Dans ce contexte et au vu des résultats précédemment obtenus au cours de cette thèse, nos objectifs concernant cette étude étaient à l'origine de caractériser l'impact de l'introduction d'une paramétrisation du mélange induit par la dissipation des ondes de marée interne sur la représentation des masses d'eau dans le modèle haute-résolution implémenté dans cette thèse. Nous souhaitions également étudier les altérations des propriétés T-S des eaux transitant par la mer des Salomon engendrées par l'activité tourbillonaire mise en évidence dans le chapitre précédent à partir de l'altimétrie, notamment dans la structure de forte EKE présente à l'embouchure du détroit des Salomon.

Finalement, notre étude nous a amenée à diagnostiquer plus en avant les transforma-

tions subies par les masses d'eau qui transitent en mer des Salomon jusqu'aux trois détroits reliant cette mer au Pacifique Equatorial. Dans ce chapitre, nous nous attacherons à caractériser les temps de transit des eaux en mer des Salomon, ainsi que l'importance du mélange diapycnal le long de chaque route pour expliquer les transformations de masses d'eau. Une attention particulière sera portée aux eaux modales, qui composent la thermocline. Cette étude constitue un premier pas pour comprendre comment ces transformations de masses d'eau peuvent influencer le climat du Pacifique Equatorial et ENSO. La climatologie CARS sera utilisée pour caractériser les transformations de masses d'eau, mais étant donné que les diagnostiques basés sur les observations sont entravés par la rareté des données in-situ, nous utiliserons également les résultats fournis par le modèle numérique haute-résolution mis en œuvre dans cette thèse (chap. 3). En plus des paramétrisations présentées dans le chap. 3, le modèle utilise également pour cette étude une paramétrisation du mélange vertical induit par le déferlement des ondes de marée interne. L'impact de cette paramétrisation sur les transformations de masses d'eau sera quantifié dans cette étude. Les chemins empruntés par les masses d'eau en mer des Salomon et leurs transformations seront diagnostiqués en utilisant une méthode lagrangienne quantitative appliquée aux champs eulériens fournis par le modèle.

Les résultats de cette étude sont présentés dans ce chapitre sous la forme d'une version préliminaire d'un article que nous comptons soumettre, lorsqu'il aura été finalisé, dans une revue internationale. A ce stade, nous considérons que la version préliminaire de cet article est dans un état d'élaboration suffisant pour que les résultats correspondants soient présentés et figurent dans cette thèse.

7.2 Article en préparation : Solomon Sea water masses pathways to the Equator and their transformations

A. Melet[(1)], J. Verron[(1)], L. Gourdeau[(2)] and A. Koch-Larrouy[(2)].
[(1)]CNRS Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels/MEOM, Grenoble, France
[(2)]Institut de Recherche pour le Développement/LEGOS, Toulouse, France

Abstract

The Solomon Sea is a key region of the southwest Pacific, which connects the thermocline subtropics to the equator via western boundary currents (WBC). A transformation of the water masses is suspected to occur in this region because of the significant mixing induced by internal tides, eddies, and the WBCs. Despite their potential influence on the Equatorial Pacific thermocline temperature and salinity and their related impact on the low frequency modulation of ENSO, water masses transformations within the Solomon Sea have never been analyzed to our knowledge. In this study, we quantify that the observed transformations are as high as 0.3 psu for the erosion of the thermocline salinity maximum, and are associated with a corresponding cooling of 1.2°C. A high-resolution model including a tidal mixing parameterization has been implemented to depict this transformation and the Solomon Sea pathways to the equator are analyzed in a lagrangian quantitative framework. The main routes from the Solomon Sea to the Equatorial Pacific occur through Vitiaz and Solomon straits, in the thermocline and intermediate layers and mainly originate from the Solomon Sea south inflow and from Solomon Strait.

The water masses flowing through the Solomon Sea undergo strong diapycnal mixing, which is mainly (60%) responsible for a reduction of the vertical T-S gradients over the water column. The high-salinity of upper thermocline water (STMW) is exported towards surface and deeper layers, while a downward heat transfer occurs over the water column. About a third of this mixing is due to tidal mixing. This modeling study shows that the Solomon Sea is a key region for diapycnal mixing, which may be relevant for the large scale overturning circulation. Furthermore, the weakening of 0.15 to 0.3°C of the STMW anomalies advected by the STC may diminish the potential influence of these anomalies on tropical climate. Finally, the tidal mixing reduces the SST by 0.2°C, which may modify the associated local atmospheric convection above and the tropical climate variability.

1. Introduction

The Pacific decadal variability has been hypothesized to be influenced by changes in the strength or water mass properties of the meridional circulation associated with the subtropical cells (STC, McCreary et Lu (1994)). The STCs consist of subduction in the subtropical gyres, equatorward flow at thermocline level via both an interior pathway and low latitudes western boundary currents (LLWBCs), equatorial upwelling in the Equatorial Undercurrent (EUC), and surface return flow to the subtropics. The LLWBC pathways of the South Pacific STC are pointed as the main source of the Equatorial Undercurrent (EUC) and of the Equatorial Cold Tongue (Tsuchiya, 1981; Tsuchiya et al., 1989; Blanke et Raynaud, 1997; Fukumori et al., 2004). Those currents transit through the Solomon Sea, which is located in the southwest Pacific, north of the Coral Sea, and is bounded on the west by the island of New Guinea, on the east by the Solomon Island chain, and on the north by the island of New Britain (fig. 7.1). A double system of LLWBCs (Melet et al., 2010a) connect subtropical water to the EUC in the Solomon Sea region through three narrow straits (Vitiaz Strait, St Georges Channel and Solomon Strait).

Water masses transiting through the Solomon Sea are transformed along their routes, as shown in historical data (fig. 7.2, 7.3). The salinity maximum in the thermocline has been eroded by 0.3 psu from the entrance of the Solomon Sea (35.8 psu, 22.1°C) to the northern PNG coast downstream of Vitiaz Strait (35.5 psu, 20.9°C), and is associated with a cooling of 1.2°C. The Solomon Sea is indeed both a region of strong and vertically sheared WBC (Melet et al., 2010a), and a region of complex bathymetry which produces strong constrain on the tidal currents. The first may lead to instabilities, the second generates strong internal tides, and both may lead to enhanced mixing (e.g. Gordon et Corry (1991); Blanke et Delecluse (1993); Niwa et Hibiya (2001); Simmons et al. (2004a)). In addition to these processes, large eddy activity, such as intense permanent eddies associated with boundary currents and recirculations (Tsuchiya et al., 1989; Melet et al., 2010a,b), may contribute to this transformation and erode the T-S characteristics of the thermocline water, eventually modifying the EUC temperature. In turn, the upwelled EUC water could modify the sea surface temperature in the Equatorial Cold Tongue, with potential impacts on the Equatorial Pacific climate and on the low frequency modulation of ENSO (e.g. Gu et Philander (1997); Kleeman et al. (1999); Schneider (2004); Luo et al. (2005)).

Despite its importance for understanding climate variability, few studies have focused on the Solomon Sea because of the lack of observations and of the difficulty of modeling a region of such complex bathymetry. Fine et al. (1994) point out the western Equatorial Pacific as a water mass crossroads. Their observational study identified the sources and

fates of thermocline and intermediate water masses and defined the role of LLWBCs in transporting them into the western Equatorial Pacific. Sokolov et Rintoul (2000) used WOCE P11 data to describe the water masses of the southwest Pacific. Qu et Lindstrom (2002) used historical hydrographic data to investigate the mean circulation and mass field in the western South Pacific. Recently, Melet et al. (2010a) analyzed the thermocline circulation in the Solomon Sea and its annual cycle as seen in a numerical simulation. In addition, Melet et al. (2010b) analyzed the variability of the Solomon Sea circulation from altimetric sea level data. However, to our knowledge, no study has been dedicated so far to the transformation of Solomon Sea water masses, and observations of the Solomon Sea mass field are scarce. The Western Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (WEPOCS) cruises of 1985-86 (Lindstrom et al., 1987, 1990) and an additional cruise in 1988 (Butt et Lindstrom, 1994) provided valuable hydrographic measurements over the Solomon Sea region. XBT data are repeatedly collected by the VOS programm since 1986 along the New Zealand-Japan commercial ship line which crosses the eastern Solomon Sea to Solomon Strait. Recently, a few ARGO floats sampled the Solomon Sea.

In this context, the study of the Solomon Sea through both modeling and the collection and analysis of observations is a key issue of the South West Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE[1]), which frames this study.

The objectives of this study are to diagnose water mass transformation of Solomon Sea water flowing through the three northern straits, which connect the Solomon Sea to the Equatorial Pacific, especially in the thermocline layer, as a first step to understand how those water mass transformation could influence the Equatorial Pacific climate and ENSO. A climatology is used to show water mass transformation, but since observational diagnoses are currently hampered by the scarcity of in situ data, our approach is also based on numerical simulations. To handle with the complex bathymetry and to resolve the narrow straits connecting the Solomon Sea to the equator in a numerical model, high-resolution is required. Therefore, we implemented a $1/12^\circ$ model over the Solomon Sea. A tidal mixing parameterization is used to represent the mixing associated with internal tides. The pathways and water masses transformations of Solomon Sea waters are diagnosed using a quantitative lagrangian method applied on the modeled eulerian fields.

The paper is organized as follows : the methodology, from the model and the tidal mixing parameterization to the lagrangian tracers analysis, is first introduced in section 2. The modeled water mass representation is assessed using available data in section 3. In section 4, the different origins and routes followed by Solomon Sea water to join the Equatorial Pacific are diagnosed, together with their residence time. The water mass transformation within the Solomon Sea is analyzed in section 5, and the part of diapycnal mixing in those transformations are diagnosed along each route. The mecanisms of vertical mixing and the impact of the tidal parameterization on water mass transformations are discussed in section 6. Finally, section 7 provides a summary and some concluding remarks.

2. Methodology

2.1. Model

2.1.1. Grid

Models configurations are described in details in Melet et al. (2010a) ; we only recall

[1]http ://www.clivar.org/organization/pacific/pacific_SPICE.php

in this section their main characteristics. The high-resolution primitive equations model (1/12°) of the Solomon Sea used in this study extends from 143°E to 165°E and from 13°S to 0.5°S (fig. 7.1). It is interactively nested in a 1/4° regional model of the southwest tropical Pacific (140°E - 172°E, and 24°S - 5°N) using two-way feedbacks based on the Adaptive Grid Refinement In Fortran (AGRIF) package (Debreu et al., 2008). The regional 1/4° model's boundary conditions are provided by the 1/4° ORCA025-G70 global OGCM, developed by the DRAKKAR team (Barnier et al., 2006; Molines et al., 2007), using a radiative open boundary condition (Tréguier et al., 2001). All three models are based on the oceanic component of the NEMO system, the free-surface Ocean Parallelisé (OPA) OGCM (Madec, 2008). The vertical coordinate is geopotential with 46 prescribed z-levels ranging from the surface to 5 875 m (6 to 15 m vertical resolution in the upper 100 m). To improve the bathymetry representation with z-coordinates, a partial steps parameterization (Adcroft et al., 1997; Barnier et al., 2006) is used to allow bottom cells depth to be adaptative and to differ from the vertical prescribed levels. Moreover, the bathymetry of the 1/12° model has been carefully checked to be realistic. The diffusion of tracers is perfomed along isopycnal surfaces through a laplacian operator, whereas the dissipation of momentum is achieved through a bilaplacian operator along geopotential surfaces. The vertical eddy viscosity and diffusivity cœfficients are computed from a turbulent closure model (TKE, Blanke et Delecluse (1993)), with a background diffusivity of 0.01 cm^2/s^2.

2.1.2. Forcing

The regional and fine-grid models are forced in the same way with the datasets used to force the global ORCA025-G70 model. At the surface, the atmospheric fluxes of momentum, heat and freshwater are diagnosed through classical bulk formulas (Large et Yeager, 2008). Realistic winds and atmospheric temperature and humidity are provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalysis (6h fields). Precipitation (monthly fields) and long and short wave radiations (daily fields) are provided by the Common Ocean-ice Reference Experiments (CORE) dataset, developed by (Yeager et Large, 2004) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR). Both models are initialized with the climatological mass field of the World Ocean Atlas 1998 (WOA98, Levitus et al. (1998)), and were integrated over the 1984-1998 period. An initial period of two years was used for the adjustement of the model, so that the 1986-1998 period can be used in this study. Outputs consist of daily means for both models.

2.1.3. Tidal parameterization

Interactions of external tide with the topography yield to strong internal tide generation and tidal energy dissipation in the Solomon Sea as shown by different observational (Egbert et Ray, 2000) and numerical studies (Jayne et StLaurent, 2001; Niwa et Hibiya, 2001; Lyard et LeProvost, 2002; Simmons et al., 2004b; Arbic et al., 2004). Indeed, Niwa et Hibiya (2001) quantified the total energy of the internal tides generated in the Solomon Sea to be as high as 39 GW.

Once generated, the internal tides propagate or dissipate depending on several factors such as the stratification, the topography, and the latitude. It is still not known where internal tides propagate and where they dissipate. However, several studies attempt to clarify the 3D structure of the internal wave propagations based on different hypothesis. Jayne et StLaurent (2001) assumed that 1/3 of the internal tides are dissipated directly after generation at the bottom of the ocean, and proposed a parameterization to take

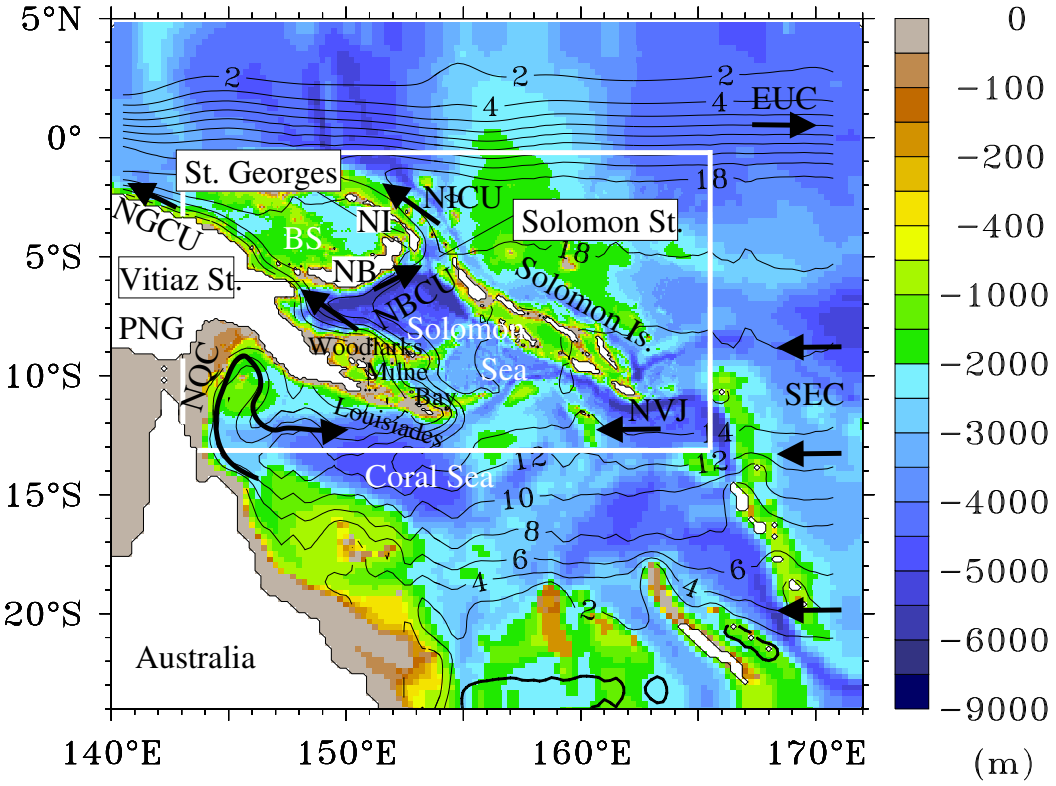


FIG. 7.1 – Geography, bathymetry (color) and mean stream function averaged over the σ_0=23.3 kg/m^3 to σ_0=25.7 kg/m^3 layer (contours, in Sverdrup [1 Sv=10^6 m^3/s]) over the 1/4° and 1/12° models. The white rectangle delineates the domain of the 1/12° model. NB stands for New Britain and NI for New Ireland. The names of the main currents are indicated.

this dissipation into account. The remaining 2/3 of the energy associated with internal tidal waves is assumed to radiate and remains to be dissipated. Several studies attempt to describe the radiation of those internal tidal waves and the associated energy dissipation using models (Niwa et Hibiya, 2001; Simmons et al., 2004b; Arbic et al., 2004) and altimetry (Carrère et al., 2004). However, they still rely on strong hypothesis and large uncertainties remain concerning the vertical distribution of the associated mixing.

Recently, Koch-Larrouy et al. (2007) formulated a parameterization of tidal mixing for the Indonesian archipelago where strong internal tides are generated. As this region is formed by semi-enclosed basins, internal tides are assumed to be trapped and entirely dissipated in the basin where they were generated. The vertical distribution of the dissipation was apprehended by using a 2D non hydrostatic model, and was found to be maximum in the thermocline, which was confirmed later by 3D non linear simulations of the region (Y. Cuypers pers. comm.). Based on the Jayne et StLaurent (2001) parameterization and on the previously described additional hypotheses on the internal tide energy dissipation, Koch-Larrouy et al. (2007) developed a parameterization of tidal mixing adapted to the Indonesian region. Tested in an OGCM, this parameterization significantlty improves the water masses of the region and produces vertical diffusivity (Koch-Larrouy et al., 2007) in good agreement with the independent estimations inferred from observational studies (Ffield et Gordon, 1996). Moreover, tested in a coupled model, this parameterization reduces the SST by 0.5°, which weakens the local atmospheric annual mean convection (Koch-Larrouy et al., 2009). This, in turn, modifies the Indo-Pacific tropical variability, in better agreement with observations. Based on the many resemblances of the Solomon and Indonesian archipelagoes (latitude, stratification, topography), we chose to apply the parameterization developed for the Indonesian seas in the semi-enclosed Solomon Sea (fig. 7.2). In the open basins of the domain used in this study, we applied the formulation proposed by Jayne et StLaurent (2001) and introduced in NEMO-OPA by Bessières et al. (2008).

This configuration is only a first step in tackling the internal tides dissipation in the Solomon Sea, as the 2/3 of the energy in the downstream basins is not taken into account. Further analyses are needed to include this part of the energy in a formulation. To quantify the impact of the tidal parameterization on water masses transformations in section 6, a sensitivity experiment, called NOTIDE in the following, was run without tidal mixing parameterization.

2.2. Lagrangian tracers

Lagrangian tracers are used in order to depict the routes leading to outflows through the three northern Solomon Sea straits. The lagrangian analysis (ARIANE algorithm, Blanke et Raynaud (1997); Blanke et al. (1999)) is performed off-line using the daily averaged modeled velocity fields. A fixed elementary transport is associated with each trajectory and a lagrangian transport can be computed between the departure section and the arrival sections. As thousands to millions of trajectories are calculated, this mass-preserving method allows a quantitative diagnosis describing the total eulerian streamfunction. As a result, this method enables us to separate the routes taken by particle to join different sections.

Another main advantage of this lagrangian method is to enable us to follow the water masses characteristics along the different pathways. Indeed, one particular particle will change its salinity, temperature, and density along its trajectory according to the eule-

rian model output. Note that this lagrangian method does not consider diffusion for its trajectories. However, as the advected T,S fields are taken from a model that resolves the full T,S evolution, including their transformation by mixing and forcing terms, their modification along each path will be the signature of such a transformation.

As we are interested in the Solomon Sea routes connecting the Equatorial Pacific in this study, we performed a lagrangian tracer experience for each one of the three northern Solomon Sea straits to look at the pathways of Solomon Sea particles exiting by the strait of interest. Each grid cell corresponding to an outflow of the strait section is seeded by a particle, every day. As particles are allowed to be integrated backward up to 4 years and since the exploitable simulation period is 1986-1998, particles are seeded during the 1990-1998 period. The backward integration is performed until particles reach one of the receptive sections located at the south entrance of the Solomon Sea (zonal section at 10.5°S), Vitiaz Strait, St Georges Channel, Solomon Strait, and in the Solomon Islands' straits (fig. 7.1 and see fig. 7.5 for the section locations).

3. Validation

A validation of the Solomon Sea thermocline circulation, transports, and temperature field is provided for the NOTIDE run in Melet et al. (2010a). The present run with tidal parameterization does not exhibit significant differences in regard to the main dynamical features.

In this section, we evaluate the modeled water masses representation using climatological data. The CSIRO Atlas of Regional Seas (CARS, Ridgway et al. (2002)) dataset seems the most relevant climatology in the Solomon Sea, even though the complex bathymetry of the Solomon Sea is not fully taken into account during the spatial interpolation of relatively sparse available data. Figs. 7.2, 7.3 and 7.4 show the modeled water mass properties compared to the observations. The observed and modeled mass fields are first illustrated over the whole water column in T-S diagrams in figs. 7.2 and 7.3. Solomon Sea waters present a salt maxima in the upper part of the thermocline, characteristic of the Subtropical Mode Water (STMW, Sokolov et Rintoul (2000); Holbrook et Maharaj (2008)) advected by the South Pacific STC, and a salt minimum in the intermediate layer, characteristic of the Antarctic Intermediate Water (AAIW, Sokolov et Rintoul (2000)). Water masses transformations within the Solomon Sea are suggested by the CARS climatology in fig. 7.2. Indeed, the climatological T-S vertical structure tends to be eroded along the Solomon Sea pathways (fig. 7.1) : upstream of the Solomon Sea, the observed salt maximum reaches 35.8 psu, whereas it is only 35.5 psu downstream of the Solomon Sea. On the contrary, the salt minimum of AAIW is less marked downstream of the Solomon Sea than it was upstream of the Solomon Sea, with an erosion of 0.05 psu.

The mean modeled water masses are in good agreement with the CARS climatology (fig. 7.3), and observed water masses transformations are realistically reproduced in our simulation (fig. 7.2). As CARS only provides a relatively coarse resolution and is built from scarce data in the Solomon Sea, some uncertainties exist on the realism of the CARS water masses properties. Thus, differences between our modeling results and CARS are to be taken with some caution. The model water masses are warmer and saltier than the CARS ones above $\sigma_0 = 25.5$ kg/m^3, while they are colder and fresher below this isopycnal surface. The salt maximum difference is as high as 0.2 psu upstream of the Solomon Sea in the NVJ and NQC boxes (fig. 7.3). Differences tend to be weaker along the Solomon Sea

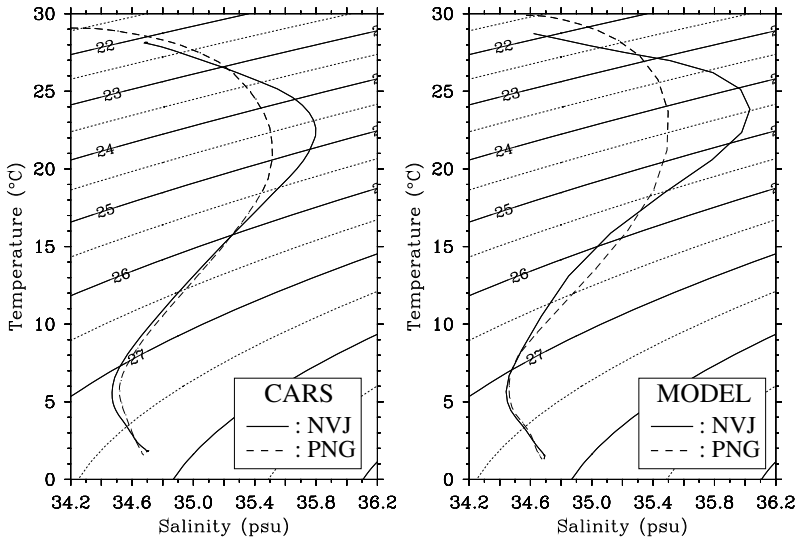


FIG. 7.2 – T-S diagrams horizontally averaged for the CARS climatology (left) and the model (right) upstream of the Solomon Sea in the NVJ box (thin line, 157°E to 162°E and 12°S to 14°S, cf fig. 7.3) and downstream of the Solomon Sea in the PNG box (dashed line, 142°E to 147°E and 2°S to 4°S, cf fig. 7.3).

WBC pathways (fig. 7.1) : they weaken from the southwestern to northwestern boxes, and from the northwestern to northeastern boxes. Downstream of the Solomon Sea, in the PNG box, the modeled T-S diagram is closer to the climatology, with no more STMW salinity maximum difference (fig. 7.3). In section 6, we will see that this weakening of differences between the model and the observations along the Solomon Sea routes is partly due to the implementation of the tidal mixing parameterization over the Solomon Sea. Note that because of the western open boundary of the 1/4° regional model, which provides most of the EUC water, we cannot evaluate the impact of the tidal parameterization on the representation of water masses in the EUC.

Let us now focus on the upper thermocline (between $\sigma_0 = 23.3$ kg/m^3 and $\sigma_0 = 25.7$ kg/m^3), which is the most pertinent part of the water column for the impact of T-S transformations on the EUC. The thermocline vertically averaged modeled temperature and salinity fields were assessed with the CARS ones. Both the thermocline temperature (not shown) and salinity are fairly well reproduced by the model (fig. 7.4). South of the Solomon Sea, the model reproduces the salt maximum corresponding to the STMW advected by the NVJ/SEC observed in CARS, even if a salty bias of about 0.1 psu can be noted in the model. The salty waters are then advected by the NGCU and the NBCU (fig. 7.1) in the Solomon Sea in both the model and CARS. The zonal salinity gradient observed in CARS across the Solomon Islands (fig. 7.1) is reproduced, though a little stronger, in the model. In addition, a meridional salinity gradient east of the islands chain composed by the Solomon Islands and New Ireland is both observed in CARS and in our model. Finally, upstream of the Solomon Sea, the salt minimum observed in CARS in the Bismarck Sea and along the northern coast of PNG (fig. 7.1) are well reproduced in the model.

Thus, the good agreement between our simulation and observations both in terms of

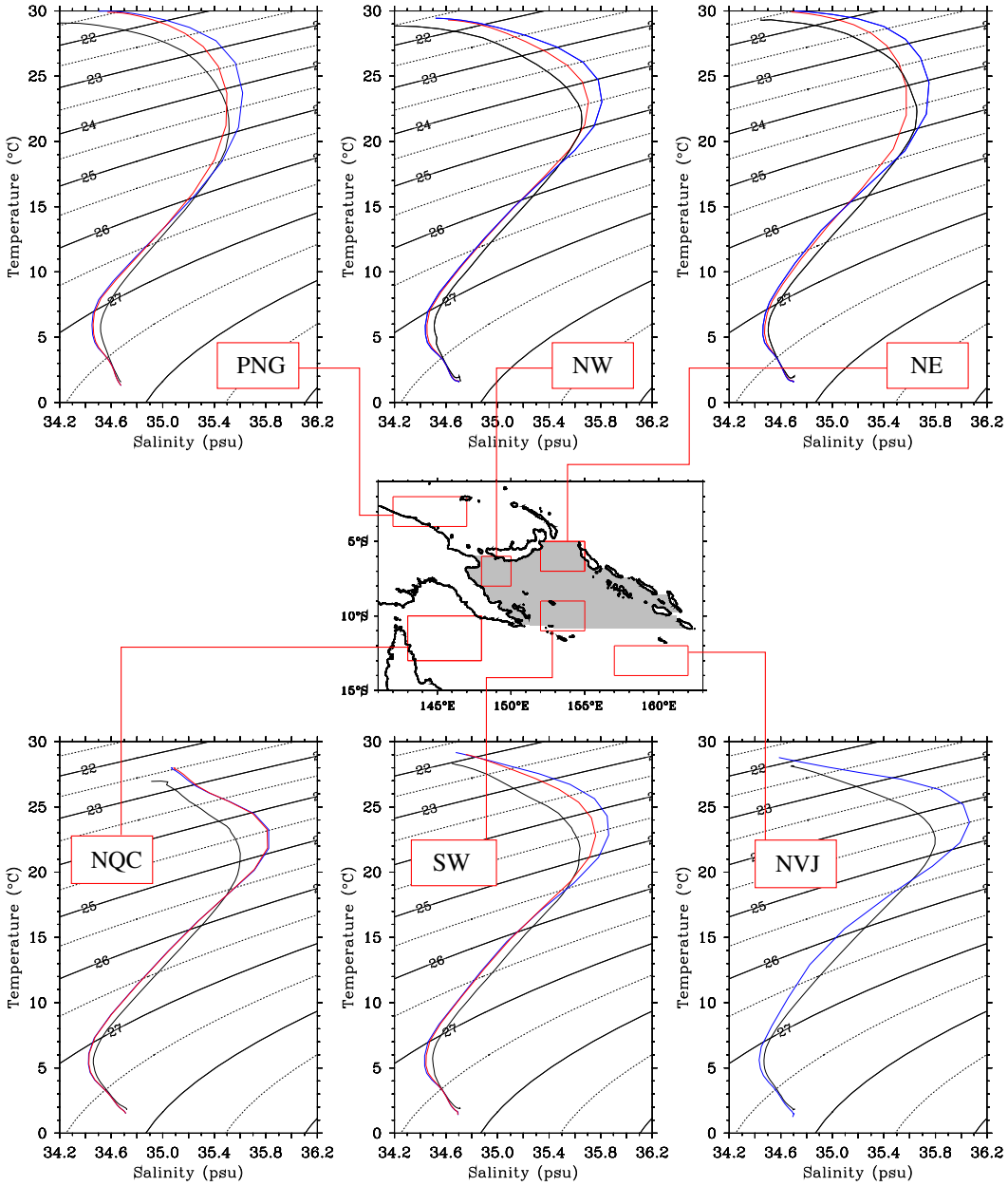


FIG. 7.3 – T-S diagrams horizontally averaged in each red box (central panel) for the model (red), for the NOTIDE experiment (blue), and for the CARS climatology (black). SW represents the southwestern, NW the northwestern, SE the southeastern, NE the northeastern Solomon Sea, PNG the NGCU at the northern PNG coast. The grey shading in the central panel shows the region where the thermocline enhanced tidal mixing parameterization is applied.

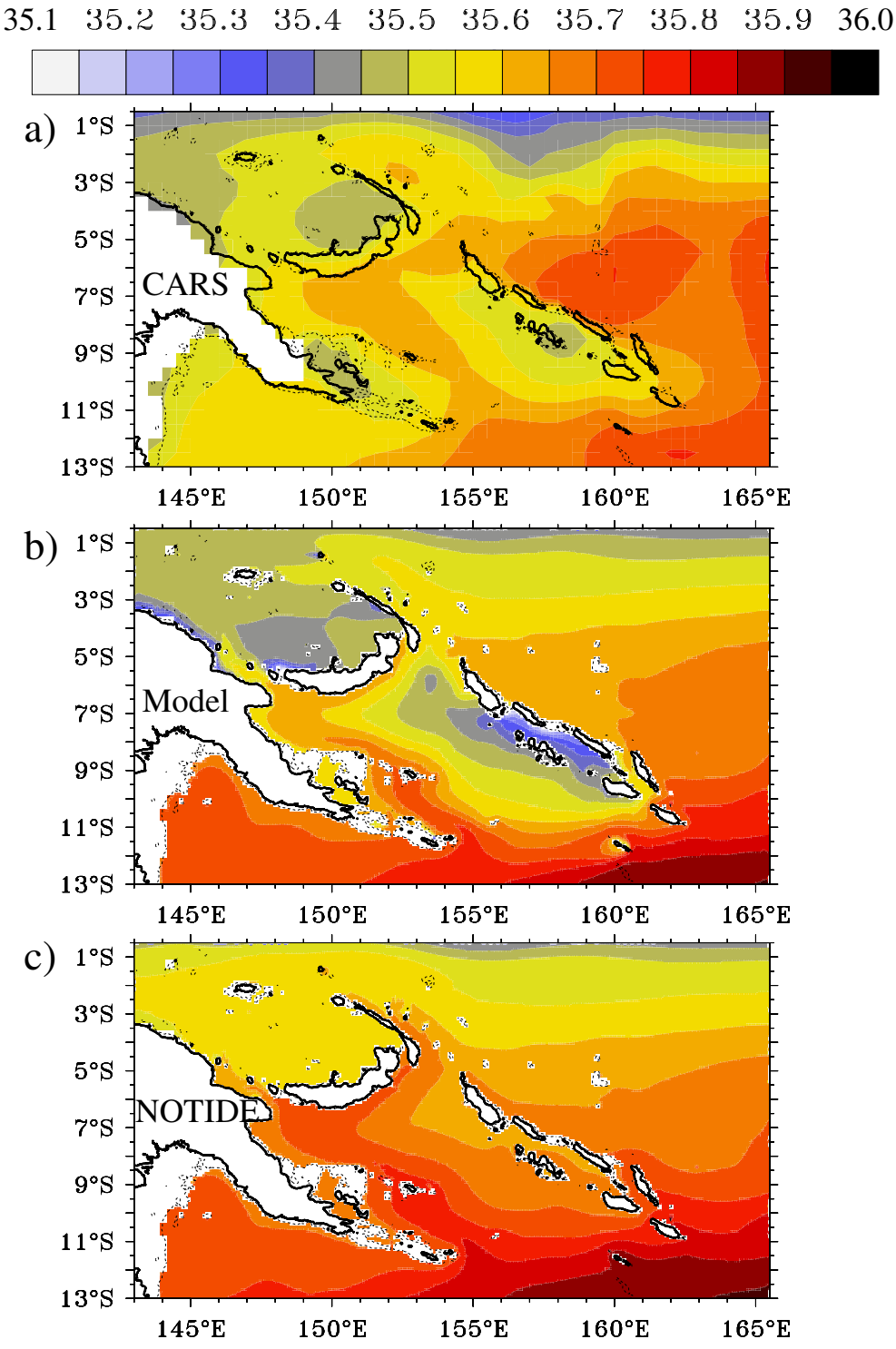


FIG. 7.4 – Salinity averaged over the $\sigma_0 = 23.3$ kg/m^3 to $\sigma_0 = 25.7$ kg/m^3 layer. Units are in psu. (a) CARS climatology, (b) model, (c) NOTIDE experiment.

water masses properties (fig. 7.3, 7.4) and of circulation (Melet et al., 2010a) allows us to realistically analyze the water masses pathways and transformations in the Solomon Sea from our modeling results.

4. Water masses routes

The lagrangian analysis provides a unique way to distinguish the different pathways followed by Solomon Sea water to join the three northern Solomon Sea straits on their route to the Equatorial Pacific. Their relative importance and their associated time of residence are diagnosed in this section.

4.1. Pathways from Solomon Sea inflows to Solomon Sea outflows

4.1.1. Barotropic streamfunction to each northern strait

In our model, for the 1990-1998 period during which particles were seeded across the three northern straits (section 2.2), Solomon Sea mean top-to-bottom outflows mostly happen through Vitiaz Strait (16.0 Sv) and Solomon Strait (12.0 Sv). St Georges Channel only represents a small part of the Solomon Sea outflows, with 2.5 Sv (fig. 7.5).

The top-to-bottom Vitiaz Strait outflow of 16.0 Sv is dominated by the transport associated with the waters originating from the Solomon Sea south inflow (14.2 Sv, representing 89% of the total outflow). Solomon Strait (1.2 Sv, 7.5%) and Vitiaz Strait recirculations (0.2 Sv, 1.5%) only represent minor Solomon Sea pathways leading to Vitiaz Strait (fig. 7.5a). The top-to-bottom St Georges Channel outflow of 2.5 Sv is also dominated by the pathway originating from the Solomon Sea south inflow (1.7 Sv, 68%), but the contributions of water originating from Solomon Strait (0.6 Sv, 22%) and from St Georges recirculations (0.2 Sv, 9%) are stronger than for the Vitiaz Strait outflow (fig. 7.5b). Unlike Vitiaz Strait and St Georges Channel, the Solomon Strait outflow of 12.0 Sv is not dominated by the transport associated with the south inflow route. Indeed, 57% (6.6 Sv) of the total transport comes from the Solomon Strait recirculations, 39% (4.5 Sv) from the Solomon Sea south inflow, and 3% (0.3 Sv) from St Georges Channel (fig. 7.5c).

Waters joining the northern Solomon Sea straits from the south inflow are advected by the Solomon Sea main WBC, the NGCC/NGCU, to Vitiaz Strait and then by the NBCU to St Georges Channel and Solomon Strait (fig. 7.1, 7.5). More precisely, they enter the Solomon Sea along the PNG coast (152-154°E), flow through and around Milne Bay, along the Woodlarks and PNG main coast until they reach Vitiaz Strait (fig. 7.5). Waters joining St Georges Channel and Solomon Strait enter the Solomon Sea further east (153-155°E), flow around Milne Bay in the eastern part of the NGCU until they reach the western New Britain coast. Then, they are advected along New Britain by the inshore, respectively offshore, NBCU until they reach St Georges Channel, respectively Solomon Strait (fig. 7.5). As for waters originating from Solomon Strait, they recirculate in the Solomon Sea, joining the NGCU or directly the NBCU before reaching one of the three northern straits (fig. 7.5). The pathways to Vitiaz Strait are quite direct, with waters crossing the central Solomon Sea to join the NGCU north of the Woodlarks before being advected to Vitiaz Strait. As for the Solomon Strait pathways to St Georges and Solomon Strait, they involve waters originating from the southern part of Solomon Strait which recirculate to join the NBCU before exiting the Solomon Sea (fig. 7.5).

4.1.2. 3D structure of the pathways

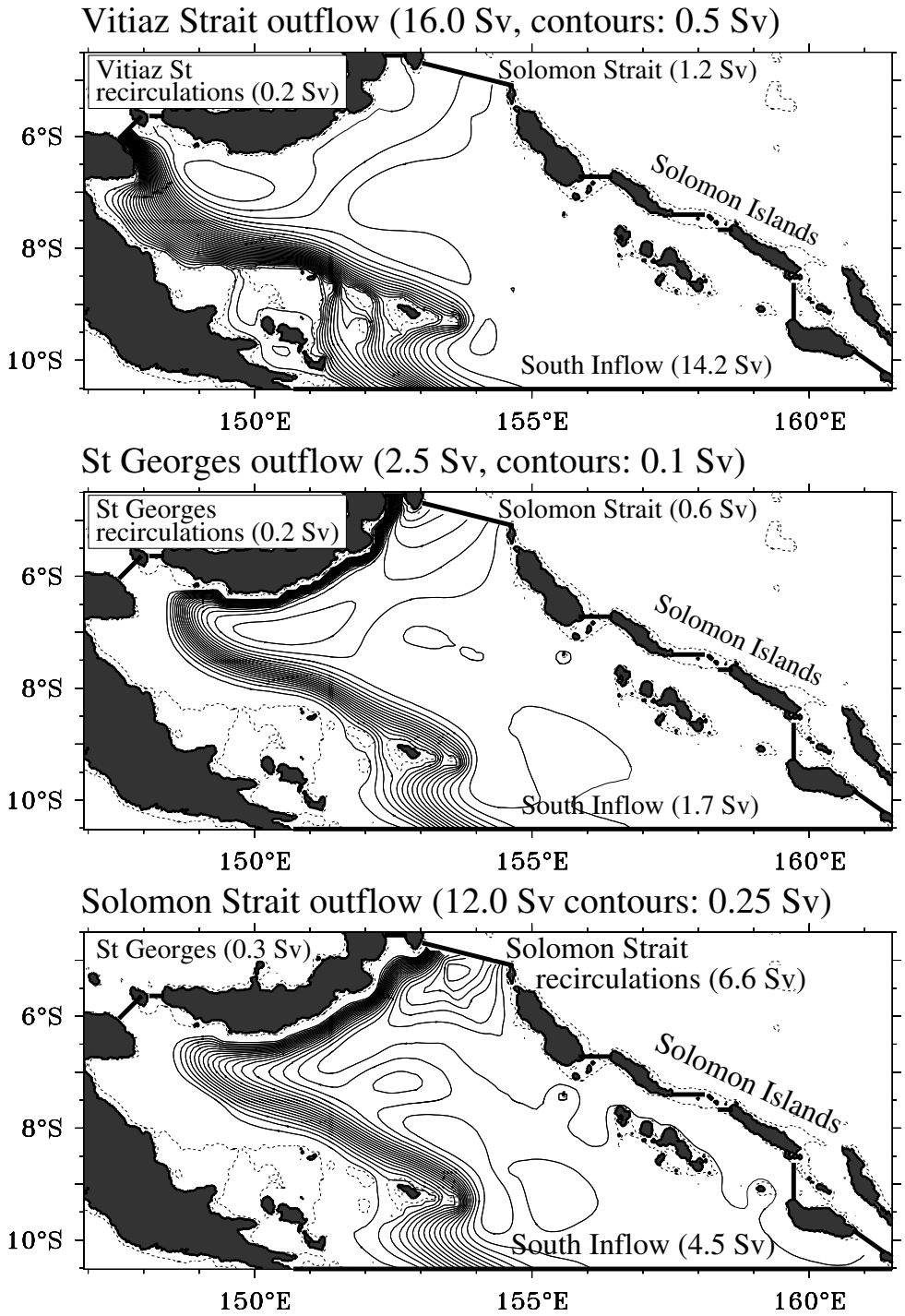


FIG. 7.5 – Barotropic streamfunction for Solomon Sea waters outflowing through (a) Vitiaz Strait, (b) St Georges Channel, and (c) Solomon Strait. Contours are in Sverdrup and their spacing is specified for each panel. For each panel, the top-to-bottom transports issuing from the principal Solomon Sea inflows are mentioned between parentheses, and the top-to-bottom strait outflow is precised at the top of the panel. Differences of transport observed between the total outflow through the northern straits and the sum of the transports along the principal routes mentionned on each panel are accounted for particles either "evaporated" at the surface, or originating from the Solomon Islands straits, or which have not reached a section after 4 years of backward integration.

To provide a 3D structure of the flow, the water column has been divided into density classes, as defined in table 7.1.

Surface Water	Upper Surface Water Lower Surface Water	USW LSW	SW	σ_0 <22.3 22.3 <σ_0 <23.3	Light Green Green
Upper part of Thermocline Water	Upper Thermocline Water Maximum Salinity Water Mid Thermocline Water	UTW MAXW MTW	TW	23.3 <σ_0 <24.3 24.3 <σ_0 <24.7 24.7 <σ_0 <25.7	Light Blue Cyan Blue
Lower Thermocline Water		LTW		25.7 <σ_0 <26.7	Purple
Intermediate Water		IW		26.7 <σ_0 <27.5	Orange
Deep Water		DW		27.5 <σ_0	Red

TAB. 7.1 – Definition of water masses used in the text and their associated colors in figs. 7.7 and 7.8. Note that TW regroups UTW, MAWX and MTW.

The surface waters (SW) are defined as the water above $\sigma_0 = 23.3$ kg/m^3, which is the lighter isopcynal surface that does not outcrop in the Solomon Sea during the 1986-1998 period (not shown). Thermocline waters are encompassed between $\sigma_0 = 23.3$ kg/m^3 and $\sigma_0 = 26.7$ kg/m^3. The three upper layers of the thermocline waters defined in table 7.1 (UTW, MAXW and MTW, grouped into TW), and especially the MAXW upstream and in the western Solomon Sea, contain the salty water (fig. 7.3) characteristical of the subtropical mode water (STMW, Sokolov et Rintoul (2000); Holbrook et Maharaj (2008)). This water mass is advected by the South Pacific STC from the subtropics to the equator (e.g. McCreary et Lu (1994)). Furthermore, the three upper layers of the thermocline encompass the $\sigma_0 = 25.0$ kg/m^3 isopycnal surface on which the EUC is centered (Tsuchiya et al., 1989), and so, should provide most of the EUC water. Consequently, we will mainly focus on those three water masses in this study, and group them into the upper part of the thermocline water (TW). Intermediate waters (IW) are defined as water between $\sigma_0 = 26.7$ kg/m^3 and $\sigma_0 = 27.5$ kg/m^3. They encompass the Antarctic Intermediate Water (AAIW) characterized by a salt minimum (around 34.5 psu, fig. 7.3). Finally, deep waters (DW) are found below $\sigma_0 = 27.5$ kg/m^3.

The streamfunction of Solomon Sea waters heading to the equator through the three northern straits is shown in fig. 7.6 for each water mass. The outflow through the three northern straits mainly occurs in the thermocline and intermediate layers (fig. 7.6). The outflow through the surface layer is comparatively more consequent for Vitiaz Strait (2.28 Sv, that is 14% of the total outflow) and St Georges Channel (0.31 Sv, that is 12% of the total outflow) than for Solomon Strait (0.93 Sv, that is 8% of the total outflow), while the outflow through the deep layer is only important for Solomon Strait (2.53 Sv, that is 22% of the total outflow).

For each water mass, the pathways followed by particles are similar to the ones previously described for the barotropic streamfunction (fig. 7.5). However, the relative importance of the main water origins to the three northern straits depends on density classes (fig. 7.6). For Vitiaz Strait outflow (blue in fig. 7.6), waters mostly originate from the south inflow for each water mass. The dominance of the south inflow pathway is stronger within the thermocline, where it provides more than 98% of the Vitiaz Strait outflowing transport. The south inflow provides 73% of surface and 83% of intermediate waters, but Solomon Strait contribution to those water masses is non negligeable with 18% and 14%

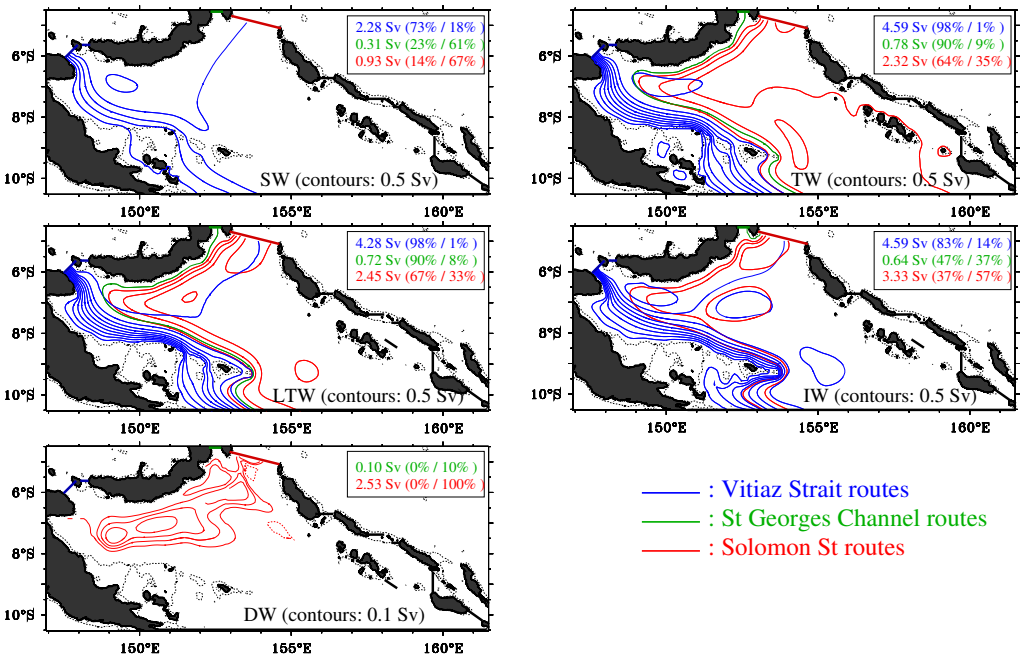


FIG. 7.6 – Streamfunction averaged for the surface (SW, top left), upper thermocline (TW, top right), lower thermocline (LTW, middle left), intermediate (IW, middle right) and deep (DW, bottom) layers in Sverdrups. Contour spacing is 0.5 Sv except for DW (0.1 Sv). For each panel, the total transports through Vitiaz Strait (blue), St Georges Channel (green) and Solomon Strait (red) are mentioned in the upper-right corner box. The following percentages represent the part of the transport that is achieved by the south inflow / Solomon Strait pathways.

respectively. As for St Georges Channel contribution to Vitiaz Strait outflow, it remains weak with 4% of SW and 3% of IW (not shown).

For the St Georges Channel outflow (fig. 7.6, green), the dominance of the south inflow pathway is also stronger within the thermocline, where this route provides 90% of the TW and LTW transports. The south inflow is also the main provider of IW (47%), but it is not the main provider of SW (23%). The contribution of Solomon Strait waters to St Georges Channel is non negligeable for TW, LTW and DW (between 6 and 10%). It is stronger for IW (37%) and it is even the main source (61%) of SW. As for St Georges Channel recirculation contribution, it is almost null for thermocline waters, but it is important for DW (90%), IW (14%) and for SW (13%) (not shown).

Finally, for the Solomon Strait outflow (fig. 7.6, red), recirculations are the main providers of SW (67%), IW (57%) and DW (100%), whereas the south inflow pathway is the main provider of thermocline waters (64% for TW and 67% for LTW).

4.2. Transit times

Mean Transit Time (days)						
	south inflow to	Solomon Strait to	south inflow to	Solomon Strait to	south inflow to	Solomon Strait to
	Vitiaz Strait		St Georges Channel		Solomon Strait	
SW	53	107	103	42	98	45
TW	**48**	**227**	**90**	**141**	**111**	**67**
LTW	53	195	93	234	120	123
IW	188	371	206	178	256	149
DW	/	/	1071	447	1075	107

TAB. 7.2 – Mean transit times (in days) of particles issuing from the south inflow and from Solomon Strait to join Vitiaz Strait, St Georges Channel and Solomon Strait.

The transit time of a particle represents the time spent by a particle to flow from its initial to final sections. Transit times of particles are weighted by their transport to be statistically representative and are presented in table 7.2. Particles cross the Solomon Sea very rapidly. Indeed, if we consider the most pertinent water masses for the EUC feeding, that is TW, it takes them around 48 days to join Vitiaz Strait, 90 days to join St Georges Channel, and 111 days to join Solomon Strait from the south inflow in the mean over the 1990-1998 period. Those quite rapid transit times to cross the Solomon Sea can be explained by the fact that thermocline south inflow waters, which represent the main source of the thermocline straits' outflows, follow the WBC Solomon Sea system to reach the northern straits : first the NGCU and then, after passing Vitiaz Strait, the NBCU, as previously seen (fig. 7.6). Those currents exhibit high speeds in the thermocline : more than 50 cm/s in the mean (Melet et al., 2010a), and more than 100 cm/s on strong flow periods (Lindstrom et al., 1990). Solomon Strait recirculations have a short transit time within the Solomon Sea (table 7.2), varying in the mean from one and a half (SW) to five months (IW). This is because they do not travel long distances (fig. 7.6). Solomon Strait water exiting the Solomon Sea through St Georges Channel and Vitiaz Strait have to travel longer distances : they have to catch the NGCU to outflow through Vitiaz Strait, or the NBCU to outflow through St Georges Channel. As a result, their transit time in the mean within the thermocline (TW and LTW) is roughly 200 days ($\sim$ 7 months) for Vitiaz

Strait and vary from 141 to 234 days (that is $\sim$ 5 to 8 months) for St Georges Channel.

5. Water masses transformations

In this section, we examine the water masses transformations from the Solomon Sea inflows to Vitiaz Strait, St Georges Channel and Solomon Strait. Each particle density, temperature and salinity can change along its pathway across the Solomon Sea under mixing resolved in the model and under the prescribed atmospheric heat and fresh water fluxes. Water masses transformations in the Solomon Sea can be estimated by comparing the transport distributions binned into density, temperature and salinity classes for the Solomon Sea inflows and for the exiting strait for each Solomon Sea crossing route.

5.1. Density transformations

We first examine the transport distributions as a function of density, for the three outflow straits routes, at the exit, and at the entrances into the Solomon Sea. Initial and final transport distributions are binned into 0.1 kg.m^{-3} density classes (fig. 7.7).

The initial transport distribution (in a forward framework, at the Solomon Sea inflows) has been separated into the water classes defined in section 4.1.b (table 7.1) and colored accordingly (fig. 7.7, shaded colors). This representation of transport as a function of density provides a more detailed picture of its vertical distribution than described in fig. 7.6. The initial transport distributions show that for the three northern straits routes, transport mainly occurs in the MTW, LTW and IW, between $\sigma_0 = 24.7$ kg/m^3 and $\sigma_0 = 27.5$ kg/m^3, where the NGCU and NBCU infer a strong inflow (Melet et al., 2010a). The deep Solomon Strait also allows a strong DW transport.

The particles within one specific initial density class have been followed until they reach their final destination (in a forward framework) and their final transport distribution is plotted on the same figure (fig. 7.7, solid colored contours). The differences between these two distributions show the density changes particles experienced during their crossing of the Solomon Sea. For one specific density class, the more the final distribution has spread over the initial distribution, the more diapycnal mixing has occured. This diapycnal spreading, which qualitatively illustrates diapycnal mixing, is particularly strong for thermocline waters, especially for the MAXW, and is more important for the Vitiaz Strait and St Georges Channel routes than for the Solomon Strait ones (fig. 7.7).

This diapycnal mixing spreading is illustrated below for MAXW. Along the Vitiaz Strait routes, the initial transport in the MAXW layer is 0.67 Sv (fig. 7.7). Particles accounting for this transport have spread over the UTW and MTW density classes during their journey to Vitiaz Strait. As a result, only 33% of those particles remain in the MAXW density class when they reach Vitiaz Strait. As the other water masses also experienced diapycnal spreading, the water found in the MAXW density class at Vitiaz Strait come from originally MTW (38%), MAXW (33%), UTW (26%), and LSW (2%). The diapycnal mixing explains the differences of initial and final density class transports, and the MAXW transport at Vitiaz Strait has slightly decreased, with 0.66 Sv.

Along the St Georges Channel routes, the initial transport in the MAXW layer is 0.11 Sv. As particles accounting for this transport have spread over the UTW and MTW density classes during their journey to St Georges Channel, only 37% of those particles remain in the MAXW density class when they reach St Georges Channel. As the other water masses also experienced diapycnal spreading, waters found in the MAXW density

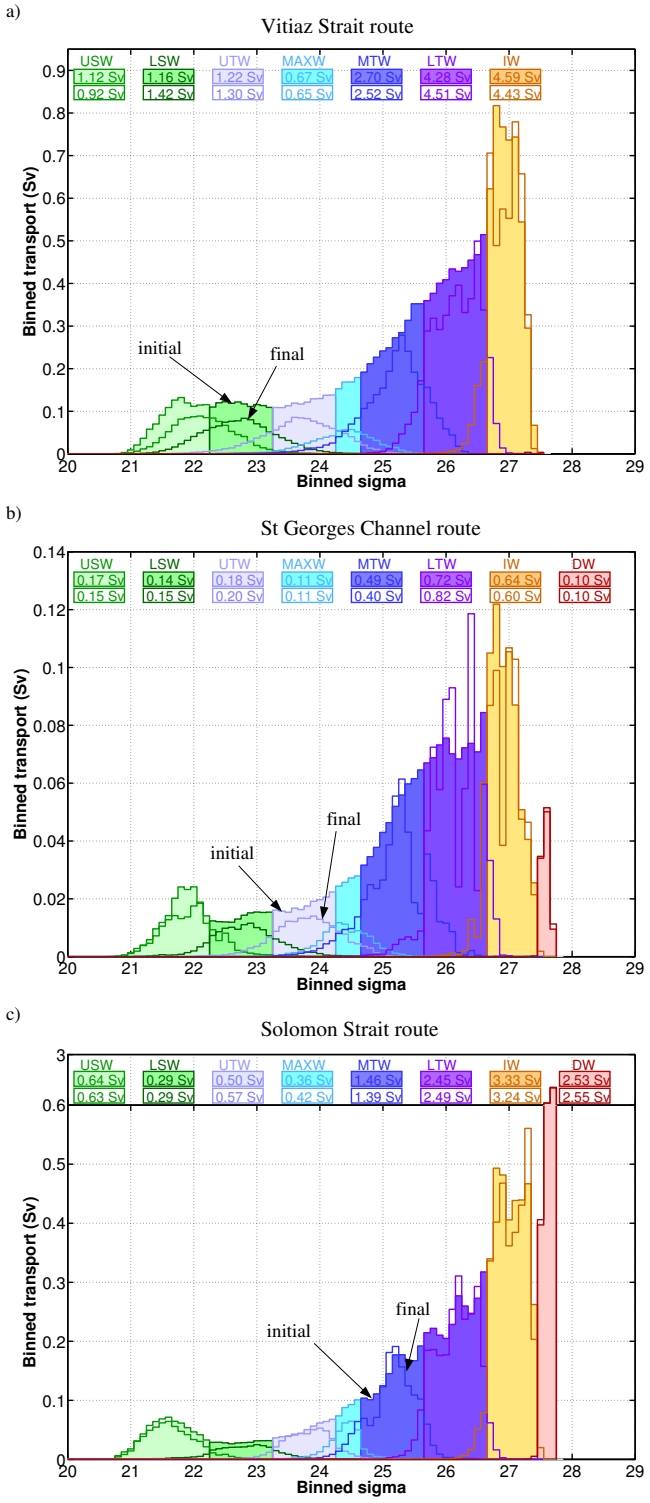


FIG. 7.7 – Transport distributions as a function of density for the Vitiaz Strait (a), St Georges Channel (b) and Solomon Strait (c) routes. The filled histograms correspond to the distribution of transport at the Solomon Sea inflows while the lined histograms correspond to the distribution of transport at the exiting strait. Colors refer to the density classes defined in table 7.1. Transports for each water mass are indicated at the top of each panel : the transport in the filled box corresponds to the transport of the water mass at the Solomon Sea inflows while the transport in the white box corresponds to the transport of the water mass at the exiting strait. Note the compressed vertical axis for Solomon Strait route.

class at St Georges Channel come from originally MAXW (37%), MTW (37%) and UTW (27%).

Finally, along the Solomon Strait routes, the initial transport in the MAXW layer is 0.36 Sv. Because of diapycnal mixing, only 63% of those particles remain in the MAXW density class when they reach Solomon Strait, and waters found in the MAXW density class at Solomon Strait come from originally MAXW (52%), MTW (36%) and UTW (12%). As a result of diapycnal mixing, the final transport in the MAXW layer is 0.42 Sv.

In order to refine our analysis, we chose to calculate a criterion to quantify the diapycnal mixing. The criterion is applied on the density variation of particles along their path. If $|\sigma_{out} - \sigma_{in}| > 0.1$, where σ_{in} is the particle density at the Solomon Sea inflow and σ_{out} its density at the exiting strait, then we consider that the particle has experienced diapycnal mixing. Otherwise, particles are considered to remain on the same isopycn. Sensibility tests to the criterion have been performed. They show that results are robusts : percentages of diapycnal mixing significantly increase if we consider a more selective criterion, but their relative proportions among density classes are preserved. The percentages of diapycnal transport for each water mass diagnosed according to this criterion are presented in table 7.3 along each main Solomon Sea routes, which can be separated.

As previously illustrated, this analysis shows that the diapycnal mixing is stronger for the Vitiaz Strait outflow than for the St Georges Channel and Solomon Strait outflows, and the part of diapycnal transport decreases with depth (table 7.3). As a result, IW routes are mainly isopycnal whereas surface routes are mainly diapycnal.

Moreover, differences can be observed between the different water mass origins : south inflow routes tend to be more diapycnal than Solomon Strait routes.

	south inflow to	Solomon Strait to	south inflow to	Solomon Strait to	south inflow to	Solomon Strait to
	Vitiaz Strait		St Georges Channel		Solomon Strait	
SW	83 %	93 %	85 %	67 %	84 %	42 %
TW	**81 %**	**85 %**	**80 %**	**68 %**	**69 %**	**36 %**
LTW	69 %	58 %	62 %	50 %	49 %	26 %
IW	39 %	17 %	40 %	9 %	27 %	4 %
DW	/	/	/	/	3 %	0 %

Tab. 7.3 – Diapycnal part of the transport for each pathways, all inflows considered.

Routes leading to an outflow through Vitiaz Strait are strongly diapycnal : most of the particles experience density changes of more than 0.1 kg/m^3 along those routes. The proportions of diapycnal transport are roughly comparable for the south inflow (81% for TW) and Solomon Strait (85% for TW) pathways (table 7.3). As a result, less than 20% of initially TW particles circulate along the same density during their crossing of the Solomon Sea to Vitiaz Strait. The remainder experiences diapycnal transport along this route, and tends to change of water mass as seen on fig. 7.7.

As for the St Georges Channel outflow, the importance of diapycnal transport depends on the route followed by particles. Diapycnal mixing is strong for the south inflow route (80% for TW), moderate for the Solomon Strait route (68% for TW), and weak (26% for TW, not shown) for the St Georges Channel recirculations (fig. 7.5). For each water mass, diapycnal mixing is less important for the Solomon Strait routes than for the Vitiaz Strait or St Georges Channel routes, as already suggested by fig. 7.7. In fact, as for Solomon

Strait routes, diapycnal transports are only dominant for SW and TW originating from the south inflow. Otherwise, isopycnal transports are preponderant (table 7.3). Moreover, the relative importance of diapycnal mixing along the different routes is more striking for the Solomon Strait outflow. Indeed, diapycnal mixing is roughly twice stronger for water originating from the south inflow (about 69% for TW) than for recirculations within the Solomon Strait (about 36% for TW). Thus, we can distinguish an isopycnal and a diapycnal upper thermocline (TW) route that lead to an outflow through Solomon Strait.

5.2. Salinity transformations

In this section, we analyze the salinity transformations across the Solomon Sea and the importance of diapycnal processes in the observed salinity transformations. We first examine transport distributions as a function of salinity, as we did for density. For each of the three northern straits routes, initial (all contributing Solomon Sea inflows considered without distinction) and final transport distributions are binned into 0.02 psu salinity classes (fig. 7.8). The comparison of the initial and final transport distributions gives the evolution of salt fluxes along each route. Salt fluxes are calculated for a given pathway through the Solomon Sea as follows :

$$Fs = \sum((S_{out} - S_{in})Tr) \tag{7.1}$$

Where Tr is the transport of a particle following the considered route, S_{out} its salinity at the Solomon Sea outflow, S_{in} its salinity at the Solomon Sea inflow.

The salinity distributions of fig. 7.8 exhibit two main peaks characterizing the STMW and AAIW described in section 3. The peak of high salinities in excess of 35.5 psu is representative of the subtropical mode water (STMW), and is explained by the water of the upper part of the thermocline (TW, in blue in fig. 7.8). The peak of low salinities (around 34.5 psu) is representative of the Antarctic Intermediate Water (AAIW), and is explained by the intermediate water (IW, in yellow in fig. 7.8). The salinity distribution encompassed between those two extremum is representative of both surface waters (SW, in green in fig. 7.8) and of waters from the lower part of the thermocline (LTW, in purple in fig. 7.8). The comparison of the initial (shaded colors) and final (solid colored contours) salinity distributions shows that TW become fresher (negative salt flux) whereas LTW and IW become saltier (positive salt flux) during their journey through the Solomon Sea to each northern strait. As a consequence, the vertical gradient of salinity is reduced during the crossing of the Solomon Sea : the maximum of salt characteristic of STMW is eroded, and the corresponding salt flux is notably transfered downward to LTW and IW (characteristic of AAIW). Salt fluxes are more intense for TW (up to -522 mpsu.Sv for Vitiaz Strait routes, fig. 7.8) than for LTW and IW. They are null for DW, because changes of salinity are very weak for this water mass. As for SW, salt fluxes are also weak when we consider the cumulative contribution of all the inflows to a given strait route. Finally, these salinity transformations across the Solomon Sea are more important (stronger salt fluxes, fig. 7.8) for the Vitiaz Strait routes than for the St Georges Channel and Solomon Strait routes.

Thus, the salinity of waters advected by the lower branch of the STC from the subtropics to the EUC is significantly modified during their transit in the Solomon Sea.

In order to refine this analysis, we now examine the importance of diapycnal processes in the observed salinity transformations. The routes from the southern Solomon Sea (south inflow) to the Equatorial Pacific are the most pertinent ones from a climatic point of view,

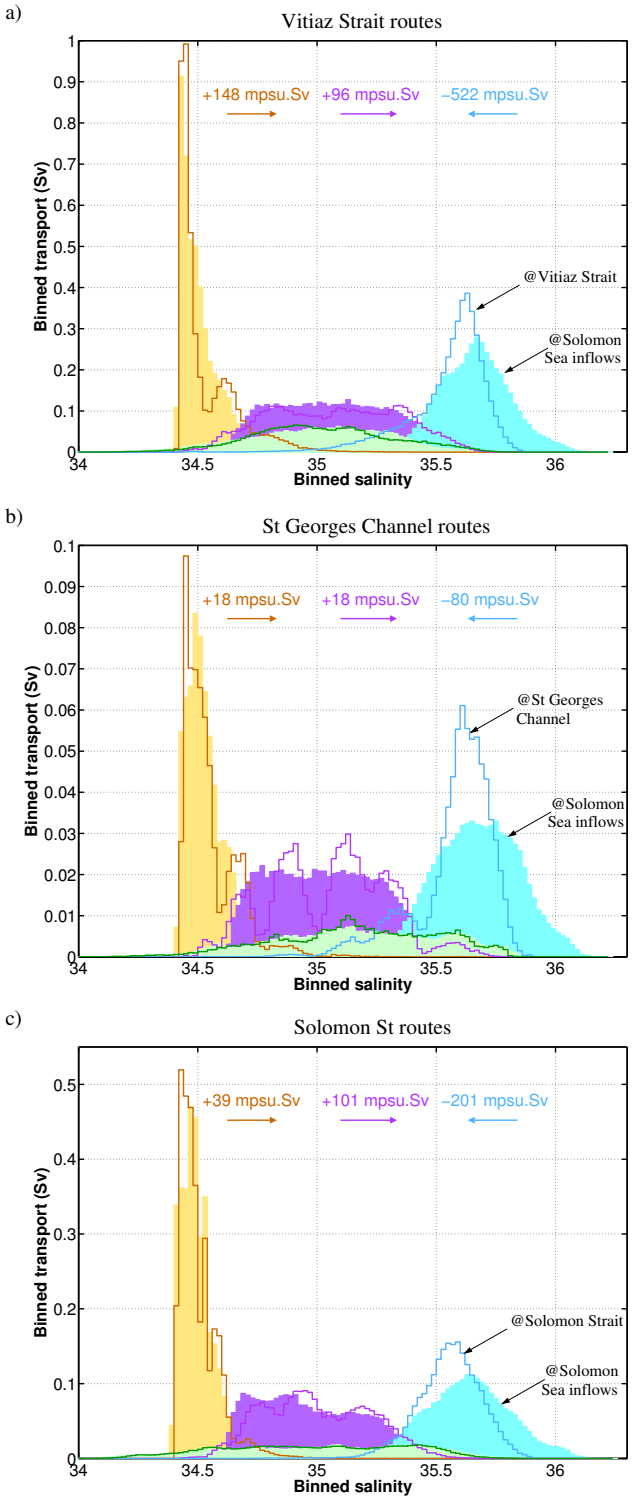


FIG. 7.8 – Transport distributions as a function of salinity for the Vitiaz Strait (a), St Georges Channel (b) and Solomon Strait (c) routes. The filled histograms correspond to the distribution of transport at the Solomon Sea inflows while the lined histograms correspond to the distribution of transport at the exiting strait. Colors refer to water mass density classes defined in table 1. UTW, MAXW, MTW have been grouped into TW and are plotted in blue. For clarity reasons, and because the associated salt fluxes are almost null, we chose not to plot the DW. The mean salinity of those waters is about 34.6 psu for all pathways. Salt fluxes from the Solomon Sea inflows to the exiting strait are specified for TW, LTW and IW.

since spiciness anomalies carried by the South Pacific STC mainly enter the Solomon Sea from its southern entrance, due to currents distribution (Melet et al., 2010a).

South inflow to Vitiaz Strait					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Salt Flux	Salt Flux	Salt Trend	Salt Flux	Salt Trend
SW	**+6**	+11 (183 %)	*+0.01*	-5	*-0.02*
TW	**-536**	-476 (89 %)	*-0.14*	-60	*-0.08*
LTW	**+85**	+74 (87 %)	*+0.03*	+11	*+0.01*
IW	**+162**	+142 (88 %)	*+0.10*	+20	*+0.01*

South inflow to St Georges Channel					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Salt Flux	Salt Flux	Salt Trend	Salt Flux	Salt Trend
SW	**+7**	+6 (86 %)	*+0.11*	+1	*+0.06*
TW	**-77**	-65 (84 %)	*-0.13*	-12	*-0.09*
LTW	**+14**	+11 (79 %)	*+0.03*	+3	*+0.01*
IW	**+16**	+13 (81 %)	*+0.11*	+3	*+0.02*

South inflow to Solomon Strait					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Salt Flux	Salt Flux	Salt Trend	Salt Flux	Salt Trend
SW	**+5**	+5 (100 %)	*+0.04*	0	*+0.01*
TW	**-158**	-112 (71 %)	*-0.13*	-46	*-0.11*
LTW	**+60**	+35 (58 %)	*+0.04*	+25	*+0.03*
IW	**+40**	+28 (70 %)	*+0.08*	+12	*+0.01*

TAB. 7.4 – Salt fluxes (mpsu.Sv) and associated salinity trend (salt flux divided by the corresponding transport, in psu) per water mass associated with the south inflow to Vitiaz Strait (top), St Georges Channel (middle), and Solomon Strait (bottom) pathways. The percentages given in the diapycnal salt flux column represent the part of the total salt flux explained by diapycnal mixing.

Indeed, the comparison of the salt fluxes computed for all contributing Solomon Sea inflows considered without distinction (fig. 7.8) with the salt fluxes computed for the south inflow contribution alone (table 7.4) to each northern strait shows that the south inflow routes explain most of the salt fluxes associated with each strait. For instance, the south inflow route is responsible for -77 mpsu.Sv (table 7.4) out of -80 mpsu.Sv (fig. 7.8) for the TW salt flux associated with St Georges Channel outflow. Salt fluxes associated with the Solomon Strait inflow routes are thus negligeable in general, except for Solomon Strait recirculations where they significantly reinforce the salt fluxes associated with the south inflow route. Therefore, we will focus on water originating from the south inflow in the following.

We now decompose the salt fluxes along the south inflow routes to the equator into diapycnal salt fluxes (computed from the particles experiencing diapycnal transports) and isopycnal salt fluxes (computed from the particles that remain on the same density). This decomposition of salt fluxes shows that for the south inflow to the three northen straits

pathways, diapycnal mixing ensures most of the salt fluxes. Indeed, as for TW, 89% of the south inflow to Vitiaz Strait salt flux is diapycnal, 84% for St Georges Channel and 71% for Solomon Strait (table 7.4). For each route, the proportion of salt fluxes explained by diapycnal mixing is almost the same for TW, LTW and IW (around 88% for Vitiaz Strait route, around 80% for St Georges Channel route and around 70% for Solomon Strait routes), and is stronger for SW. This diapycnal mixing implies that thermocline layers (TW) export salt towards SW and LTW, IW. This export leads to a negative salt flux for TW, and positive salt fluxes for LTW, IW and SW as previously seen (table 7.4). As precipitation dominates evaporation over the Solomon Sea (e.g. Béranger et al. (1999)), a strong negative salt flux (freshening) is imposed from the atmospheric forcing to ocean surface layers (SW). It seems likely that the strong positive SW salt flux associated with diapycnal mixing dominates the negative SW salt flux associated with atmospheric forcing. As a result, SW salt flux is positive along the south inflow routes to the three northern Solomon Sea straits. The same is not true for routes originating from Solomon Strait : positive diapycnal salt fluxes are not strong enough to compensate the negative atmospheric salt flux, and SW salt fluxes are negative (not shown).

Let us now consider the efficiency of diapycnal and isopycnal mixing on the salinity transformations. In the upper part of the thermocline (TW), diapycnal mixing yields to a salinity transformation of -0.14 psu along the south inflow to Vitiaz Strait route, while isopycnal mixing only generates a salinity transformation of -0.08 psu along this route (table 7.4). Thus, diapycnal mixing is more efficient in terms of salinity trend than isopycnal mixing along the south inflow to Vitiaz Strait. This is also true along the south inflow to St Georges Channel and Solomon Strait routes (table 7.4).

The efficiency of diapycnal mixing is even more important compared to the one of isopycnal mixing for SW, LTW, and especially for IW. On the one hand, along the south inflow to Vitiaz Strait route, SW become saltier through strong diapycnal mixing (+0.01 psu), but the associated salt flux is half compensated by weaker isopycnal mixing which tends to freshen SW (-0.02 psu) along this route (table 7.4). On the other hand, salinity trends induced by diapycnal mixing are substantially higher for LTW, and more than six times higher for IW, than the salinity trends induced by isopycnal mixing for the south inflow routes to the three northern straits (table 7.4).

All in all, diapycnal mixing is more efficient than isopycnal mixing, and it explains the major part of the observed salt fluxes for all the water masses along the south inflow routes to the three northern straits.

5.3. Temperature transformations

Water mass transformations in the Solomon Sea are finally analyzed by diagnosing the temperature transformations across the Solomon Sea and the importance of diapycnal processes in the observed temperature transformations.

Since density is mainly driven by temperature, the histograms of transport as a function of temperature look like the histograms of transport as a function of density (fig. 7.6) and are not shown. For the same reasons than for the salinity transformations, we will only consider the temperature transformations associated with the south inflow routes. In this regard, heat fluxes are calculated as follows :

$$Fq = \sum(\rho_0 Cp(T_{out} - T_{in})Tr) \tag{7.2}$$

Where Tr is the transport of a particle following the considered route, T_{out} its tempe-

rature at the Solomon Sea outflow, T_{in} its temperature at the south Solomon Sea inflow, ρ_0 is a mean density (1020 kg/m^3), and Cp the heat capacity of water under constant pressure.

Heat fluxes are then decomposed in their diapycnal and isopycnal parts by considering the heat fluxes associated with the particles experiencing diapycnal modification and the heat fluxes associated with the particles that remain on the same density. Heat fluxes associated with the south inflow routes to each northern Solomon Sea straits are listed in table 7.5.

South inflow to Vitiaz Strait					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Heat Flux	Heat Flux	Trend	Heat Flux	Trend
SW	**-144**	-139 (91 %)	*-0.25*	-5	*-0.04*
TW	**-377**	-308 (82 %)	*-0.12*	-68	*-0.22*
LTW	**+284**	+272 (96 %)	*+0.23*	+12	*+0.02*
IW	**+695**	+622 (89 %)	*+1.04*	+73	*+0.08*
South inflow to St Georges Channel					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Heat Flux	Heat Flux	Trend	Heat Flux	Trend
SW	**-8**	-8 (100 %)	*-0.34*	+0	*+0.12*
TW	**-90**	-78 (87 %)	*-0.33*	-12	*-0.23*
LTW	**+39**	+33 (85 %)	*+0.20*	+6	*+0.06*
IW	**+73**	+60 (82 %)	*+1.22*	+13	*+0.18*
South inflow to Solomon Strait					
	Total	Diapycnal		Isopycnal	
	Heat Flux	Heat Flux	Trend	Heat Flux	Trend
SW	**-3**	-3 (100 %)	*-0.07*	0	*+0.03*
TW	**-69**	-22 (32 %)	*-0.10*	-46	*-0.27*
LTW	**+155**	+101 (65 %)	*+0.31*	+54	*+0.16*
IW	**+170**	+125 (74 %)	*+0.90*	+45	*+0.12*

TAB. 7.5 – Heat fluxes (10^{-2} TW) and associated temperature trends (heat flux divided by the corresponding transport, in °C) per water mass associated with the south inflow to Vitiaz Strait (top) St Georges Channel (middle) and Solomon Strait (bottom) pathways. The percentages given in the diapycnal heat flux column represent the part of the total heat flux explained by diapycnal mixing.

Along the south inflow routes, SW and TW are cooled (negative heat fluxes, first column of table 7.5), whereas LTW and IW are warmed (positive heat fluxes). Thus, heat is transfered downward along those routes, and the vertical temperature gradient is reduced during the crossing of the Solomon Sea. Heat fluxes, as for salt fluxes, are stronger for south inflow waters exiting the Solomon Sea through Vitiaz Strait than through St Georges Channel or Solomon Strait (table 7.5). The decomposition of the heat flux into its diapycnal and isopycnal components shows that for the south inflow pathways, diapycnal mixing is responsible for most of the heat fluxes along the three pathways (see

percentages in table 7.5). This is especially true for the south inflow to Vitiaz and St Georges routes where diapycnal mixing explains more than 80% of the heat fluxes for each water mass. Diapycnal mixing plays a weaker role to explain heat fluxes associated with the south inflow to Solomon Strait route, and it is even less important (32%) than isopycnal mixing in the upper thermocline layer (TW). As observed for salinity changes, temperature changes due to diapycnal mixing are greater than the temperature changes due to isopycnal mixing. This is particularly true for LTW, and for IW, where temperature variations due to diapycnal mixing reach about 1°C for the south inflow routes (table 7.5). As for TW, diapycnal mixing is more efficient than isopycnal mixing in terms of temperature variations only along the south inflow to St Georges Channel route (table 7.5).

All in all, diapycnal mixing is more efficient than isopycnal mixing, and it explains the major part of the observed heat fluxes for all the water masses along the south inflow routes to the three northern straits (except for the TW along the south inflow to Vitiaz and Solomon Strait routes).

6. Tidal induced vertical mixing

To evaluate the impact of the tidal mixing parameterization used in our model, we performed a sensitivity experiment in which no tidal mixing parameterization is implemented. We call it NOTIDE, while our reference simulation is called TIDE in this section.

Diapycnal mixing can be explained by several processes. First, the strong and narrow western boundary currents of the Solomon Sea can induce vertical mixing because of strong vertical shear (turbulent closure scheme, in this study a TKE parameterization, see section 2.1.1). This first mecanism of vertical mixing occurs both in the TIDE and NOTIDE experiments. Secondly, internal tide dissipation generates vertical mixing. This second mecanism of vertical mixing only occurs in the TIDE experiment. Finally, numerical diffusion associated with the horizontal advection scheme may also produce an additional source of mixing in regions of strong gradients. Unfortunatly, we are not able to precisely quantify the importance of each of these sources of diapycnal mixing. However, by comparing the TIDE and NOTIDE simulations, we can provide a useful quantification of the effect of the tidal parameterization we introduced. Fig. 7.9 shows that the tidal mixing parameterization yields to an enhancement of vertical diffusivity outside the WBC region and notably in the regions of high barotropic to baroclinic tides energy transfer : along the two ridges extending from the Louisiade and Woodlark archipelagoes (fig. 7.1), and around Solomon Strait. This geographical repartition of the vertical diffusivity induced by tidal mixing explains why diapycnal mixing is more important for the south inflow to Solomon Strait pathway than for Solomon Strait recirculations for instance (see fig. 7.6 for Solomon Strait outflow routes in the thermocline).

The impact of the tidal parameterization is first illustrated by comparing the mass fields of the TIDE and NOTIDE experiments (fig. 7.3). Upstream of the Solomon Sea, in the SEC and NQC boxes, no differences can be seen between the TIDE and NOTIDE experiments. The similarity of the T-S diagrams in the SEC and NQC boxes in the TIDE and NOTIDE experiments was expected since the tidal parameterization applied in TIDE only concerns the Solomon Sea (fig. 7.5) and since Solomon Sea waters do not flow to those regions (fig. 7.1). In the Solomon Sea, the tidal parameterization tends to weaken the model biases : the T-S diagrams of the TIDE experiment are closer to the CARS climatology

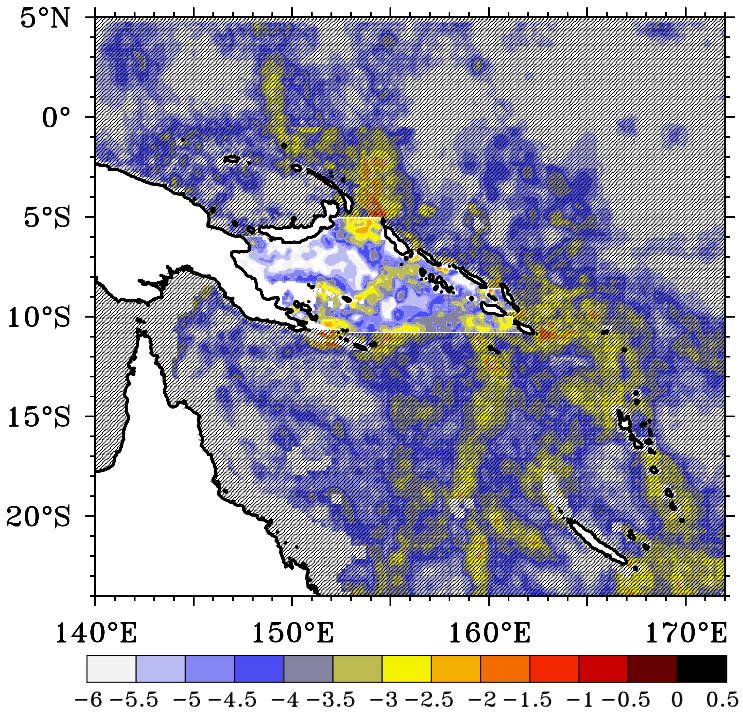


FIG. 7.9 – Vertical diffusivity resulting from internal tide breaking averaged over the $\sigma_0 = 24.3$ kg/m^3 to $\sigma_0 = 24.7$ kg/m^3 layer (logarithm scale). The region where the thermocline enhanced tidal mixing parameterization is applied is not hatched.

than the NOTIDE experiment ones, especially in the thermocline layers where the tidal parameterization energy transfer is the most important (section 2.3). Downstream of the Solomon Sea, in the PNG box, the tidal parameterization has almost removed model biases of thermocline water. As a result, the STMW is fairly well reproduced in the TIDE experiment along the northern coast of PNG, before it joins the EUC.

Let us now focus on the upper thermocline water masses. Both the observed thermocline temperature (not shown) and salinity of the CARS climatology are more realistically reproduced in the TIDE experiment (fig. 7.4). Indeed, the tidal parameterization yields to a weakening of salinities in and downstream the Solomon Sea, in better agreement with observations. In particular, the salt minimum in the eastern Solomon Sea, Bismarck Sea and along the northern coast of PNG (fig. 7.1) observed in CARS are more realistically reproduced in the TIDE experiment than in the NOTIDE one (fig. 7.4). South of the Solomon Sea, the thermocline enhanced tidal mixing parameterization (section 2.1.3) is not applied, and a salty bias can be noted in both the TIDE and NOTIDE experiments. This suggests that some more mixing is needed upstream the Solomon Sea and/or that the region of formation of this water mass is not well reproduced by the model.

Thus, the tidal parameterization implemented in the TIDE experiment within the Solomon Sea yields to a more realistic representation of the mass field and water masses of the Solomon Sea, even though it does not remove all the model biases. In terms of top-to-bottom transports, the TIDE and NOTIDE experiments are roughly identical. However, the tidal mixing changes the transports in each of the water mass classes considered. The differences are relatively weak : for the south inflow, Vitiaz Strait, St Georges Channel, and Solomon Strait transports they do not exceed, and are often way weaker than 0.15 Sv for SW and TW, and 0.3 Sv for IW and DW. However, those transport differences explain in some places large differences in salt and temperature changes.

The impact of the tidal parameterization is now illustrated by comparing the salt and heat fluxes of the TIDE and NOTIDE experiments. We considered for each northern outflow strait routes all Solomon Sea inflows contribution, in order to properly compare the salt and heat budget for each route.

Fig. 7.10 shows that the salt and heat fluxes are mainly of the same sign in the TIDE and NOTIDE experiments, but are stronger in TIDE. Thus, the temperature and salinity transformations described in section 5 for the TIDE experiment were already partly simulated in the NOTIDE experiment, but they are generally reinforced by the tidal parameterization, especially for the Solomon Strait routes.

In terms of salt fluxes, the salt loss is significantly reinforced by the tidal parameterization for UTW, MAXW and MTW for all three northern straits routes. For instance, if we consider the MAXW density class, the tidal mixing parameterization increases the magnitude of the flux salt by 28% for Vitiaz Strait routes, by 33% for St Georges Channel routes, and by 67% for Solomon Strait routes (fig. 7.10). The salt gain is significantly reinforced for LTW along the Solomon Strait routes and for IW along the three northern straits routes. As for the SW, the impact of the tidal parameterization depends on the route considered. The salt gain is reinforced in the TIDE experiment for the Vitiaz Strait route, while the salt loss is weakened in the TIDE experiment for the Solomon Strait route. Therefore, the tidal parameterization implies a SW salt gain for those routes. As for St Georges Channel route, the salt gains are weakened for both SW and LTW in the TIDE experiment.

The tidal parameterization increases the salt transfer from the upper part of the ther-

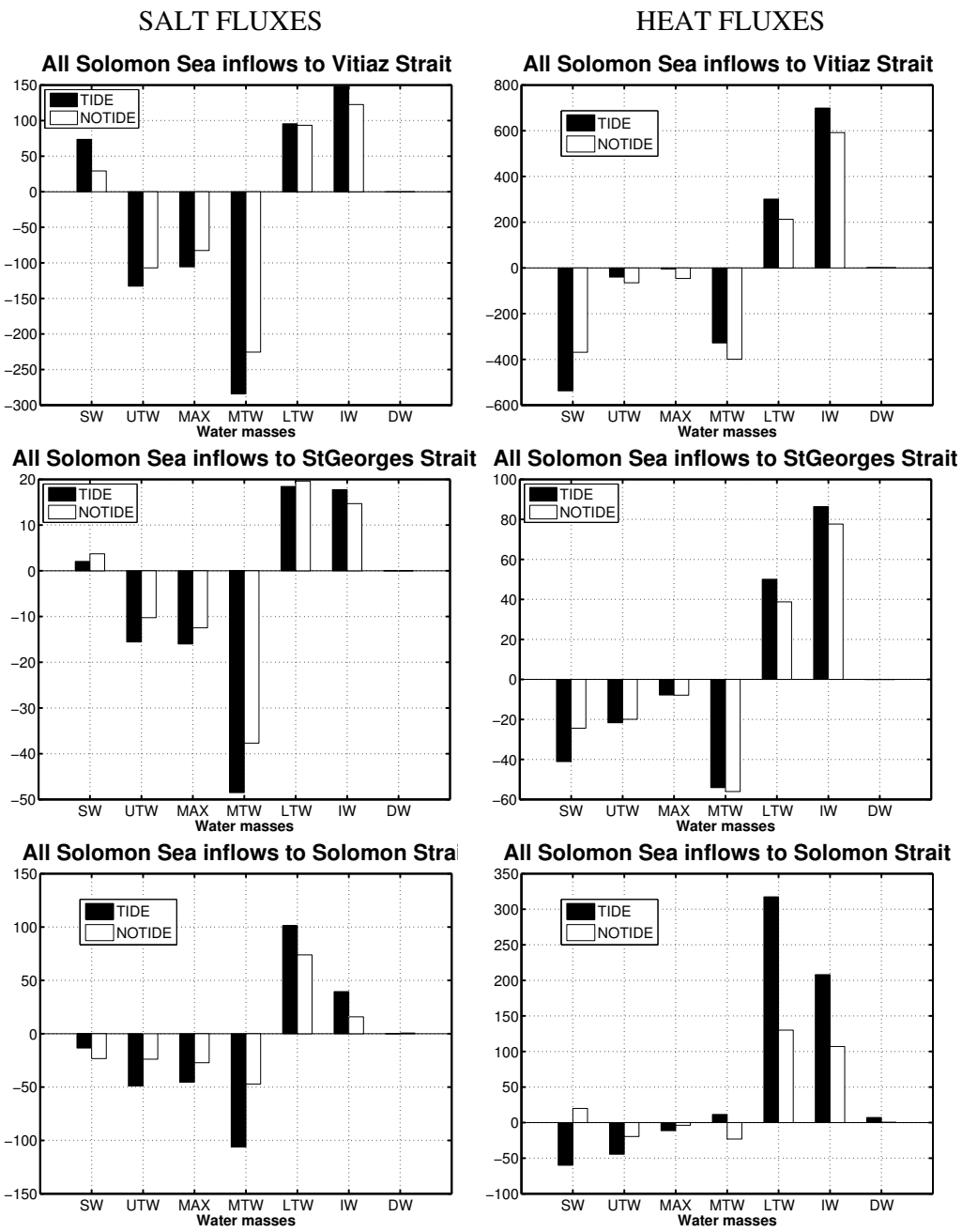


FIG. 7.10 – Salt fluxes (left column, in mpsu.Sv) and heat fluxes (right column, in 10^{-2} TW) per water masses for Vitiaz Strait (up), St Georges Channel (middle) and Solomon Strait (down) routes for the TIDE (black bars) and NOTIDE (white bars) experiments.

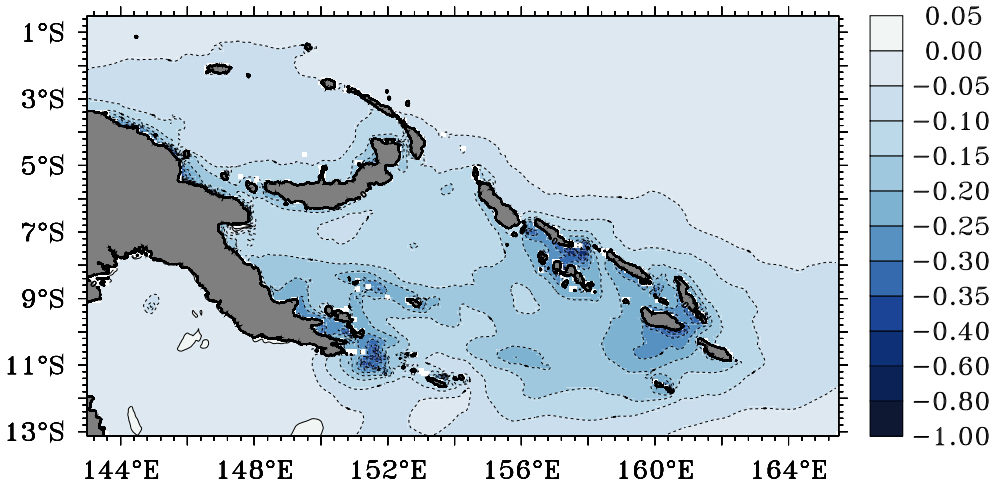


FIG. 7.11 – TIDE mean sea surface temperature minus NOTIDE mean sea surface temperature. Units are in °C.

mocline (UTW, MAXW, MTW) to the lower thermocline, intermediate and surface waters for both Vitiaz and Solomon straits routes. Moreover, the tidal parameterization explains the better agreement with observations in terms of water mass properties in the TIDE simulation than in the NOTIDE simulation.

Heat fluxes are of the same sign in the TIDE and NOTIDE experiments for each water mass for Vitiaz Strait and St Georges Channel routes (fig. 7.10). The tidal parameterization yields to a reinforced cooling of SW, a weakened cooling of the upper part of the thermocline (TW, and more precisely, the cooling of MAXW is weakened by 89% by the tidal mixing parameterization along the south inflow to Vitiaz Strait route), and a reinforced heating of LTW and IW. Thus, the tidal parameterization increases the downward heat transfer from SW along the south inflow to Vitiaz Strait and St Georges Channel routes.

In regard to the Solomon Strait route, heat fluxes do not necessarily have the same sign in the TIDE and NOTIDE experiments, and the differences of heat fluxes amplitude are more drastic. By comparing the TIDE and NOTIDE heat fluxes, we find that the tidal parameterization yields to a cooling of SW, an increased cooling of UTW and MAXW (+175%), and a decreased cooling of MTW, an increased heating of LTW, IW and DW. Therefore, along the south inflow to Solomon Strait route, the tidal parameterization yields to a downward heat transfer from UTW and MAXW in addition to SW.

The increase of the downward heat transfer due to tidal mixing is responsible for a decrease of the sea surface temperature over the Solomon Sea (fig. 7.11). The averaged sea surface temperature drop from the NOTIDE to the TIDE experiment is -0.17°C over the region where the tidal parameterization has been applied (fig. 7.9). The surface cooling is even more striking around the Louisiade and Woodlarks archipelagoes, the Solomon Islands, and along the PNG coast downstream of Vitiaz Strait. The related changes of the surface layer heat content induced by diapycnal mixing may modify the atmospheric convection, the ocean-atmosphere interactions, and more generally tropical mean state climate.

All in all, the tidal parameterization significantly increases diapycnal mixing and explains a substantial part of the modeled salt and heat fluxes along the Solomon Sea routes to Vitiaz, St Georges and Solomon straits.

7. Conclusions and discussions

This study aims to apprehend the water masses transformations of subtropical water heading to the equator during their crossing of the Solomon Sea. Since the western boundary currents (WBC) of the Solomon Sea are the main source of the Equatorial Undercurrent (EUC, Tsuchiya et al. (1989)), water masses transformations occuring in this region could impact the equatorial mass field with potential consequences for the equatorial climate and for the low modulation of El Nino Southern Oscillation (ENSO, e.g. Gu et Philander (1997); Luo et al. (2005)).

However, to our knowledge, no study has been dedicated so far to the analysis of Solomon Sea water masses transformations. Even though available in-situ data are scarce in this remote region, water masses transformations in the Solomon Sea are depicted in this study using climatological observations (CARS, Ridgway et al. (2002)) and mainly consist in an erosion of the thermocline salinity maximum of 0.3 psu associated with a cooling of 1.2°C. A high-resolution (1/12°) model of the Solomon Sea (already validated for the circulation in Melet et al. (2010a)) has also been implemented in order to resolve the complex circulation and eddy field structure. The model includes a parameterization of the vertical mixing induced by internal tides dissipation. The good agreement between our simulation and observations both in terms of water masses properties and of circulation allows us to realistically analyze the water masses pathways and transformations in the Solomon Sea from our modeling results.

Water masses transformations are analyzed in a lagrangian framework (Blanke et Raynaud, 1997), which enables us to separate the total 3D eulerian circulation into different pathways according to their origins and their density, as previously done in the indonesian region (Koch-Larrouy et al., 2008). The main part of the flow circulates through Vitiaz and Solomon straits, in the thermocline and intermediate layers, and involves water originating from the Solomon Sea south inflow, especially for the thermocline layer, and from Solomon Strait.

Water masses originating from Solomon Strait recirculate in the Solomon Sea : they head towards the NGCU to escape through Vitiaz Strait, or make a U-turn to join the NBCU and escape through St Georges Channel or return to Solomon Strait. Water masses originating from the south inflow are advected by the strong NGCU in the western Solomon Sea towards Vitiaz Strait, and then by the NBCU to St Georges Channel and Solomon Strait. The strength of those WBC explains the shortness of transit time of waters crossing the Solomon Sea along those routes. The south inflow is the main source of thermocline waters flowing from the Solomon Sea to the Equatorial Pacific.

The lagrangian calculations enable us to compare the properties of particles along their trajectories from their entrance within the Solomon Sea to their exit. Changes in density have been depicted for each diagnosed route. Along the south inflow routes to the three northern Solomon Sea strait, diapycnal mixing is preponderant, and more efficient than isopycnal mixing. By contrast, the Solomon Strait recirculations are peculiar since they are mostly isopycnal.

The salinity and temperature changes have also been diagnosed. Diapycnal mixing is

responsible for a reduction of the vertical T-S gradients over the water column along the south inflow routes, and explains the major part of the observed heat and salt changes. Water from the upper part of the thermocline, which may eventually feed the EUC and are characterized by a salt maximum, are freshened by fresh water input from the surface, the lower part of the thermocline and the intermediate layers. Transport weighted salt changes of -0.11 psu for TW along south inflow pathways are important. Indeed, Kessler (1999) showed that interannual variability of salinity in the tongue of high salinity of the South Pacific STC at thermocline level consisted of year-to-year peaks with magnitude of typically 0.1-0.2 psu. As for the temperature, the strong diapycnal mixing yields to a downward export of heat from the surface to the thermocline, intermediate and deep layers. Temperature changes in the upper part of the thermocline (TW) along the south inflow routes to Vitiaz Strait (-0.13°C), to St Georges Channel (-0.31°C) and to Solomon Strait (-0.16°C) are weak. Indeed, Izumo (2005) showed that large fluctuations of EUC temperature reach 2 to 3°C.

To study the impact of the tidal parameterization, another simulation without tidal mixing parameterization (NOTIDE) was performed. Diapycnal mixing was diagnosed, though weaker, in the NOTIDE experiment. The tidal mixing parameterization used in this study yields to an improvement of the modeled water masses structure within the Solomon Sea, reinforces diapycnal mixing and increases the downward heat transfert, and the salt export from the thermocline saltier waters to the surface, low thermocline and intermediate layers.

The strong diapycnal mixing diagnosed in this study in the Solomon Sea may partially damp the spiciness anomalies advected by the South Pacific STC, which can reduce the impact of those spiciness anomalies on the Equatorial Pacific climate. Moreover, the upwelling of cold deep water in the Solomon Sea may contribute to the thermohaline circulation. In addition, the changes of the surface layer heat content (decrease of 0.2°C for the sea surface temperature) induced by tidal mixing may modify the atmospheric convection, and more generally tropical mean state climate in coupled model. A recent paper shows that the tidal induced vertical mixing in the indonesian region was able to modify the local atmospheric convection and the tropical variability such as ENSO and the Indian Ocean Dipole (Koch-Larrouy et al., 2009).

Future studies could aim to further explore the water masses transformations in the Solomon Sea with additional data, in order to reduce the current uncertainties related to the available data. The observations currently collected (FLUSEC1 cruise in 2007 Maes et al. (2009), regular deployment of gliders in the Solomon Sea), or planned (PANDORA cruise) by the SPICE program will contribute to provide additional data that will be helpful to study Solomon Sea water masses transformations, and to assess our modeling results in a more realistic way.

Moreover, improving our understanding of the physical processes that may lead to water masses transformations and developping parameterizations to take them into account in models will be worthy to further analyze the Solomon Sea water masses transformations. In regard to the tidal mixing, the parameterization has only been applied in the semi-closed Solomon Sea in this study. However, barotropic to baroclinic tidal energy transfers are also important upstream of the Solomon Sea, in the Coral Sea, and downstream of the Solomon Sea, offshore New Ireland (fig. 7.9). It would be interesting to implement an adapted tidal mixing parameterization outside the Solomon Sea, in the open ocean, to take account of the associated potential water masses transformations. This could reduce the differences

between the observed and modeled thermocline water properties in the Coral Sea. Moreover, physical processes related to the strong NICU and NGCU along the northern coast of PNG may imply additional diapycnal mixing and water masses transformations. As those currents connect to the EUC, extending the domain of the model to encompass the NGCU retroflection into the EUC in the far western equatorial Pacific and extending the present work to the temporal variability of such water masses transformations is of prime importance to analyze the impact of the South Pacific water masses transformations on the EUC, the equatorial climate, and the low modulation of ENSO.

Acknowledgment

This work was supported by the Centre National d'Etude Spatiales (CNES), the Centre National de Recherche Scientifique (CNRS) and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Calculations were performed using HPC resources from GENCI-IDRIS (grant 2009-011279). The authors aknowledge the use of the ARIANE lagrangian tool (http ://stockage.univ-brest.fr/ grima/Ariane). The authors also thank F. Lyard for providing them with the barotropic to baroclinic tidal energy transfer data over the region of the study.

7.3 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons appréhendé les transformations subies par les masses d'eau subtropicales s'écoulant vers l'équateur pendant leur traversée de la mer des Salomon. Les transformations de masses d'eau ont dans un premier temps été décrites en utilisant la climatologie CARS. Elles consistent en l'érosion du maximum de sel des eaux modales de 0.3 psu, associé à un refroidissement de 1.2°C. La climatologie CARS a également permis de valider la représentation des masses d'eau dans notre modèle SOLWARA124 comprenant une paramétrisation du mélange vertical induit par le déferlement des ondes internes de marée développée récemment. Le bon accord trouvé entre les observations et le modèle à la fois en termes de circulation (chap. 4, 5) et de représentation du champ de masse nous a permis dans un second temps d'analyser les chemins empruntés par les masses d'eau en mer des Salomon et les transformations associées à partir de nos simulations numériques. Pour ce faire, nous avons adopté une méthodologie lagrangienne qui nous a permis de distinguer les différents chemins empruntés par les masses d'eau pour rejoindre les détroits de Vitiaz, de St Georges et des Salomon selon leur origine et leur densité à partir de la circulation 3D eulérienne fournie par le modèle. Nous avons trouvé que la majeure partie des eaux de la mer des Salomon en route vers l'équateur quitte la mer des Salomon par les détroits de Vitiaz et des Salomon, au niveau de la thermocline et des couches intermédiaires. Ces eaux sont principalement originaires de l'entrée sud de la mer des Salomon, notamment pour les eaux modales, et du détroit des Salomon.

Il est à noter que contrairement à ce que pourrait laisser croire les résultats obtenus dans le chapitre 5 sur la circulation en mer des Salomon dans la thermocline et sa variabilité annuelle, les eaux entrant par le détroit Indispensable ne représentent pas une source substantielle des eaux sortant notamment par le détroit de Vitiaz dans la présente étude. En fait, il est probable que les 1.4 Sv entrant dans la thermocline ($24.0<\sigma_0<26.5$) par le détroit Indispensable (fig. 5.9) se dirigent en premier lieu vers le sud-est pour rejoindre

le NVJ, et rejoignent ensuite le NGCU à l'est des Louisiades, comme le suggèrent les figures 5.4 et 5.9. Ils sont alors comptabilisés comme faisant partie du transport entrant par l'entrée sud de la mer des Salomon dans notre étude lagrangienne.

Les masses d'eau originaires du détroit des Salomon recirculent en mer des Salomon : elles s'écoulent en direction du NGCU pour sortir par le détroit de Vitiaz, ou effectuent un demi-tour pour rejoindre le NBCU et s'écouler à travers le chenal St Georges ou le détroit des Salomon. Les masses d'eau originaires de l'entrée sud sont advectées par le NGCU dans la partie ouest de la mer des Salomon en direction du détroit de Vitiaz. Une partie s'écoule à travers le détroit et l'autre rejoint le NBCU et quitte la mer des Salomon à travers le chenal St Georges ou le détroit des Salomon. L'intensité des courants explique les courts temps de transit des eaux traversant la mer des Salomon le long de ces routes. Le transport entrant en mer des Salomon entre la PNG et les îles Salomon représente la source principale des eaux de la thermocline s'écoulant à travers la mer des Salomon pour rejoindre le Pacifique Equatorial.

Les calculs lagrangiens nous ont également permis de comparer les propriétés des eaux le long de leurs trajectoires entre leur entrée en mer des Salomon et leur sortie à travers les détroits nord. Les changements de densité ont été décrits pour chacune des routes que nous avons diagnostiquées. Le long des routes originaires de l'entrée sud de la mer des Salomon, le mélange diapycnal est prépondérant et plus efficace que le mélange isopycnal opéré par la forte activité turbulente et tourbillonnaire. Au contraire, les recirculations du détroit des Salomon représentent une route particulière le long de laquelle le mélange isopycnal est plus important que le mélange diapycnal.

Les changements de salinité et de température le long des chemins ont également été diagnostiqués. Le mélange diapycnal est responsable d'une réduction des gradients verticaux de température et de salinité sur la colonne d'eau le long des routes originaires de l'entrée sud, et il explique la majeure partie des changements de sel et de chaleur diagnostiqués. Les eaux de la partie haute de la thermocline, qui sont caractérisées par un maximum de salinité et dont la plupart alimenteront l'EUC, sont adoucies par un apport d'eau douce depuis la couche de surface, la partie basse de la thermocline et la couche intermédiaire. Les changements de salinité, pondérés par le transport, atteignent -0.11 psu pour les eaux de la partie haute de la thermocline le long des routes reliant l'entrée sud de la mer des Salomon aux trois détroits nord. Ces changements de salinité sont significatifs. En effet, Kessler (1999) a montré que la variabilité interannuelle de la salinité dans la langue d'eau très salée de la STC du Pacifique Sud à hauteur de la thermocline consiste en des pics d'amplitude de 0.1-0.2 psu. En ce qui concerne la température, le fort mélange diapycnal entraîne un transfert de chaleur depuis la couche de surface vers le fond. Les changements de température des eaux de la partie haute de la thermocline le long des routes reliant l'entrée sud de la mer des Salomon au détroit de Vitiaz (-0.13°C), au chenal St Georges (-0.31°C) et au détroit des Salomon (-0.16°C) sont quant à elles plutôt faibles. En effet, Izumo (2005) a montré que les fluctuations fortes de température de l'EUC atteignent 2 à 3°C aux échelles interannuelles.

Pour étudier l'impact de la paramétrisation du mélange induit par le déferlement des ondes de marée interne introduite dans le modèle, une autre simulation (NOTIDE) n'incluant pas cette paramétrisation a été utilisée. Un mélange diapycnal a été diagnostiqué, bien que plus faible, dans la simulation NOTIDE. La paramétrisation du mélange induit par la marée utilisée dans cette étude améliore la structure des masses d'eau en mer des Salomon, renforce le mélange diapycnal. Par conséquent, elle augmente le flux de chaleur

vers le fond et le transfert de sel depuis la partie haute de la thermocline vers les couches de surface, la partie basse de la thermocline et la couche intermédiaire.

Le fort mélange diapycnal diagnostiqué en mer des Salomon dans cette étude pourrait partiellement altérer les anomalies de spiciness advectées par la STC du Pacifique Sud, ce qui réduirait l'impact de ces anomalies sur le climat du Pacifique Equatorial. De plus, la remontée des eaux froides profondes de la mer des Salomon pourrait participer à la circulation thermohaline. En outre, les changements de contenu de chaleur de la couche de surface (diminution de 0.2°C pour la SST) induits par le mélange associé au déferlement des ondes de marée interne pourrait modifier la convection atmosphérique dans les modèles couplés et plus généralement l'état moyen du climat dans le Pacifique Tropical. Une étude récente a montré que le mélange vertical induit par la marée dans la région indonésienne (Koch-Larrouy et al., 2009) pouvait modifier la convection atmosphérique locale et la variabilité tropicale comme ENSO et le dipôle de l'océan Indien.

En perspectives de ces résultats, des études pourraient être menées pour explorer plus en avant les transformations de masses d'eau en mer des Salomon à partir d'observations supplémentaires, pour réduire les incertitudes inhérentes aux observations disponibles actuellement à ce sujet. Les observations collectées récemment (campagne océanographique FLUSEC1 en 2007 (cf. chap. 4), déploiement régulier de planeurs sous-marins en mer des Salomon), ou planifiées (campagne océnanographique PANDORA en 2010) au sein des projets SPICE/SOLWARA contribueront à fournir des données additionnelles qui seront utiles dans cette optique.

De plus, l'amélioration de notre compréhension des processus physiques qui peuvent engendrer des transformations de masses d'eau et le développement de paramétrisations pour les prendre en compte dans les OGCM nous permettront d'analyser de façon plus fine les transformations de masses d'eau en mer des Salomon. En ce qui concerne le mélange opéré par les ondes de marée, la paramétrisation récemment développée par Koch-Larrouy et al. (2007) a seulement été appliquée dans le bassin semi-fermé de la mer des Salomon dans cette étude. Cependant, les transferts d'énergie de marée barotrope à barocline sont également importants en amont de la mer des Salomon, en mer de Corail, et en aval de la mer des Salomon, notamment au large de la Nouvelle-Irlande. Il serait intéressant de développer et d'implémenter dans nos modéles une paramétrisation du mélange effectué par la marée adaptée à ces régions extérieures à la mer des Salomon, dans les bassins ouverts, pour prendre en compte les potentielles transformations de masses d'eau associées. Cela permettrait probablement de réduire les différences trouvées entre les observations et notre modèle en ce qui concerne les propriétés des eaux modales en mer de Corail. En outre, les processus physiques liés aux intenses NICU et NGCU le long de la côte nord de la PNG pourraient engendrer un mélange diapycnal suppplémentaire et des transformations de masses d'eau. Comme ces courants vont alimenter l'EUC, étendre le domaine de notre modèle pour inclure la rétroflection du NGCU dans l'EUC aux confins du Pacifique Equatorial occidental et étendre la présente étude à la variabilité temporelle des transformations de masses d'eau représentent des étapes importantes pour analyser l'impact des transformations des masses d'eau issues de l'océan Pacifique Sud sur l'EUC, sur le climat équatorial, et sur la modulation basse-fréquence d'ENSO.

Conclusions et perspectives

Cette thèse a été motivée en premier lieu par des objectifs climatiques, et se place plus précisément dans le cadre de la modulation basse fréquence du climat du Pacifique Tropical par les courants de bord ouest transitant par la mer des Salomon et alimentant le système des courants équatoriaux. Les objectifs de cette thèse étaient de caractériser la circulation océanique en mer des Salomon, notamment dans la thermocline, sa variabilité, ainsi que les transformations des masses d'eau transitant par la mer des Salomon pour rejoindre l'équateur. Une approche parallèle de modélisation haute-résolution et d'analyse des observations disponibles a été utilisée pour atteindre nos objectifs.

Une simulation haute-résolution de la mer des Salomon

Les simulations numériques existantes ne permettant pas de simuler de façon satisfaisante la circulation océanique et les masses d'eau en mer des Salomon, nous avons implémenté une hiérarchie de modèles adaptés à l'étude de cette région grâce à l'utilisation d'une haute-résolution, d'une bathymétrie réaliste et à la prise en compte du mélange généré par le déferlement des ondes de marée interne par une paramétrisation récemment développée. Les résultats de cette simulation numérique haute-résolution ont été comparés avec le peu de données disponibles sur la région. Le bon accord du modèle avec les observations en termes de schéma de circulation, de transport, à la fois pour l'état moyen et pour leurs variabilités, et de représentation des masses d'eau, nous permettent de conclure que le modèle simule de façon réaliste la circulation en mer des Salomon. La hiérarchie de modèles implémentés pendant cette thèse nous permet donc d'étudier de façon fine la mer des Salomon à partir de simulations haute-résolution.

Principaux résultats obtenus

La circulation à hauteur de la thermocline a été caractérisée dans la région de la mer des Salomon à partir des sorties du modèle haute-résolution. Les circulations en mer des Salomon se révèlent être bien plus complexes que l'image classique d'un NGCU alimenté par le NQC et sortant de la mer des Salomon par le détroit de Vitiaz. Un double système de courants de bord ouest est modélisé. Le premier s'écoule le long de la frontière méridienne intérieure à la mer des Salomon formée par la PNG : le NGCU. Le second est formé par deux courants s'écoulant le long des côtes est de la frontière méridienne orientale de la mer des Salomon : le New Ireland Coastal Undercurrent (NICU) et le Solomon Islands Undercurrent (SICU). Une partie du NICU est directement rétroflectée dans l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande. Le NGCU et le NICU sont reliés par le New Britain Coastal Undercurrent. Ce courant, qui s'écoule le long de la Nouvelle-Bretagne, est issu de la limitation de l'écoulement du NGCU à travers le détroit de Vitiaz.

La variabilité saisonnière de la circulation en mer des Salomon est le résultat de trois régimes dynamiques différents : le régime des ondes équatoriales, qui contrôle la variabilité saisonnière de l'EUC, le régime des ondes de Rossby résonnantes entre 10°S et la bande équatoriale, qui module le transport du NVJ et du SEC au large de la Nouvelle-Irlande et des îles Salomon, et le régime des ondes de Rossby stationnaires et en phase, au sud de 10°S, qui sont responsables de la modulation saisonnière du NVJ et du NQC.

La variabilité interannuelle du NGCU est majoritairement transmise au NBCU et à travers le détroit des Salomon. Elle se retrouve dans une moindre mesure dans la branche du NICU qui se rétroflecte directement dans l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande. Les variabilités de ces courants sont directement liées à ENSO : ils sont intensifiés en période

El Niño.

L'utilisation des données altimétriques s'est révélée particulièrement intéressante pour étudier la variabilité de la circulation en mer des Salomon sur une large gamme d'échelles temporelles. Le retraitement des données originales TOPEX/Poséidon par des algorithmes de post-processing permettant de récupérer des données notamment en régions côtières ou peu profondes nous a permis de bénéficier d'un jeu de données altimétriques adapté à la bathymétrie complexe de la mer des Salomon. Le jeu de données altimétriques grillées classique AVISO, plus adapté à certains diagnostics et disponible sur une plus longue période temporelle, a été utilisé conjointement à ce nouveau jeu de données le long des traces. Les anomalies de courants géostrophiques de surface déduites de l'altimétrie proposent un schéma de variabilité de la circulation proche de celui décrit par le modèle au niveau de la thermocline. Ainsi, le cycle annuel des courants, la séparation du NGCU à l'embouchure du détroit de Vitiaz formant le NBCU, et la régionalisation de la dynamique avec la partie ouest caractérisée par la présence des WBC et la partie est qui est le siège de nombreuses recirculations, sont décrits à la fois par le modèle au niveau de la thermocline, et par les observations altimétriques. Il est donc probable que les circulations à hauteur de la thermocline en mer des Salomon présentent une forte signature en surface. Aux échelles saisonnières, le niveau de la mer évolue en phase sur la mer des Salomon et est directement influencé par les ondes de Rossby arrivant au détroit des Salomon. Aux échelles interannuelles, les anomalies de transport des WBC déduites de l'altimétrie compensent les variations du volume d'eau chaude du Pacifique Equatorial ouest, en relation étroite avec ENSO. Ainsi, pendant la phase mature d'ENSO, le NGCC-NGCU est anormalement fort et ses anomalies de transport compensent la déplétion des eaux chaudes du Pacifique Equatorial ouest qui migrent vers l'est.

Enfin, une approche lagrangienne appliquée aux champs eulériens fournis par nos simulations haute-résolution a été utilisée pour caractériser les chemins empruntés par les eaux de la mer des Salomon pour rejoindre les détroits la reliant au Pacifique Equatorial. Cette méthodologie nous a également permis de diagnostiquer les transformations de masse d'eau qui ont lieu le long de ces chemins. Les eaux de la mer des Salomon rejoignant le Pacifique Equatorial s'écoulent essentiellement en suivant les principaux courants de bord ouest, dans la thermocline et la couche intermédiaire, pour rejoindre préférentiellement les détroits de Vitiaz et des Salomon. Les transformations de masses d'eau en mer des Salomon ont été mises en évidence, à la fois à partir d'une climatologie de la région, mais également dans nos simulations numériques. Ces transformations consistent en l'érosion des gradients verticaux de salinité et de température : le maximum de sel caractéristique de la STMW dans la thermocline est atténué, tout comme l'est le minimum de sel caractéristique de l'AAIW dans les couches intermédiaires. Ces transformations s'expliquent par un fort mélange diapycnal, intensifié par la paramétrisation du mélange généré par le déferlement des ondes de marée interne. Ce mélange diapycnal induit un transfert de chaleur depuis la surface vers les profondeurs, et un transfert de sel depuis la partie haute de la thermocline vers les couches plus profondes et la couche de surface.

Les résultats obtenus au cours de cette thèse ont permis d'accroître substantiellement notre connaissance fine de la circulation en mer des Salomon et de sa variabilité. Ils ont également permis d'appréhender le rôle de la mer des Salomon sur le conditionnement

régional des masses d'eau, en caractérisant les transformations des masses d'eau transitant par cette mer et en suggérant des processus physiques responsables des altérations T, S observées. De plus, nos simulations, en les reproduisant, renforcent la vraisemblance de certains traits de circulation suggérés par les rares études antérieures portant sur la région de la mer des Salomon : l'entrée directe du SEC/NVJ en mer des Salomon qui permet une alimentation directe du NGCU en plus de celle effectuée par le NQC, la présence du NBCU et du SICU, les transformations de masses d'eau. En outre, une nouvelle connexion entre la mer des Salomon et le Pacifique Equatorial a été suggérée par nos résultats numériques : celle opérée par le NICU au niveau de la thermocline au nord de la Nouvelle-Irlande. Cette rétroflection du NICU dans l'EUC représente la connexion la plus directe, et la plus rapide, entre les LLWBCs du Pacifique Sud et la thermocline équatoriale. Les observations collectées prochainement lors de la campagne PANDORA[1] dans le cadre des projets SOLWARA-SPICE permettront d'explorer plus en avant la réalité de l'existence de cette connexion du NICU à l'EUC au nord de la Nouvelle-Irlande.

Des perspectives océanographiques...

Les résultats obtenus au cours de cette thèse constituent une base pour appréhender le rôle joué par la mer des Salomon dans la modulation basse-fréquence du phénomène climatique El Niño Southern Oscillation (ENSO) via les jonctions des courants de bord ouest (WBC) au sous-courant équatorial (EUC) établies par la subtropical cell (STC) du Pacifique Sud. Ils ouvrent de nombreuses interrogations scientifiques.

Une problématique clef de l'étude de la mer des Salomon et de son impact sur le climat repose sur l'**origine des eaux** alimentant cette mer et sur la **partition du flux entrant** entre les détroits de Vitiaz, de St Georges et des Salomon. Dans cette optique, il apparaît primordial d'affiner notre connaissance des **courants de bord ouest de la mer des Salomon**, et notamment de comprendre les mécanismes qui les génèrent ainsi que leurs dynamiques, leurs stabilités et leurs variabilités, et leurs relations.

L'altimétrie et nos simulations numériques nous ont montré l'existence d'une forte **activité méso-échelle** en mer des Salomon. Un phénomène de battement du NGCU est notamment modélisé. Aux environs de l'extrémité orientale de l'archipel des Woodlarks, le NGCU semble périodiquement s'écouler vers les îles Salomon, notamment au printemps boréal. Il peut alors former des recirculations ou tourbillons, voire alimenter le SECC via Indispensable Strait. L'importance du NQC et du NVJ dans le flux entrant en mer des Salomon apparaît également variable, tout comme la stabilité du NQC qui apparait parfois comme une série de tourbillons dans le Golfe de Papouasie, et parfois comme un jet puissant longeant continûment la côte sud de la Papouasie Nouvelle-Guinée. Nous avons également observé la disparition de certains des principaux courants sur de faibles échelles de temps : le NGCU n'est plus défini en mer des Salomon et le détroit de Vitiaz est alors directement alimenté par le détroit des Salomon, supprimant également au passage le NBCU. Comprendre l'origine et la dynamique de l'activité méso-échelle et caractériser sa structure verticale représentent des perspectives scientifiques importantes pour la compréhension du

[1] Dans le cadre du projet SOLWARA, une importante campagne océanographique, nommée PANDORA, est prévue en 2010 pour mesurer les courants de bord ouest clefs et pour comprendre les distributions des eaux entrantes et sortantes en mer des Salomon, ainsi que les éventuelles transformations de masses d'eau ayant lieu en mer des Salomon.

rôle joué par la turbulence sur la détermination de la partition du flux entrant à travers les détroits de la mer des Salomon.

Des questions scientifiques restent également ouvertes quant aux transformations de masses d'eau en mer des Salomon. Y a t'il des zones géographiques où le mélange a préférentiellement lieu ? L'énergie associée aux ondes de marée interne est elle entièrement dissipée en mer des Salomon ? Quels sont les différents mécanismes physiques entraînant des altérations des propriétés thermodynamiques des eaux de la mer des Salomon et quelle est leur importance respective ?

Dans cette thèse, nous nous sommes limités à des études climatologiques ou sur des échelles saisonnières à interannuelles pour deux raisons : le peu de connaissances dont nous disposions sur la dynamique de la mer des Salomon rendait digne d'intérêt des études climatologiques, et les limitations des moyens de calcul et des séries temporelles des observations rendaient difficile l'accès à des variabilités plus basse-fréquence que l'interannuel. Une perspective importante de travail repose sur l'appréhension de la modulation basse-fréquence, aux échelles décennales, de la circulation et des transformations de masses d'eau. Ces échelles de temps sont en effet les plus pertinentes dans le cadre de la **modulation du climat** équatorial et d'ENSO par le biais des STC.

Nous avons mis en avant le rôle des **ondes de Rossby** dans le contrôle des flux entrants en mer des Salomon, que ce soit aux échelles saisonnières ou interannuelles. Il serait intéressant d'étudier plus en avant le rôle de ces ondes pour la mer des Salomon, et notamment de caractériser leur devenir une fois entrées en mer des Salomon. De plus, connaître l'importance relative du forçage local du vent, qui pourrait générer localement des ondes, par rapport au forçage extérieur, qui génère des ondes se propageant jusqu'à la mer des Salomon, représente une problématique intéressante.

La **topographie** complexe de la mer des Salomon doit être à l'origine de nombreux effets dynamiques. En effet, la topographie est susceptible de fortement contraindre les écoulements, comme nous l'avons montré au niveau du détroit de Vitiaz. De nombreux autres sites de la mer des Salomon pourraient contraindre les courants et leur partition : les détroits des Louisiades et des Woodlarks, les fosses océaniques, la barrière méridienne formée par les îles Salomon, la barrière septentrionale formée par la Nouvelle-Bretagne, ... Les Louisiades posent déjà un challenge dynamique pour le puissant NQC qui doit opérer un virage serré le long de la pointe orientale de l'archipel pour entrer en mer des Salomon. La topographie peut causer une forte turbulence, et contraindre également les échelles de cette turbulence. De plus, l'interaction de la topographie avec les écoulements en mer des Salomon peut générer des ondes internes propices au mélange vertical. L'importance des effets dynamiques liés à la topographie en mer des Salomon reste à appréhender.

Enfin, améliorer notre compréhension fine de cette petite région devrait nous permettre au final d'appréhender l'**influence de la mer des Salomon sur l'océan global et sur le climat**. Pour cela, il est primordial de quantifier notamment les impacts des différentes connexions des courants de bord ouest à l'équateur dues à la partition du flux entrant par les différents détroits, les impacts du mélange vertical ayant lieu en mer des Salomon sur les conditions équatoriales, sur les interactions océan-atmosphère et sur la circulation océanique plus grande échelle.

En outre, la mer des Salomon pourrait également impacter le climat en influant sur la **fertilisation** du Pacifique Equatorial. En effet, le Pacifique sud-ouest alimente en fer la langue d'eau froide équatoriale, qui représente la plus grande source naturelle de di-

oxyde de carbone (CO_2) pour l'atmosphère. Or, le fer limite l'activité biologique qui, en assimilant le CO_2, limite la quantité de CO_2 exportée vers l'atmosphère. Dans le Pacifique sud-ouest, et notamment en mer des Salomon, la nature des matériaux constituant les marges continentales et les forts courants côtiers sont suspectés de générer une dissolution significative du fer et d'éléments lithogéniques dans l'océan. Une thèse, réalisée par Mélanie Grenier, a commencé au LEGOS pour comprendre l'origine et la circulation des masses d'eau enrichies en traceurs lithogéniques, et améliorer notre connaissance de la circulation et des veines d'alimentation de l'EUC, notamment à partir des simulations numériques réalisées au cours de cette thèse.

... et des perspectives méthodologiques

Les perspectives techniques des travaux menés au cours de cette thèse sont nombreuses. Les études de modélisation du projet SOLWARA reposent sur l'exploitation des simulations numériques haute-résolution mises au point au cours de cette thèse. Ainsi, **améliorer le réalisme de ces simulations** représente une piste de travail primordiale. Les simulations peuvent être améliorées en suivant plusieurs directions :

- Augmenter la résolution du modèle sur la mer des Salomon, afin de résoudre de façon plus fine la circulation, la bathymétrie, les processus turbulents.
- Affiner les paramétrisations, notamment celle du mélange vertical induit par le déferlement des ondes de marée interne, à la fois en mer des Salomon où les ondes sont supposées se dissiper localement, mais également en amont et en aval de la mer des Salomon, où les ondes peuvent en partie rayonner, et en partie se dissiper. Adapter les cœfficients de dissipation locale ainsi que le profil vertical du cœfficient de mélange permettrait probablement d'améliorer le réalisme des masses d'eau simulées et de leurs transformations depuis la mer de Corail jusqu'au Pacifique Equatorial en passant par la mer des Salomon.
- Utiliser des forçages atmosphériques plus réalistes. La thèse de L. Brodeau (2008) a permis de montrer que le jeu de forçages atmosphériques utilisé pour forcer nos modèles (DFS3) entraîne l'existence d'un biais chaud et déssalé dans la couche de surface de l'océan. De nouveaux jeux de forçages ont été mis au point récemment (DFS4, ERA-INTERIM) et devraient permettre d'obtenir des simulations plus réalistes de la mer des Salomon.

Une autre piste de travail repose sur l'extension de nos simulations sur des périodes plus longues. En effet, la variabilité de la circulation et des transformations de masses d'eau pourrait alors être appréhendée sur les **échelles de temps les plus pertinentes dans le cadre de la modulation du climat** équatorial et d'ENSO par le biais des STC, à savoir aux échelles interannuelles à décennales. De plus, la prise en compte d'une plus longue période de simulation permettra d'obtenir un état moyen et une variabilité plus représentatifs de la réalité. Etendre les périodes de simulation vers les années récentes, pendant lesquelles de nouvelles données ont été collectées, notamment dans le cadre du projet SPICE/SOLWARA (Gliders, Argo, campagne FLUSEC1), permettrait d'affiner les validations de nos simulations. Qui plus est, le réalisme de nos simulations pourrait être amélioré par l'assimilation des données disponibles, qu'elles soient in-situ ou satellitaires.

L'assimilation de données ouvre une autre perspective de travail : l'évaluation de l'apport des observations pour contrôler la circulation en mer des Salomon. Ainsi, l'assimila-

tion de données de type gliders (profils T-S le long des trajectoires des planeurs) extraites d'une simulation perturbée permettrait d'évaluer l'impact potentiel de l'assimilation de données gliders réelles dans le contrôle de la circulation et de la représentation des masses d'eau en mer des Salomon. Cette méthodologie (Observing System Simulation Experiments, OSSEs) permet également d'**optimiser le système d'observation** (trajectoires, nombre de profils, répétitivité des observations, ...) pour le contrôle de la simulation par assimilation des observations.

Une extension du domaine géographique de la simulation haute-résolution, notamment vers l'ouest et vers le nord, permettrait d'englober la rétroflection du NGCU dans l'EUC au large des mers indonésiennes. Toutes les connexions des courants de bord ouest du Pacifique Sud à l'EUC seraient alors modélisées, rendant possible l'étude des impacts de la STC du Pacifique Sud via le bord ouest, à la fois en termes de transport (mécanisme V'T) et d'anomalies de température (mécanisme VT'). L'étude de l'influence exercée par la mer des Salomon sur les autres régions océaniques serait alors possible, et nous pourrions notamment mettre en lumière le **rôle joué par la mer des Salomon dans la modulation du climat** du Pacifique Equatorial et d'ENSO.

L'augmentation de la résolution de nos modèles de la mer des Salomon ouvre une perspective motivante dans le cadre des **projets altimétriques haute-résolution** en cours. Le satellite SARAL/AltiKa, dont le lancement est programmé à l'automne 2010, permettra d'obtenir des données altimétriques de qualité en zone côtière. Le satellite SWOT marquera l'entrée de l'altimétrie large fauchée, de l'ordre du kilomètre. L'étude de la mer des Salomon profitera largement de ces nouvelles données adaptées à cette région de bathymétrie complexe. Un modèle très haute-résolution de la région permettra d'exploiter ces nouvelles données altimétriques. La physique associée aux signaux altimétriques haute-résolution fournis par SWOT pourrait être explorée dans un modèle numérique très haute-résolution, notamment en permettant l'extrapolation de la dynamique résolue par l'altimétrie. Enfin, l'assimilation de ces données permettrait encore une fois d'améliorer le réalisme des simulations. De telles problématiques "très haute-résolution"(au moins 1/36°) trouvent également leur place dans le cadre des projets SOSMOD/TOSCA. La mise en place d'un tel modèle très haute-résolution offrirait enfin la possibilité d'étudier la physique sous-mésoéchelle en mer des Salomon.

Une thèse multifacette

Enfin, je voudrais clore cette thèse en soulignant certains aspects pratiques et humains de son déroulement.

Mon sujet de thèse m'est d'emblée apparu passionnant. Il me donnait l'occasion d'étudier une région lointaine où tant de choses restaient (et restent) à découvrir sur le plan océanographique, et ce dans un contexte scientifique très dynamique formé notamment par le projet SPICE, et aux côtés de nombreux scientifiques et chercheurs de divers horizons. Ce sujet de thèse me laissait donc une grande liberté de recherche, que ce soit sur les questionnements scientifiques auxquels je déciderais de m'intéresser, ou sur les moyens mis en œuvre pour y répondre.

De plus, ce sujet repose sur une approche qui demeure encore originale aujourd'hui

dans le monde de la recherche sur le climat. En se focalisant sur la mer des Salomon, cette thèse affichait pour objectif d'étudier finement une région océanique dans le but d'appréhender son impact potentiel sur le climat à bien plus grande échelle. Etant donné les limitations des moyens techniques et informatiques dont nous disposons aujourd'hui, cette dimension régionale s'est révélée particulièrement fructueuse et nous a permis de modéliser avec une physique satisfaisante un "sous-océan", et de comprendre finement les circulations et les mécanismes à l'œuvre qui peuvent influencer le climat. L'explosion des moyens de calculs permet depuis peu de faire converger cette approche régionale de l'étude du climat avec une approche globale, pour laquelle on cherche prioritairement à résoudre l'océan dans son intégralité, à la plus haute-résolution autorisée par les limitations des moyens de calculs (le 1/4° quand j'ai débuté cette thèse).

Pour répondre aux questionnements scientifiques posés pour cette thèse, j'ai adopté une approche multiforme. J'ai ainsi eu la chance de bénéficier de deux visions de l'étude de l'océan complémentaires : la modélisation numérique et les observations. En mettant en œuvre un modèle dans une configuration originale et en retraitant les données altimétriques, j'ai pu découvrir en profondeur et maîtriser ces deux outils principaux que sont la modélisation et les observations pour les océanographes.

Mon sujet de thèse s'insérant directement dans le projet international SPICE, j'ai bénéficié d'un environnement de travail dynamique et de contacts enrichissants avec les chercheurs impliqués dans ce projet, en plus de mon environnement de travail quotidien dans l'équipe MEOM du LEGI. Ainsi, la dynamique scientifique et humaine entourant mon travail de thèse m'a permis d'effectuer deux séjours scientifiques de quelques mois dans des laboratoires d'accueil : au sein du Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) à Nouméa en Nouvelle-Calédonie, et au sein du Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) à Seattle aux Etats-Unis d'Amérique. Ces séjours et l'approche multiforme adoptée pour ma thèse m'ont permis de travailler avec des scientifiques et chercheurs de différents horizons, ayant des domaines d'expertise divers, que ce soit à Grenoble au LEGI notamment pour la modélisation, à Toulouse et Nouméa au LEGOS de l'IRD notamment pour la connaissance du Pacifique sud-ouest, et de l'expertise du CTOH pour l'altimétrie, à Seattle au PMEL de la NOAA pour l'analyse physique des sorties de mon modèle et pour l'acquisition de connaissances océaniques plus théoriques. J'ai également eu la chance d'observer, à la fois scientifiquement et visuellement, cette mer des Salomon devenue si familière pour moi et pourtant si abstraite vue depuis les cartes géographiques affichées dans les laboratoires, en participant à la campagne océanographique FLUSEC1 en août 2007. J'ai ainsi pu participer à la collecte de données sur le flux entrant en mer des Salomon et me rendre compte de la réalité de l'acquisition de mesures in-situ en balayant un large éventail de types de mesure (déploiement de flotteurs Argo, de planeur sous-marin, mesures géochimiques de Néodyme, tirs d'XBT et, bien sûr, CTD et ADCP).

Toutes ces aventures et rencontres scientifiques et humaines m'ont fait bénéficier d'une vision large, enrichissante, et passionnante de l'océanographie.

Annexes

Annexe A

Un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby dans une configuration de la règle de l'île qui est fonction du temps

Pour mettre en avant le rôle des ondes de Rossby dans le contrôle de la variabilité saisonnière de la circulation dans la thermocline en mer des Salomon, nous avons utilisé dans le chapitre 5 un modèle linéaire à gravité réduite des ondes de Rossby.

A.1 Description du modèle

Le modèle linéaire a été mis au point par W.S. Kessler (NOAA/PMEL). Ce modèle est utilisé dans une configuration de la règle de l'île qui est fonction du temps (Godfrey, 1989; Firing et al., 1999) pour prendre en compte l'influence des îles Salomon et des îles de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Irlande (Fig. A.1) sur la circulation. Ce modèle linéaire à 1.5 couches des ondes de Rossby est forcé par les mêmes vents que les modèles aux équations primitives utilisés dans cette thèse, à savoir les vents issus d'ERA40 (cf chap. 3). Toutefois, le forçage du vent est spécifié dans le modèle linéaire alors qu'il est diagnostiqué à travers les formules bulk dans les OGCMs.

L'anomalie de profondeur de la pycnocline, h (prise positive vers le fond), est calculée depuis la côte est de l'océan Pacifique jusqu'au bord ouest en utilisant un modèle classique des ondes de Rossby :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c_r \frac{\partial h}{\partial x} + Rh = -Curl(\frac{\tau}{\rho f}) \tag{A.1}$$

Où $c_r = -\beta c^2/f^2$ est la vitesse de propagation des ondes de Rossby longues, (c est la vitesse de propagation des ondes longues de gravité interne, f est le paramètre de Coriolis, et β sa dérivée méridienne), et R est un temps caractéristique d'amortissement. Les deux paramètres dont les valeurs doivent être fixées sont c et R. Nous choisissons c = 3.5 m s^{-1} et R = (24 months)$^{-1}$, comme dans Kessler et Gourdeau (2007). De plus, nous considérons qu'aucun signal n'est émis à la frontière est ($h = 0$) en négligeant les

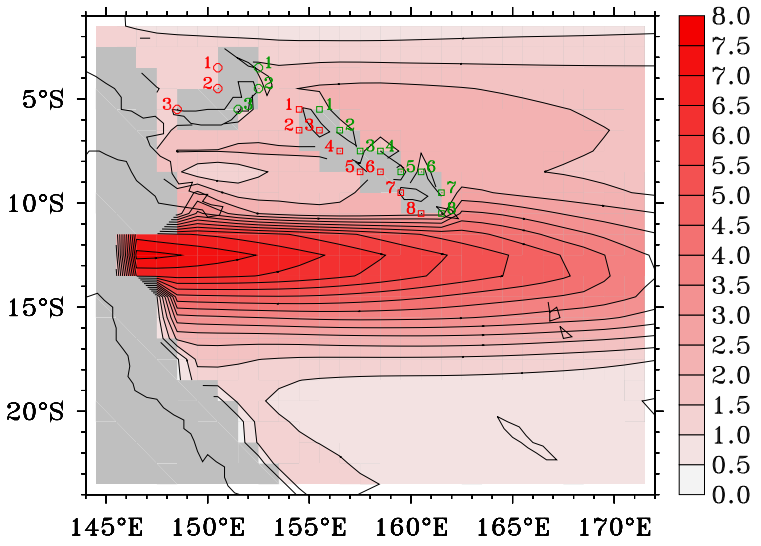


FIG. A.1 – Ecart-type des anomalies de profondeur de la thermocline (en mètres) dans le modèle linéaire. La bathymétrie du modèle est grisée. Les points définissant les îles (Nouvelle-Bretagne / Nouvelle-Irlande et îles Salomon) sont indiqués par des numéros.

conditions aux limites imposées par le bord est. La solution générale de l'équation A.1 s'obtient de façon indépendante pour chaque latitude par :

$$h(x,t) = -\frac{1}{c_r}\int_{x_E}^{x} exp[-\frac{R}{c_r}(x-x')] \times Curl[\tau(x', t-\frac{x-x'}{c_r})]dx' \qquad (A.2)$$

L'intégration débute à la frontière est définie par l'Amérique du Sud, à la longitude x_E (fig. A.2). Puisque l'intégration se fait vers l'ouest, dx' est négatif. La solution (équation A.2) est valide dans l'océan intérieur, à l'est du bord ouest.

Dans ce modèle, la partition de l'écoulement arrivant de l'océan intérieur sur la frontière ouest définie par les îles Salomon, la Nouvelle-Irlande et Nouvelle-Bretagne est régie par la règle de l'île en fonction du temps (time-dependant Island Rule). En utilisant les notations et conventions de Firing et al. (1999) (cf fig. A.2), le transport du courant de bord ouest le long des îles, T_{bc}, est obtenu par la combinaison de leurs équations 13"and 17 :

$$\begin{aligned} T_{bc}(y,t) = \frac{1}{\Delta y}\oint_{C_1}\frac{\tau_w.dl}{\beta\rho_o} + \int_{y(x_{w+})}^{y_n(x_{w+})} H_1 k \times u_1.dl \\ -\frac{1}{\Delta y}\int_{y_s(x_{w+})}^{y_n(x_{w+})} (y-y_s) H_1 k \times u_1.dl \end{aligned} \qquad (A.3)$$

Le premier terme du membre de droite de l'équation A.3 donne la réponse de l'océan aux vents locaux circulant autour de l'île. Les deuxième et troisième termes de l'équation A.3 donnent la réponse du bord ouest à l'écoulement intérieur arrivant sur l'île. L'anomalie de profondeur de la pycnocline, h, est ensuite calculée à l'ouest de l'île, où l'océan est considéré être en équilibre de Sverdrup. La projection de l'équation de l'équilibre de Sverdrup sur le vecteur unité dirigé le long de la côte ouest de l'île ($\vec{e}_l$) donne :

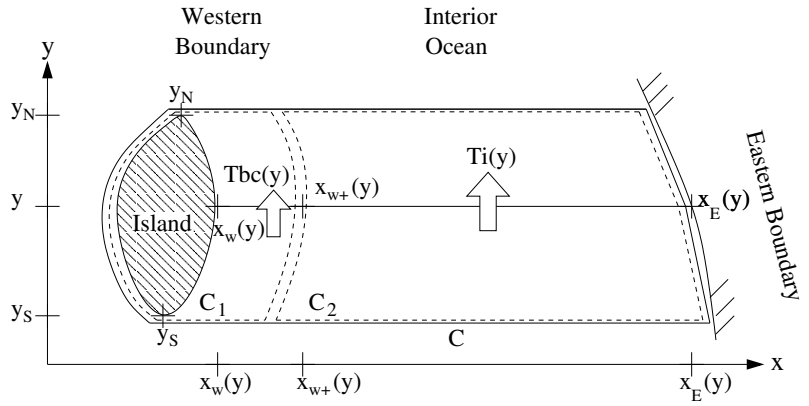


FIG. A.2 – Notations de Firing et al. (1999) pour le calcul du transport par règle de l'île utilisées dans l'équation A.3. Le bord ouest de l'île est représenté par le contour C_1, entre les longitudes x_w et x_{w+} définies pour chaque latitude, l'océan intérieur à l'est de l'île par le contour C_2, entre les longitudes x_{w+} et x_E définies pour chaque latitude. L'union de ces deux contours forme le contour C.

$$fU_c = -g\frac{\partial \tilde{P}}{\partial l} + \frac{\tau^l}{\rho_0} \tag{A.4}$$

$$\tilde{P} = \frac{1}{\rho g}\int_{-H}^{0} P dz \tag{A.5}$$

Comme la côte est supposée imperméable, U_c, le courant perpendiculaire à l'île à la côte, est nul. Un équilibre est donc atteint entre le gradient de pression et la composante côtière (dirigée selon $\vec{e}_l$) de la contrainte du vent. La pression étant connue à chaque extrémité méridienne de l'île par l'équation A.3, l'équation A.5 permet alors de calculée la pression le long du bord ouest de l'île.

Or, pour un modèle à 1.5 couches en gravité réduite (g') :

$$\frac{1}{\rho_0}\nabla_h P = g'\nabla_h h \tag{A.6}$$

D'où :

$$\frac{\rho_0}{\rho}g' H\frac{\partial h}{\partial l} = \frac{\tau^l}{\rho_0} \tag{A.7}$$

L'intégration de h peut se poursuivre vers l'ouest jusqu'à la prochaine frontière.

A.2 Limitations du modèle

La formulation du modèle linéaire des ondes de Rossby décrite ci-dessus impose des limitations à la représentation de la dynamique océanique résolue par ce modèle.

En premier lieu, la linéarité des équations régissant la dynamique résolue par le modèle impose l'absence de friction et donc de limitation de l'écoulement à travers les détroits.

En second lieu, la formulation du modèle est adaptée aux latitudes moyennes, supérieures à environ 5°. La modèle linéaire ne fournit donc pas de résultats exploitables pour notre

étude aux latitudes équatoriales, et ce pour deux raisons, toutes deux liées à l'annulation de la force de Coriolis à l'équateur (le paramètre de Coriolis f tend vers 0 près de l'équateur).

D'une part, la formulation de la vitesse des ondes de Rossby utilisée dans ce modèle ($c_r = -\beta c^2/f^2$) correspond à une dynamique de latitudes moyennes. Elle n'est donc pas adaptée aux latitudes équatoriales (inférieures à environ 5°). En effet, la vitesse maximale des ondes de Rossby équatoriales qui prévalent à ces latitudes est bornée par $c_{rmax} = -c/3$, et ne tend pas vers l'infini à l'équateur comme le suppose la formulation pour les latitudes moyennes ($c_r = -\beta c^2/f^2$).

D'autre part, aux latitudes équatoriales, la force de Coriolis est négligeable dans l'équilibre de Sverdrup. Ce dernier se réduit alors aux forces de pression et de contrainte du vent. L'équilibre stationnaire entre ces deux forces n'est vérifié que pour des échelles de temps supérieures au temps mis par une onde de Rossby équatoriale de mode 1 pour traverser l'océan Pacifique, soit un peu plus de 6 mois (vitesse de propagation d'environ 0.8 m/s). Par conséquent, nous ne pouvons pas utiliser les résultats du modèle des ondes de Rossby pour étudier le cycle annuel de la circulation entre l'équateur et 5° de latitude. De plus, à ces latitudes, les ondes de Rossby se propagent suffisamment vite pour que les conditions aux limites au bord est aient un impact et ne puissent plus être négligées.

Enfin, la formulation du modèle suppose que les îles prises en compte par la règle de l'île sont suffisamment éloignées du bord ouest pour être considérées comme indépendantes de ce dernier. Cette hypothèse n'est manifestement pas respectée au détroit des Salomon : l'écoulement entrant, dirigé vers l'ouest et issu du courant longeant les îles Salomon, est en contact avec l'écoulement sortant, dirigé vers l'est et longeant les îles de Nouvelle-Bretagne et Nouvelle-Irlande.

Ainsi, le modèle linéaire présenté ci-dessus ne peut être utilisé que pour obtenir une ébauche de la dynamique et de la circulation au sud de 5°S, dans des régions où la friction et la dynamique non-linéaires sont négligeables.

Bibliographie

Adcroft, A., C. Hill, et J. Marshall, 1997 : Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Monthly Weather Review*, **125**, 2293–2315.

Alory, G. et T. Delcroix, 2002 : Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX-Poseidon data and linear model results. *Journal of Geophysical Research*, **107(C10)**, 1964–1999, doi :doi :10.1029/2001JC001067.

Arakawa, A. et V. R. Lamb, 1977 : Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, 173–265.

Arbic, B., S. Garner, R. Hallberg, et H. Simmons, 2004 : The accuracy of surface elevations in forward global barotropic and baroclinic tide models. *Deep-Sea Research II*, **51 (25-26)**, 3069–3101.

Asselin, R., 1972 : Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, **100**, 487–490.

Barnier, B., P. Marchesiello, A. DeMiranda, J.-M. Molines, et M. Coulibaly, 1998 : A sigma coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic. Part 1 : Model configuration with error estimates. *Deep Sea Research*, **45**, 543–572.

Barnier, B., et al., 2006 : Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics*, **56 (5-6)**, doi : 10.1007/s10236-006-0082-1.

Battisti, D. et A. Hirst, 1989 : Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean model : influence of the basic state, ocean geometry and nonlineary. *Journal of Atmospheric Science*, **45**, 1687–1712.

Béranger, K., L. Siefridt, B. Barnier, E. Garnier, et H. Roquet, 1999 : Evaluation of operational ECMWF surface freshwater fluxes over oceans during 1991-1997. *Journal of Marine Systems*, **22**, 13–36.

Berger, M. et J. Oliger, 1984 : Adaptative mesh refinement for hyperbolic partial differential equations. *Journal of computational Physics*, **53**, 484–512.

Bessières, L., G. Madec, et F. Lyard, 2008 : Global tidal residual mean circulation : Does it affect a climate OGCM ? *Geophysical Research Letters*, **35**, doi :10.1029/2007GL032644.

Biastoch, A., C. Boning, J. Getzlaff, J. Molines, et G. Madec, 2008 : Causes of Interannual-Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **21 (24)**, doi : 10.1175/2008JCLI2404.1.

Bjerknes, J., 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163–172.

Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, et S. Roche, 1999 : Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 2753–2768.

Blanke, B. et P. Delecluse, 1993 : Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 1363–1388.

Blanke, B. et S. Raynaud, 1997 : Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent : an eulerian and lagrangian approach from GCM results. *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 1038–1053.

Blanke, B., S. Speich, G. Madec, et R. Maugé, 2002 : A global diagnostic of interior ocean ventilation. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1267.

Bratcher, A. et B. Giese, 2002 : Tropical Pacific decadal variability and global warming. *Geophysical Research Letters*, **29(19)**, doi : 10.1029/2002GL015191.

British Oceanographic Data Centre, 2003 : *Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas [CD-ROM].* Published on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, Liverpool, UK.

Brodeau, L., B. Barnier, T. Penduff, A. M. Tréguier, et S. Gulev, 2008 : An ERA40 based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *submitted to Elsevier.*

Butt, J. et E. Lindstrom, 1994 : Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the western Equatorial Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, **99 (C6)**, 12 503–12 514.

Cailleau, S., 2004 : Validation de méthodes de contrainte aux frontières d'un modèle océanique : application à un modèle hauturier de l'Atlantique Nord et à un modèle régional du Golfe de Gascogne. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble I.

Capotondi, A., M. Alexander, et C. Deser, 2003 : Why are there Rossby wave maxima in the Pacific at 10°S and 13°N ? *Journal of Physical Oceanography*, **33**, 1549–1563.

Capotondi, A., M.A., Alexander, C. Deser, et M. McPhaden, 2005 : Anatomy and decadal evolution of the Pacific subtropical-tropical cells (STCs). *Journal of Climate*, **18**, 3739–3758.

Carrère, L., C. LeProvost, et F. Lyard, 2004 : On the statistical stability of the M2 barotropic and baroclinic tidal characteristics from along-track TOPEX/Poséidon satellite altimetry analysis. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C03 033.

Carrère, L. et F. Lyard, 2003 : Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophysical Research Letters*, **30**.

Castruccio, F., J. Verron, L. Gourdeau, J. Brankart, et P. Brasseur, 2006 : On the role of the GRACE mission in the joint assimilation of altimetric and TAO data in a tropical Pacific Ocean model. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi :10.1029/2006GL025823.

Chang, P., Y. Fang, R. Saravanan, L. Ji, et H. Seidel, 2006 : The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. *Nature*, **443**, 324–328.

Chang, P., B. Giese, L. Ji, H. Seidel, et F. Wang, 2001 : Decadal change in the south tropical Pacific in a global assimilation analysis. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3461–3464.

Chanut, J., B. Barnier, W. Large, L. Debreu, T. penduff, J. Molines, et P. Mathiot, 2008 : Mesoscale eddies in the Labrador Sea and their contribution to convection and restratification. *Journal of Physical Oceanography*, **38**, 1617–1643.

Chassignet, E. P. et J. Verron, 2006 : *Ocean weather forecasting, an integrated view of oceanography.* Springer.

Chen, S. et B. Qiu, 2004 : Seasonal variability of the South Equatorial Countercurrent. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi : 10.1029/2003JC002243.

Cheng, W., M. McPhaden, D. Zhang, et E. Metzger, 2007 : Recent changes in the Pacific Subtropical Cells inferred from an eddy-resolving ocean circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 1340–1356.

Cibot, C., E. Maisonnave, L. Terray, et B. Dewitte, 2005 : Mechanisms of tropical Pacific interannual-to-decadal variability in the ARPEGE/ORCA global coupled model. *Climate Dynamics*, **24**, 823–842.

Couvelard, X., P. Marchesiello, L. Gourdeau, et J. Lefèvre, 2008 : Barotropic zonal jets induced by islands in the southwest Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **38(10)**, 2185–2204.

Cravatte, S., G. Madec, aT Izumo, C. Menkes, et A. Bozec, 2007 : Progress in the 3-D circulation of the eastern equatorial Pacific in a climate ocean model. *Ocean Modelling*, **17**, 28–48.

Debreu, L., C. Vouland, et E. Blayo, 2008 : AGRIF : Adaptive Grid Refinement In Fortran. *Computers & Geosciences*, **34**, 8–13.

Durand, F., D. Shankar, F. Birol, et S. S. C. Shenoi, 2009 : Spatio-temporal structure of the East India Coastal Current from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **114 (2)**, doi :10.1029/2008JC004807.

Egbert, G. et R. Ray, 2000 : Significant tidal dissipation in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, **405**, 775–778.

Fedorov, A. et S. Philander, 2001 : A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions : bridging measurements and theory for El Nino. *Journal of Climate*, **14**, 3086–3101.

Ffield, A. et A. Gordon, 1996 : Tidal mixing signatures in the Indonesian seas. *Journal of Geophysical Research*, **26**, 1,914–1,937.

Fine, R. A., R. Lukas, F. Bingham, M. Warnar, et R. Gammon, 1994 : The western equatorial Pacific : a water mass crossroads. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 25 063–25 080.

Firing, E., B. Qiu, et W. Miao, 1999 : Time-dependent island rule and its application to the time-varying North Hawaiian Ridge Current. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 2671–2688.

Fukumori, I., T. Lee, B. Cheng, et D. Menemenlis, 2004 : The origin, pathway, and destination of Niño-3 water estimated by a simulated passive tracer and its adjoint. *Journal of Physical Oceanography*, **34**, 582–604.

Galanti, E. et E. Tziperman, 2003 : A midlatitudes-ENSO teleconnection mechanism via baroclinically unstable long Rossby waves. *Journal of Physical Oceanography*, **33**, 1877–1888.

Ganachaud, A., et al., 2007 : Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part I : Scientific background. Tech. rep., CLIVAR/NOAA report.

Ganachaud, A., et al., 2008 : Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part II : Implementation plan. Tech. rep., CLIVAR/NOAA report.

Gaspard, P., S. A. Rice, H. J. Mikeska, et K. Nakamura, 1990 : Parametric motion of energy levels : Curvature distribution. *Physical Review A*, **42**, 4015–4027.

GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contributions des Groupes de travail I, II, et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Equipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de)]. Tech. rep., GIEC, Genève, Suisse. 103 pages.

Giese, B. S., S. C. Urizar, et N. S. Fuckar, 2002 : Southern hemisphere origins of the 1976 climate shift. *Geophysical Research Letters*, **29 (2)**, doi : 10.1029/2001GL013268.

Godfrey, J., 1975 : On ocean spindown I : A linear experiment. *Journal of Physical Oceanography*, **5**, 399–409.

Godfrey, J. S., 1989 : A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **45**, 89–112.

Gordon, C. et R. Corry, 1991 : A model simulation of the seasonal cycle in the tropical Pacific ocean using clmatological and modeled surface forcing. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 847–864.

Gourdeau, L., W. Kessler, R. Davis, J. Sherman, C. Maes, et E. Kestenare, 2008 : Zonal jets entering the Coral Sea. *Journal of Physical Oceanography (Notes and Correspondence)*, **38**, 715–725.

Gouriou, Y. et J. Toole, 1993 : Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 22 495–22 520.

Gu, D. et S. G. H. Philander, 1997 : Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and the extratropics. *Science*, **275**, 805–807.

Holbrook et A. M. Maharaj, 2008 : Southwest Pacific subtropical mode water : a climatology. *Progress in Oceanography*, **77**, 298–315.

Holland, M. et M. Raphael, 2006 : Twentieth century simulation of the southern hemisphere climate in coupled models. Part II : sea ice conditions and variability. *Climate Dynamics*, **26**, 229–245.

Huang, B. Y. et Z. Y. Liu, 1999 : Pacific subtropical-tropical thermocline water exchange in the National Centers for Environmental Prediction ocean model. *Journal of Geophysical Research*, **104 (C5)**, 11 065–11 076.

Huffman, G. J., 1997 : The global precipitation climatology project (GPCP) combined precicipation dataset. *Bulletin of American Meteorology Society*, **78**, 5–20.

Inoue, M. et S. E. Welsh, 1993 : Modeling seasonal variability in the wind-driven upper-layer circulation in the Indo-Pacific region. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 1411–1436.

Ishida, A., S. Hosoda, et K. Ando, 2008 : North-south asymmetry of warm water volume transport related with El Niño variability. *Geophysical Research Letters*, **35**, L18 612, doi :doi : 10.1029/2008GL034858.

Izumo, T., 2005 : The Equatorial Undercurrent, meridional overturning circulation, and their roles in mass and heat exchanges during El Niño events in the tropical Pacific ocean. *Ocean Dynamics*, **55 (2)**, 110–123.

Izumo, T., J. Picaut, et B. Blanke, 2002 : Tropical pathways, Equatorial Undercurrent variability and the 1998 La Niña. *Geophysical Research Letters*, **29**.

Jackett, D. R. et T. J. McDougall, 1997 : A neutral density variable for the world's ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 237–263.

Jayne et StLaurent, 2001 : Parameterizing tidal dissipation over rough topography . *Geophysical Research Letters*, **28 (5)**, 811–814.

Jin, F., 1997 : An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I : Conceptual model. *Journal of Atmospheric Science*, **54**, 811–829.

Johnson, G. C. et M. J. McPhaden, 1999 : Interior pycnocline flow from the subtropical to the equatorial Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 3073–3089.

Jouanno, J., J. Scheinbaum, B. Barnier, J. M. Molines, et J. Candela, 2008 : The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I : Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Modelling*, **23 (3-4)**, 82–101.

Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, et J. M. Molines, 2009 : The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II : energy sources. *Ocean Modelling*, **26 (3-4)**, 226–239.

Kessler, W., 1999 : Interannual variability of the subsurface high salinity tongue south of the Equator at 165°E. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 2038–2049.

Kessler, W. S., 2002 : Is ENSO a cycle or a series of events ? *Geophysical Research Letters*, **29**.

Kessler, W. S. et L. Gourdeau, 2007 : The annual cycle of circulation of the southwest subtropical Pacific, analyzed in an ocean GCM. *Journal of Physical Oceanography*, **37**, 1610–1627.

Kleeman, R., J. P. McCreary, et B. A. Klinger, 1999 : A mechanism for the decadal variation of ENSO. *Geophysical Research Letters*, **26**, 743–747.

Koch-Larrouy, A., M. Lengaigne, P. Terray, G. Madec, et S. Masson, 2009 : Tidal mixing in the Indonesian Seas and its effect on the tropical climate system. *Climate Dynamics*, **(doi : 10.1007/s00382-009-0642-4)**.

Koch-Larrouy, A., G. Madec, B. Blanke, et R. Molcard, 2008 : Water mass transformation along the Indonesian throughflow in an OGCM. *Ocean Dynamics*, **58 (3-4)**, 289–309.

Koch-Larrouy, A., G. Madec, P. Bourruet-Aubertot, T. Gerkema, L. Bessières, et R. Molcard, 2007 : On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by internal tidal mixing. *Geophysical Research Letters*, **34**, doi : 10.1029/2006GL028405.

Kug, J., I. Kang, et S. An, 2003 : Symmetric and antisymmetric mass exchanges between the equatorial and off-equatorial Pacific associated with ENSO. *Journal of Geophysical Research*, **108(C8)**, 3284.

Kuroda, Y., 2000 : Variability of currents off the northern coast of New Guinea. *Journal of Oceanography*, **56**, 103–116.

Large, W. et S. Yeager, 2008 : The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-008-0441-3.

Lee, T. et I. Fukumori, 2003 : Interannual-to-decadal variations of tropical-subtropical exchange in the Pacific Ocean : Boundary versus interior pycnocline transports. *Journal of Climate*, **16 (24)**, 4022–4042.

LeProvost, C. et J. Verron, 1987 : Wind-driven ocean circulation transition to barotropic instability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **11**, 175–201.

Levitus, S., et al., 1998 : NOAA Atlas NESDIS 18,World Ocean Database 1998 : Volume 1 : Introduction. Tech. rep., U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 346pp.

Lindstrom, E., J. Butt, R. Lukas, et S. Godfrey, 1990 : *The Physical Oceanography of Sea Strait.*, chap. The Flow Through Vitiaz Strait and St Georges's Channel, Papua New Guinea., 171–189.

Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, S. Godgrey, G. Meyers, et M. Tsuchiya, 1987 : The western equatorial ocean circulation study. *Nature*, **330**, 533–537.

Lombard, A., G. Garlic, et T. Penduff, 2009 : Regional patterns of observed sea level change : insights from a 1/4° global ocean/sea-ice hindcast. *Ocean Dynamics*, **59**, 433–449.

Luebbecke, J., C. Boening, et A. Biastoch, 2008 : Variability in the subtropical-tropical cells and its effect on near-surface temperature of the equatorial Pacific : a model study. *Ocean Science*, **4**, 73–88.

Lukas, R., T. Yamagata, et J. McCreary, 1996 : Pacific low latitude western boundary currents and the Indonesian Throughflow. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 12 209–12 216.

Luo, J. et T. Yamagata, 2001 : Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 22 211–22 227.

Luo, J.-J., S. Masson, S. Behara, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra, et T. Yamagata, 2003 : South Pacific origin of the decadal ENSO-like variation simulated by a coupled GCM. *Geophysical Research Letters*, **30 (24)**, doi :10.1029/2003GL018649.

Luo, Y., L. Rothstein, R. Zhang, et A. Busalacchi, 2005 : On the connection between South Pacific subtropical spiciness anomalies and decadal equatorial variability in an ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, **110**, 10 002–10 002.

Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, et O. Francis, 2006 : Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, **56**, 349–415.

Lyard, F. et C. LeProvost, 2002 : Energy budget of the tidal hydrodynamic model FES99.

Madec, G., 2008 : NEMO ocean engine. Tech. rep., Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France, 300 pp (Note du Pole de Modélisation, 27).

Maes, C., G. Eldin, A. Melet, J. Lefévre, J. Sudre, D. Varillon, A. Ganachaud, et L. Gourdeau, 2009 : Rapport de la mission océanographique FLUSEC-01 à bord du N.O. Alis du 12 au 30 Août 2007 en mer de Corail, Océan Pacifique Sud-Ouest. Rapp. Missions 24, IRD, Nouméa, Nouvelle-Calédonie.

Mantua et al., 1997 : A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on the salmon production. *Bulletin of American Meteorology Society*, **78**, 1069–1079.

Marchesiello, P., J. C. McWilliams, et A. Shchepetkin, 2001 : Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, **3**, 1–20.

Marks, K. M. et W. H. F. Smith, 2006 : An evalutaion of publicly available global bathymetry grids. *Marine Geophysical Researches*, **27**, 19–34.

McCreary, J. et P. Lu, 1994 : On the interaction between the subtropical and the equatorial oceans : the subtropical cell. *Journal of Physical Oceanography*, **24**, 466–497.

McDougall, T. J., 1987 : Neutral surfaces. *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 1950–1964.

McPhaden, M. J. et D. Zhang, 2002 : Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, **415**, 603–608.

McPhaden, M. J. et D. Zhang, 2004 : Pacific ocean circulation rebounds. *Geophysical Research Letters*, **31**.

Meinen, C. et M. McPhaden, 2001 : Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial Pacific during 1993-1999. *Journal of Physical Oceanography*, **31**, 1324–1345.

Meinen, C. S., 2005 : Meridional extent and interannual variability of the Pacific Ocean tropical-subtropical warm water exchange. *Journal of Physical Oceanography*, **35 (3)**, 323–335.

Melet, A., L. Gourdeau, W. Kessler, J. Verron, et J. Molines, 2010a : Thermocline circulation in the Solomon Sea : A modeling study. *Accepted in the Journal of Physical Oceanography*.

Melet, A., L. Gourdeau, et J. Verron, 2010b : Variability of the Solomon Sea circulation from altimetry sea level data. *Submitted in Ocean Dynamics*.

Meyers, G., P. McIntosh, L. Pigot, et M. Pook, 2007 : The years of El Niño, La Niña, and interactions with the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, **20**, 2872–2880.

Molines, J. M., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A. M. Treguier, S. Theetten, et G. Madec, 2007 : Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958-2004. Tech. rep., Laboratoire des Ecoulements Geophysiques et Industriels (LEGI), Grenoble, France.

Munk, W., 2003 : Ocean freshening, sea level rising. *Science*, **300**, 2041–2043.

Murray, S., E. Lindstrom, J. Kindle, et E. Weeks, 1995 : Transport through Vitiaz Strait. *WOCE notes*, **7**, U.S. WOCE Office, College Station, TX.

National Geophysical Data Centre, 2001 : *ETOPO2 Global 2' Elevations [CD-ROM]*. Boulder, Colorado, USA, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.

Niwa, Y. et T. Hibiya, 2001 : Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **(C10) 106**, 22,441–22,449.

Nonaka, M. et H. Sasaki, 2007 : Formation mechanism for isopycnal temperature-salinity anomalies propagating from the eastern South Pacific to the equatorial region. *Journal of Climate*, **20**, 1305–1315.

Philander, S., W. Hurlin, et A. Seigel, 1987 : Simulation of the seasonal cycle of the tropical Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 1986–2002.

Picaut, J., F. Masia, et Y. du Penhoat, 1997 : An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, **277**, 663–666.

Preisendorfer, R., 1988 : *Principal component analysis in meteorology and oceanography.* Curtis Mobley, 425 pp.

Qiu, B. et S. Chen, 2004 : Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **34**, 1515–1527.

Qiu, C., S. Chen, et W. Kessler, 2009 : Source of the 70-day mesoscale eddy variability in the Coral Sea and the North Fiji Basin. *Journal of Physical Oceanography*, **39**, 404–420.

Qu, T. et E. J. Lindstrom, 2002 : A climatological interpretation of the circulation in the western South Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **32**, 2492–2507.

Raymond, W. et H. L. Kuo, 1984 : A radiation boundary condition for multi-dimensional flows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**, 535–551.

Ridgway, K. et J. Dunn, 2003 : Mesoscale structure of the mean East Australian Current system and its relationship with topography. *Progress in Oceanography*, **56**, 189–222.

Ridgway, K. R., J. R. Dunn, et J. L. Wilkin, 2002 : Ocean interpolation by weighted least squares : Application to the waters around Australia. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 1357–1375.

Ridgway, K. R., J. S. Godfrey, G. Meyers, et R. Bailey, 1993 : Sea level response to the 1986-1987 El Niño Southern Oscillation event in the Western Pacific in the vicinity of Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 16 387–16 395.

Roblou, L. et F. Lyard, 2004 : Retraitement des données altimétriques satellitaires pour des applications cotières en Mer Méditerranée. . Tech. rep., POC-TR-09 -04, 15 pp., Pole d'Océanographie Côtière, Toulouse, France.

Roblou, L., F. Lyard, M. LeHenaff, et C. Maraldi, 2007 : X-TRACK, a new processing tool for altimetry in coastal oceans. *Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland (ESA SP-636, July 2007)*.

Roullet, G. et G. Madec, 2000 : Salt conservation, free surface and varying levels : a new formulation for OGCM. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 23,927–23,942.

Schneider, N., 2004 : The response of the tropical climate to the equatorial emergence of spiciness anomalies. *Journal of Climate*, **17**, 1083–1095.

Schneider, N. S., A. J. Miller, M. A. Alexander, et C. Deser, 1999 : Subduction of decadal North Pacific temperature anomalies : observations and dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 1056–1070.

Schott, F. A., L. Stramma, W. Wang, B. S. Giese, et R. Zantopp, 2008 : Pacific subtropical cell variability in the SODA 2.0.0/3 assimilation. *Geophysical Research Letters*, **35**.

Simmons, H., R. Hallberg, et B. Arbic, 2004a : Internal wave generation in a global baroclinic tide model. *Deep-Sea Research II*, **51 (25-26)**, 3043–3068.

Simmons, H., R. Hallberg, et B. Arbic, 2004b : Internal wave generation in a global baroclinic tide model. *Deep-Sea Research II*, **51**, 3043–3068.

Sokolov, S. et S. Rintoul, 2000 : Circulation and water masses of the southwest Pacific : WOCE section 11, Papua New Guinea to Tasmania. *Journal of Marine Research*, **58**, 223–268.

Solomon, A. et I. Wainer, 2006 : Pacific tropical-extratropical thermocline water mass exchanges in the NCAR coupled climate model v.3. *Ocean Modelling*, **15**, 218–235.

Suarez, M. et P. Schopf, 1988 : A delayed action oscillator for ENSO. *Journal of Atmospheric Science*, **45**, 3283–3287.

Tomczak, M. et J. Godfrey, 1993 : *Regional Oceanography : An Introduction.* Pergamon Press, Great Britain.

Toole, J. M., E. Zou, et R. C. Millard, 1988 : On the circulation of the upper waters in the western equatorial Pacific Ocean. *Deep Sea Research*, **35**, 1451–1482.

Tréguier, A. M., et al., 2001 : An eddy-permitting model of the Atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 22,115–22,129.

Tsuchiya, M., 1981 : The origin of the Pacific Equatorial 13°C water. *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 794–812.

Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, et E. Lindstrom, 1989 : Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Progress in Oceanography*, **23**, 101–147.

Tziperman, E., M. Cane, et S. E. Zebiak, 1995 : Irregularity and locking to the seasonal cycle in the ENSO-prediction model as explained by the quasi-periodicity route to chaos. *Journal of Atmospheric Sciences*, **52**, 293–306.

Ueki, I., Y. Kashino, et Y. Kuroda., 2003 : Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997-1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 36–1 36–17.

Uppala S.M. et al., 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quaterly Journal of the Royal Meteorology Society*, **131**, 2961–3012.

Verron, J., L. Gourdeau, D. T. Pham, R. Murtugudde, et A. Busalacchi, 1999 : An extended Kalman filter to assimilate satellite altimeter data into a non-linear numerical model of the Topical Pacific : method and validation. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 5441–5458.

Vignudelli, S., P. Cipollini, M. Astraldi, G. Gasparini, et G. Manzella, 2000 : Integrated use of altimeter and in situ data for understanding the water exchanges between the Tyrrhenian and Ligurian Seas. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 19,649–19,663.

Vignudelli, S., P. Cipollini, L. Roblou, F. Lyard, G. Gasparinin, G. Manzella, et M. Astraldi, 2005 : Improved satellite altimetry in coastal systems : Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophysical Research Letters*, **32**, L07 608.

Vincent, P., N. Steunou, E. Caubet, L. Phalippou, L. Rey, E. Thouvenot, et J. Verron, 2006 : Altika : a ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the gmes period. *Sensors*, **6**, 208–234.

Wang, B., R. Wu, et R. Lukas, 2000 : Annual adjustement of the thermocline in the tropical Pacific ocean. *Journal of Climate*, **13**, 596–616.

Wang, C., 2001 : A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **14**, 98–115.

Wang, C. et J. Picaut, 2004 : Understanding ENSO Physics - a Review. *Earth's Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*, C. Wang, S.-P. Xie, et J. Carton, Eds., Washington D.C., American Geophysical Union, Vol. Geophysical Monograph 147, 21–48.

Wang, C., R. Weisberg, et J. Virmani, 1999 : Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, **104 (C3)**, 5131–5149.

Webb, D. J., 2000 : Evidence for shallow zonal jets in the South Equatorial Current region of the southwest Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 706–719.

Weisberg, R. H. et C. Wang, 1997 : A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophysical research Letters*, **24**, 779–782.

Wu, L., Z. Liu, C. Li, et Y. Sun, 2007 : Extratropical control of recent tropical Pacific decadal climate variability : a relay teleconnection. *Climate Dynamics*, **28**, 99–112.

Wunsch, C. et D. Stammer, 1995 : The global frequency-wavenumber spectrum of oceanic variability estimated from TOPEX/POSEIDON altimetric measurements. *Journal of Geophysical Research*, **100(C12)**, 24,895–24,910.

Xie, P. et P. Arkin, 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimate, and numerical model outputs. *Bulletin of American Meteorology Society*, **78**, 2539–2558.

Yeager, S. G. et W. G. Large, 2004 : Late-winter generation of spiciness on subducted isopycnals. *Journal of Physical Oceanography*, **34**, 1528–1545.

Yu, B. et G. Boer, 2004 : The role of the western Pacific in decadal variability. *Geophysical Research Letters*, **31**, 2204–2204.

Yu, X. et M. McPhaden, 1999 : Seasonal variability in the Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 925–947.

Zhang, C., 2001 : Intraseasonal perturbations in sea surface temperatures of the equatorial eastern Pacific and their association with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **14**, 1309–1322.

Zhang, D. X. et M. J. McPhaden, 2006 : Decadal variability of the shallow Pacific meridional overturning circulation : Relation to tropical sea surface temperatures in observations and climate change models. *Ocean Modelling*, **15**, 250–273.

Thèse de Doctorat

Titre :

Les circulations océaniques en mer des Salomon : modélisation haute-résolution et altimétrie spatiale

Auteur :

Angélique Melet Dieudonné

Etablissement :

Université de Grenoble

RÉSUMÉ

La mer des Salomon, qui voit transiter les eaux subtropicales alimentant la thermocline du Pacifique équatorial via les courants de bord ouest (WBC), pourrait moduler le climat du Pacifique tropical. Les objectifs de cette thèse sont de caractériser les circulations océaniques en mer des Salomon, notamment dans la thermocline, leurs variabilités, ainsi que les transformations des masses d'eau transitant par la mer des Salomon pour rejoindre l'équateur. Pour cela, une approche parallèle de modélisation haute résolution et d'analyse des observations disponibles a été utilisée. Un double système de WBC est modélisé dans la thermocline. Une partie des eaux du New Guinea Coastal Undercurrent rejoint le New Ireland Coastal Undercurrent, qui se rétroflecte partiellement dans l'Equatorial Undercurrent, produisant ainsi une connexion directe à la thermocline équatoriale. Le cycle saisonnier de cette circulation est forcé par le régime des ondes équatoriales et par le régime des ondes de Rossby. Les WBC sont intensifiés pendant les évènements El Niño et compensent la déplétion du volume d'eau chaude du Pacifique équatorial ouest. Les transformations des masses d'eau transitant en mer des Salomon avant de rejoindre le Pacifique équatorial ont été caractérisées à partir d'une approche lagrangienne. Un fort mélange diapycnal produit un transfert de chaleur vers le fond et une érosion du maximum de salinité présent dans la thermocline.

ABSTRACT

In the southwest Pacific, thermocline waters connecting the tropics to the equator via western boundary currents (WBC) transit through the Solomon Sea, which may modulate the tropical Pacific climate. This thesis aims to characterise the Solomon Sea's circulations, especially in the thermocline layer, their variabilities, and the transformations of the water masses transiting through the Solomon Sea to join the equator. To reach these goals, a high-resolution model has been implemented and its results were analysed together with available observations. A double system of WBC is modelized in the thermocline. Part of the New Guinea Coastal Undercurrent waters join the New Ireland Coastal Undercurrent, which partly retroflects to the Equatorial Undercurrent, providing the most direct western boundary-equator connection. The thermocline circulation seasonal variability results from the combination of equatorial dynamics and of Rossby waves dynamics. The WBC are reinforced during El Niño events and they counter balance the depletion of the warm pool in the equatorial western Pacific. The transformations of the water masses transiting through the Solomon Sea to join the equatorial Pacific were characterized in a lagrangian framework. Strong diapycnal mixing yields to a downward heat transfer and an erosion of the upper thermocline's salinity maximum.

MOTS CLÉS, KEY WORDS

Mer des Salomon, Circulation et variabilité océanique, Modélisation océanique haute-résolution, Altimétrie spatiale, Transformation de masses d'eau, Climat.

Solomon Sea, Oceanic circulation and variability, High-resolution ocean modeling, Spatial altimetry, Water masses transformation, Climate.